

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 51 (1958)
Heft: 3: Le Ve congrès international de sédimentologie, Suisse, 1958 : Genève et Lausanne, 2-7 juin

Artikel: Communications présentées au Congrès
Autor: Andel, Tjeerd H. van / Falke, Horst / Accordi, Bruno
Kapitel: B: Sédimentation ancienne en général : méthodes : divers
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-162445>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 13.12.2025

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

B. SÉDIMENTATION ANCIENNE EN GÉNÉRAL. MÉTHODES. DIVERS

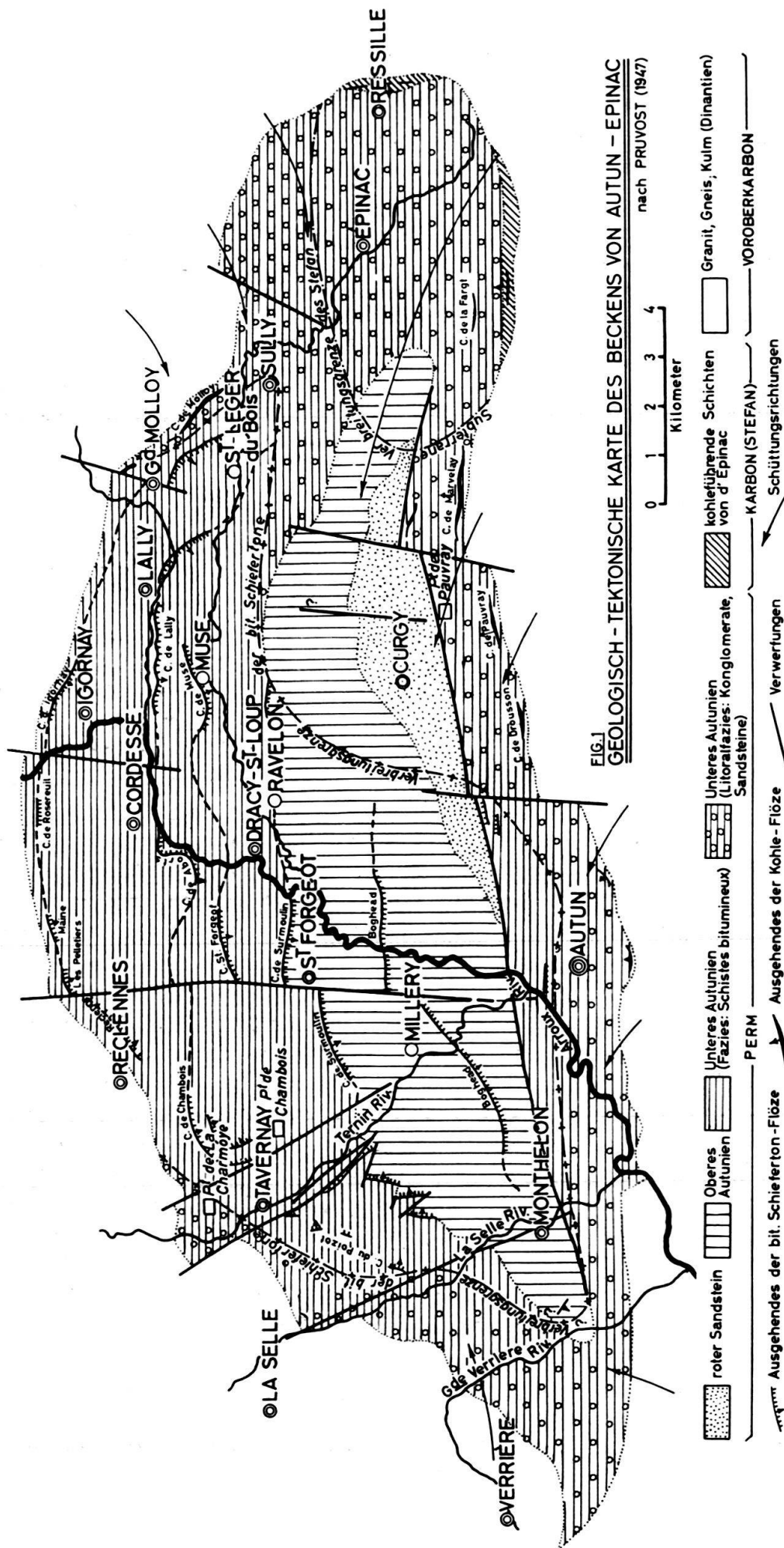
21. – HORST FALKE (Geol.-Paläontolog. Institut, Mainz) **Die bituminösen Schiefer des Beckens von Autun** (Zentralfrankreich). Mit 3 Tabellen und 3 Figuren im Text.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Becken von Autun am Nordrand des französischen Zentralmassives ist der locus typicus für das Autunien = Unterrotliegende. Abgesehen von seinen Wirbeltierfunden ist seine Schichtfolge auch durch die zahlreichen bit. Schiefertongflöze bekannt geworden, die jahrzehntelang abgebaut wurden. Sie setzen im unteren Autunien ein und erreichen ihre Maximalentwicklung im oberen Autunien. Unter ihnen ist das wichtigste Flöz die Grande couche de Surmoulin an der Basis der Stufe von Surmoulin (ob. Autunien), der eine eingehende Betrachtung gewidmet wird. Entsprechend den durchgeführten Untersuchungen stellt dieses Sediment einen Übergangstypus zwischen Algengyttja und Gyttja dar. Solche Übergänge sind in der horizontalen wie vertikalen Schichtabfolge häufig zu beobachten und lassen gewisse Rückschlüsse auf die jeweiligen Ablagerungsbedingungen im Becken zu. Vergleiche mit dem Unterrotliegenden im Saar-Nahegebiet ergeben gewisse gemeinsame Züge in der Sedimentbeschaffenheit und ihrem räumlichen Verhalten.

Mit Unterstützung der Kulturabteilung der französischen Botschaft und der deutschen Forschungsgemeinschaft, denen für ihre Hilfe an dieser Stelle herzlich gedankt sei, war es dem Verf. in den letzten Jahren möglich, wiederholt die Rotliegendbecken im Bereich des französischen Zentralmassives aufzusuchen. Besondere Beachtung wurde hierbei dem Becken von Autun als dem locus typicus für das Autunien=Unterrotliegendes gewidmet. Abgesehen von den berühmten Faunenfundten ist seine Schichtfolge auch durch das häufige Vorkommen von zum Teil flözartig auftretenden, bit. Schiefertonen bekannt geworden. Man hat sie jahrzehntelang an verschiedenen Stellen des Beckens für eine Ölgewinnung ausgebeutet. Der letzte Abbau in Télots ist inzwischen ebenfalls eingestellt worden. Dank dem Entgegenkommen von Herrn Direktor ARTHAUD von der Société Minière des Schistes bitumineux, Les Télots, war es dem Verf. noch möglich, vor zwei Jahren die Abbaue untertage in der Grande couche de Surmoulin aux Télots zu befahren. Die von hier entnommene Proben wurden einer eingehenden Untersuchung unterzogen. Darüber hinaus wurden in Geländebegehungen die wenigen Aufschlüsse von weiteren bit. Schiefertonen aufgesucht. Selbstverständlich waren diese Unterlagen für eine Beurteilung der allgemeinen geologischen Verhältnisse aller vorhandenen bit. Schiefertongflöze nicht ausreichend, die für ähnliche Vorkommen im Saar-Nahegebiet von Interesse und Bedeutung sind. Deshalb musste weitgehendst auf die Arbeiten von DELAFOND (1889) und PRUVOST (1947, 1954) zurückgegriffen werden, denen zur damaligen Zeit eine grössere Anzahl von Schacht- und Bohraufschlüssen zur Verfügung stand. An dieser Stelle möchte ich Herrn Professor PRUVOST, Paris, herzlichst dafür danken, dass er mir darüber hinaus in einem regen schriftlichen wie mündlichen Gedankenaustausch wertvolle Hinweise gegeben hat.

Nachdem DELAFOND (1889) in einer Zusammenfassung der stratigraphischen Abfolge des Beckens von Autun noch alle kohleführenden Schichten im Liegenden der Stufe von Igornay dem «Terrain houiller»=Oberkarbon zugerechnet hatte, konnte PRUVOST (1947) auf Grund neuer Untersuchungen den Nachweis erbringen, dass von diesen Liegendschichten jene der Stufe von Mt. Pelé und Grand-Molloy als östliche Randfazies schon dem unteren Autunien angehören (Fig. 1). Für diesen



stratigraphischen Abschnitt kann man somit eine konglomeratisch-sandige, z. T. kohleführende Randfazies von einer sandig-tonigen, vorwiegend jedoch tonigen Beckenfazies mit bit. Schiefertonen unterscheiden. Während die letztgenannte Sedimentfolge vom zentralen bis westlichen Teil des Beckens aus an seinem Nordrand unmittelbar dem Grundgebirge aufliegt, schiebt sich in den verbleibenden Randzonen die grobklastische Fazies dazwischen. Sie ist im östlichen Beckenteil, der weiteren Umgebung von Épinac, am größten und mächtigsten ausgebildet. Die Hauptschüttung ist demnach von Osten erfolgt. Hierfür spricht auch die von DELAFOND (s. o.) wie PRUVOST (s. o.) getroffene Feststellung, dass sich im Verlauf des Autunien das Becken nach Westen erweitert und vertieft hat, so dass in dieser Richtung das Autunien unter Ausfall des im Osten vorhandenen Oberkarbons unmittelbar auf das Grundgebirge übergreift.

Dementsprechend setzen die ältesten Vertreter der bit. Schiefer-tonflöze im Osten bis Nordosten des Beckens in der 150–250 m mächtigen Stufe von Igornay = unterstes Autunien ein (Fig. 2). Nach DELAFOND (s. o.) wurden in der ehemaligen Konzession Igornay drei Flöze ausgebeutet. Vom Liegenden zum Hangenden hatten sie, getrennt durch sterile Schiefertone, eine Mächtigkeit von 7 m, ca. 1,80 m und ca. 3,50 m und ein Ausbringen an Rohöl von 3,75 %, 4,25 % und 4,50 %. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass an manchen Stellen sich in ihrem jeweiligen Hangenden Dolomit- bis dolomitische Kalkbänkchen mit Süßwassermuscheln einschieben. Nach PRUVOST (1954) wurden in der gleichen Sedimentserie bei Untersuchungsarbeiten in der Nähe von Veuville Bogheadflözchen beobachtet. Das Ausgehende der die o. a. bit. Schiefertone einschliessenden *Couche d'Igornay* ist von St-Léger-du-Bois über Igornay in westlicher Richtung nach Reclennes zu verfolgen (Fig. 1). Ein noch heute zugänglicher, sehr guter Aufschluss hinter den letzten Häusern von St-Léger-du-Bois an der Strasse nach Petit Molloy legt die im unmittelbar Hangenden folgende Schichtserie aus \pm sandigen Schiefertonen in Wechsellagerung mit dünnen (0,03–0,20 m) Sandsteinbänken frei, die schwach nach SSW einfallen.

Bit. Schiefertone stellen sich auch in der nächst-jüngeren, etwa 500 m mächtigen Stufe von Muse ein. Entgegen den Ausführungen in der Arbeit von 1947 scheint PRUVOST diese Stufe nach einem Profil in dem Aufsatz 1954 schon in das obere Autunien einzustufen. Als Flöze sind die *Couche de Lally* an ihrer Basis und 110 m darüber die *Couche de Muse* bemerkenswert (Fig. 2). Das erstgenannte Lager wurde vor allem südlich Lally in einer Mächtigkeit von etwa 3,10 m, hiervon 2,30 m verwendbaren bit. Schiefertones, abgebaut. Die Halden sind noch heute an der Strasse nach Champsigny sichtbar und 50 m östlich davon die typischen dunklen bis schwarzen Schiefertone, zum Teil in Form von Papierschiefern mit grauen bis grau violetten, sandigeren Zwischenlagen. Die bezüglich der Bitumenführung angesetzte chemische Untersuchung einer Schiefer-tonprobe erbrachte folgende, in diesem Zusammenhang wichtigen Ergebnisse¹⁾:

C: 21,63 %

H: 2,77 % Der Glühverlust betrug 32,5 %,

¹⁾ Die chemischen Untersuchungen wurden in dankenswerter Weise vom Organischen Institut der Universität Mainz (Prof. KERN) übernommen.

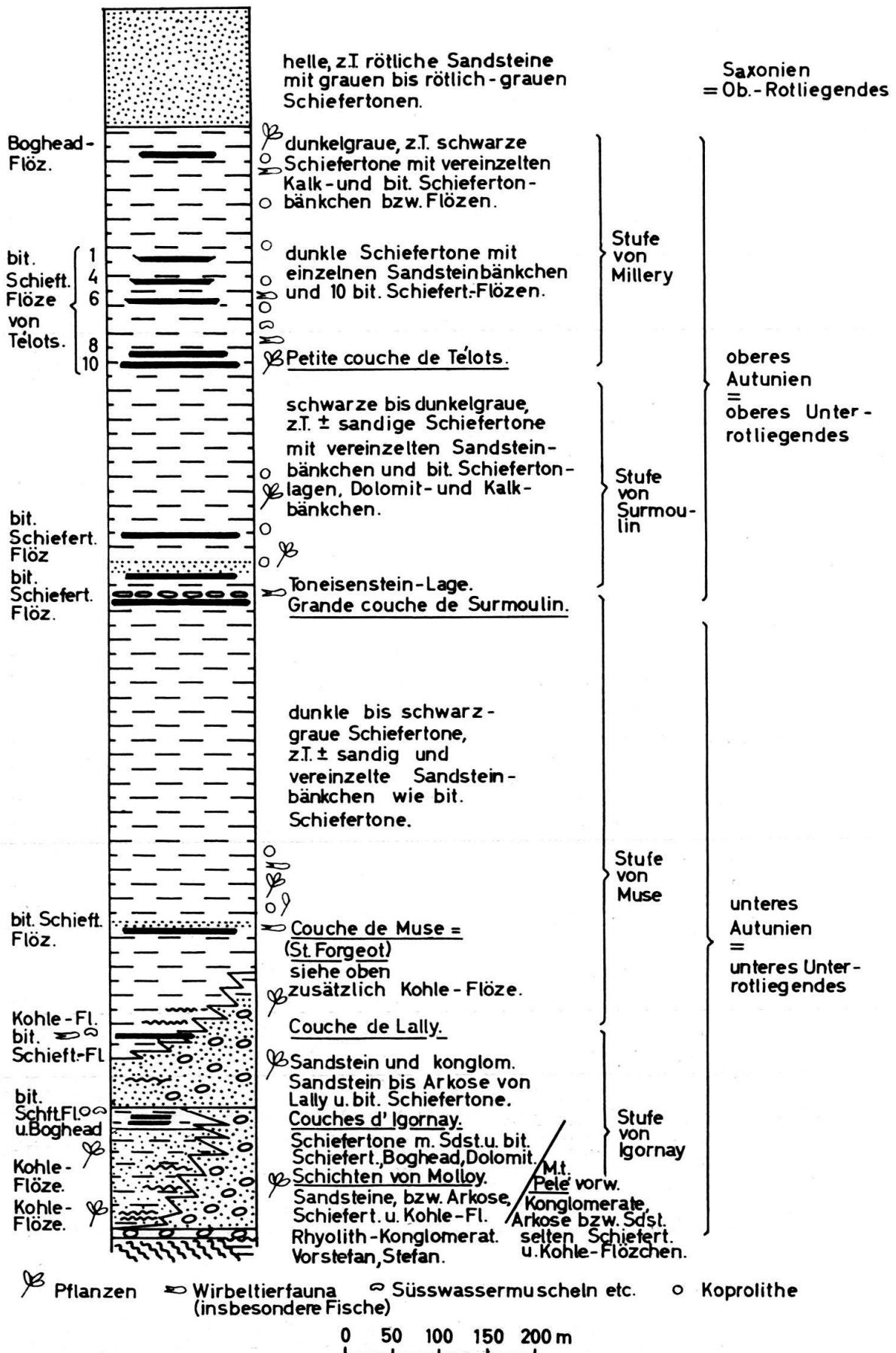


Fig. 2. Stratigraphische Abfolge des Perm im Becken von Autun (Frankreich).

Asche: 66,83%	der Gehalt an fl. Bestandteilen bei
S: 0,31%	der Schwelung 19,1%
N: 0,72%	Eine Extraktion mit Benzol (15 Std.) ergab 1,34%
<hr/>	
92,26%	

Nach den vorliegenden Berichten scheint die sandige Komponente in den Schichten mit ihrem Einfallen nach SSW zugenommen und somit einen weiteren Abbau verhindert zu haben. Die Fortsetzung nach Westen bis Chambois ist infolge dazwischenliegender, querschlägiger Störungen nicht völlig geklärt (Fig. 1). Dies trifft auch für das nächstjüngere Flöz von Muse zu. Es ist durch seinen Fossilreichtum in der Umgebung der Ortschaft gleichen Namens bekannt. Unter Berücksichtigung der allgemeinen Lagerungsverhältnisse müssen die östlich von Muse in einem Hohlweg aufgeschlossenen dunklen Schiefertone, von geringmächtigen Sandsteinlagen unterbrochen, hierzu gerechnet werden. Infolge einer Störung fallen sie mit 15° nach Norden ein und werden von einer mächtigeren, groben Sandsteinbank überlagert. Sie sind sehr fossilreich. Auf den Schichtflächen findet man zahlreiche Fischschuppen, z. T. auch relativ gut erhaltene Fischreste. Einzelne Sedimentlagen führen Koprolithen. Seltener sind stärker inkohlte Pflanzenreste. Eine chemische Analyse einer Schiefertonsprobe ergab folgende Werte:

C: 21,33%	
H: 2,88%	Der Glühverlust wurde mit 34,2%,
Asche: 65,50%	der Gehalt an fl. Bestandteilen
S: 0,24%	bei der Schwelung mit 23,45% ermittelt. Eine
N: 0,52%	Bitumenextraktion mit Dioxan (40 Std.) ergab 1,7%
<hr/>	
90,47%	

Etwa 350 m im Hangenden der Couche de Muse liegt die Grande Couche de Surmoulin an der Basis der Stufe von Surmoulin (Fig. 2). Als wichtigstes bit. Schiefertonsflöz im gesamten Becken von Autun wurde es früher im Distrikt Comaille wie im Distrikt von Dracy-Saint-Loup (DELA FOND 1889), zuletzt in der Concession Les Télots, nördlich von Autun, abgebaut. Es nimmt somit den mittleren Abschnitt im westlichen Teil des Beckens ein. In diesem Raum konnte es in jedem Aufschluss mit Hilfe von 3, im Flöz eingeschalteter «Tonstein»bänke identifiziert und entsprechend unterteilt werden. Diese Möglichkeit wird nach DELA FOND (s.o.) auch dort nicht eingeschränkt, wo 4–5 «Tonstein»horizonte lokal auftreten. Hierbei ist sein Hinweis bemerkenswert, dass man auch in anderen bit. Schiefertonslagen «Tonsteine» gefunden hat. Sie treten aber stets nur in Verbindung mit bit. Schiefertonen auf. Mit Hilfe dieser geringmächtigen Sedimentlagen lässt sich die Grande Couche wie folgt aufgliedern (Fig. 3).

Das Hangende, nach DELA FOND (s.o.) auch «Banc couronne» genannt, besteht stellenweise aus ± sandigen Schiefertonen, meist aus fossilführenden, bit. Schiefertonen, die wohl schon zu den beiden Flözen gehören, die nach PRUVOST (1947) sich unmittelbar im Hangenden der Grande couche einstellen. Darunter folgt der erste «Tonstein»horizont in einer von 0,5–0,15 m schwankenden Mächtigkeit. Er

ist von hellgrauer bis gelblichgrauer Farbe und hebt sich dadurch scharf von den dunklen Schiefertönen seiner Umgebung ab. In den Abbauen von Télots führt er zahlreiche Toneisensteingeoden. Sein Liegendes bildet die erste Bank aus schwarzen, sehr festen, bit. Schiefertönen «banc carré» der Grande Couche, 0,25–0,80 m, im Mittel 0,50 m mächtig. Im Anschliff sind an anorganischen Bestandteilen Tonsubstanz, ein hoher Gehalt an kugelförmigen Pyritkonkretionen, vor allem Siderit, zurücktretend Quarz festzustellen. Unter den organischen Komponenten treten hervor Opakteilchen, die lagen- und nesterweise angehäuft sind, z. T. pilzhypphenartige Strukturen; verstreut Vitritsubstanz, meist ohne deutlich sichtbares Zellgefüge, zahlreiche Bitumenkörper, besonders aber bemerkenswert Sporen und zahlreiche spindelförmige Algen. Letztere sind nach PRUVOST (schriftliche Mitteilung) häufig beobachtet und der Gattung *Pila* zugeordnet worden. Desgleichen treten an der Basis dieser Bank gehäuft Fischschuppen auf. Eine Bitumenextraktion mit Benzol bis zum Klarwerden der Flüssigkeit ergab Werte zwischen 0,84–1,65% (Fig. 3).

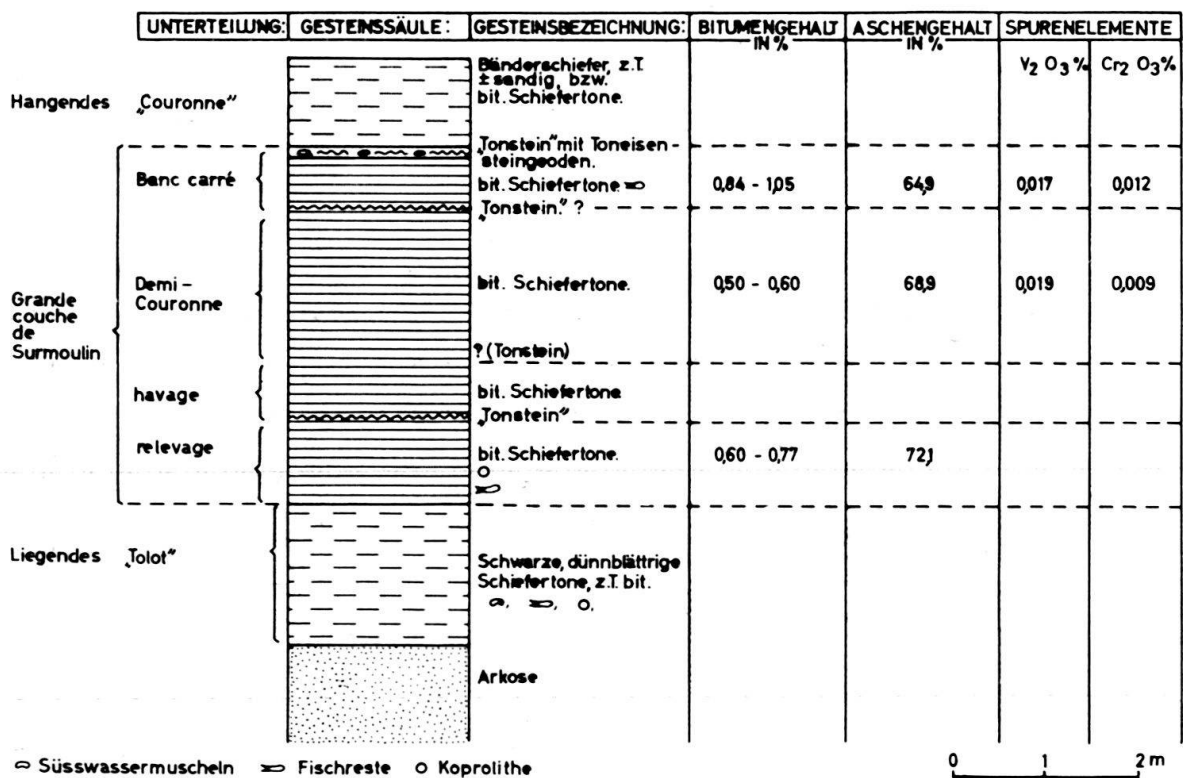


Fig. 3. Normal-Profil der Grande Couche de Surmoulin.

Nach den vorliegenden Berichten hat dieser Flözabschnitt an allen ehemaligen Abbaustellen das höchste Ölausbringen innerhalb der Grande couche gehabt. Für Télots wird er mit 80–100 l pro Tonne angegeben. Ein Test auf Spurenelemente ergab 0,017% V₂O₃ und 0,012% Cr₂O₃²⁾. Nach DELAFOND (1889), den mir in

²⁾ Diese Analysen wurden in dankenswerter Weise von Herrn Prof. KREJCI-GRAF (Frankfurt) und Herrn Prof. GEILMANN (Mainz) durchgeführt.

Télots gemachten Angaben und zur Verfügung gestellten Unterlagen folgt im Liegenden wiederum ein «Tonstein»horizont, der die «Banc carré» von dem anschliessenden Abschnitt «Demicouronne» trennt. In dieser Hinsicht scheint jedoch keine Übereinstimmung zu herrschen, denn nach PRUVOST (schriftliche Mitteilung) ist bisher kein Beweis für die Existenz eines Tonsteines zwischen «Banc carré» und «Demi couronne» erbracht worden.

Die Mächtigkeit der letztgenannten Bank schwankt unter Beachtung aller verfügbaren Unterlagen zwischen 0,25–3,00 m. Hierbei ist sie im Abbaubereich von Télots am grössten. Einzelne von hier entnommene Gesteinsproben lassen schon makroskopisch eine deutlich hervortretende Feinschichtung durch einen Farbwechsel von Schwarz bis Dunkelbraun zu einem hellen Braun erkennen. In den beobachteten Fällen wird sie durch millimeterdünne Feinsandlagen hervorgerufen, die gleichzeitig die sonst kaum sichtbaren Verfäلتungen als Folge subaquatischer Rutschungen deutlich hervortreten lassen. Ein Anschliff zeigt fast das gleiche Bild, wie die oben beschriebene Probe aus der «Banc carré», wenn auch die Algen und Sporen etwas zurückzutreten scheinen. Der Gehalt an Bitumen und bezeichnenden Spurenelementen ist aus der Figur 3 zu entnehmen. Nach den vorliegenden Angaben schwankte das Ausbringen an Rohöl in Télots zwischen 84 und 100 l pro Tonne.

Die anschliessende, liegende Partie der Grande Couche wird nach PRUVOST (schriftliche Mitteilung) wie nach den mir in Télots zur Verfügung gestellten Unterlagen aufgeteilt in eine hangende Schicht von 0,40–0,50 m «havage» genannt und in eine liegende Bank mit der Bezeichnung «revelage», 0,80–1,00 m mächtig (Fig. 3). Gleichzeitig scheint aber auch für diesen Komplex die Bezeichnung «Tranche inferieur» Verwendung zu finden. Darüber hinaus spricht DELAFOND (1889) von einer «Banc de pied», die nach PRUVOST (schriftliche Mitteilung) mit der Schicht «havage + relevage» identisch sein dürfte. Ihre Mächtigkeit schwankte nach DELAFOND (s. o.) im Distrikt von Comaille zwischen 0,75–1,20 m, im Distrikt Dracy-Saint-Loup zwischen 0,70–1,40 m. Diese verwirrende Benennung erschwert auch die Einordnung der hier noch vorhandenen «Tonstein»horizonte. Nach DELAFOND (1889) liegt zwischen der «Banc demi-couronne» und «Banc de pied» ein Horizont, nach PRUVOST (s. o.) zwischen der «Demi couronne» und der «havage» wie der letzteren und «relevage». Diese Mitteilung wird auch dadurch bestätigt, dass bei den mir in Télots gemachten Angaben und eingesehenen Profilen wiederholt von dem Tonstein zwischen «Demi couronne» und «havage», stets aber von einem solchen Horizont zwischen «havage» und «relevage» gesprochen wurde. Die anschliessend aufgeführten Untersuchungsergebnisse einer hier entnommenen «Tonstein»probe beziehen sich entsprechend den getroffenen Erhebungen auf den zuletzt genannten «Tonstein»horizont.

Von hellgrauer bis grünlichgrauer Farbe, die ihn deutlich von seiner Umgebung abhebt, besitzt er eine fast gleiche Mächtigkeit wie die «Tonstein»lage im Hangenden der «Banc carré». Er ist verhältnismässig fest, zerfällt häufig in unregelmässige Stücke. Makroskopisch würde man ihn als einen reinen Ton ansprechen. Eine Trennung der Korngrössen durch Sieb und Atterbergzylinder ergab die in Tabelle I aufgeführten Werte. Somit enthält er keinen Bestandteil grösser als 0,2 mm. Die Aufbereitung wurde mit Pinsel und anschliessendem 5stündigen

Schütteln in 0,01 n NH_4OH ausgeführt. Zur weiteren Kontrolle der Korngrösse der Einzelkörner wurde eine mikroskopische Untersuchung der Einzelfractionen im Körnerpräparat vorgenommen. Hierbei konnte nun festgestellt werden, dass sich bei der oben beschriebenen Aufbereitung die Fraktion I fast vollständig, Fraktion II zu etwa 90%, Fraktion III zu 50% noch aus Aggregaten zusammensetzt. Nach dem Ergebnis der optischen Nachprüfung überschreitet aber kein Einzelkorn die Grösse von $30\ \mu$ und schätzungsweise nimmt fast 75% die Grösse von $2\ \mu$ ein. Die Zusammensetzung des «Tonsteines» wurde durch kombinierte optisch-röntgenographische Methoden ermittelt. Sie ist im einzelnen aus Tabelle II zu entnehmen.

I)	60	–200 μ \varnothing	0,4%	Sieb
II)	6,32–	60 μ \varnothing	53,9%	} Atterberg
III)	2	– 6,32 μ \varnothing	14,8%	
IV)	<1	μ \varnothing	30,9%	
			100,0%	

Tabelle I: Korngrössenanalyse des «Tonsteines» zwischen «havage» und «relevage» der Grande couche de Surmoulin.

Quarz	2– 3%
Saurer Plagioklas (zum Teil zersetzt und korridiert) etwa . .	15%
Carbonate (hauptsächlich Siderit) etwa	10%
Kaolinit	3– 5%
Montmorillonit	3– 5%
Illit	60–70%
Übriges (hauptsächlich Kalifeldspat, Muskowit, Erz (Ilmenit ?) etwa	1%

Tabelle II: Zusammensetzung des «Tonsteines» zwischen «havage» und «relevage» der Grande couche de Surmoulin

Nach dieser Analyse ist die Hauptkomponente Illit, auffallend der geringe Quarzanteil, bemerkenswert der relativ grosse Feldspatgehalt (Plagioklas) wie der wohl sekundär gebildete Siderit (s. Tabelle III).

Nach diesen Befunden entspricht dieser «Tonstein» weder einem Saarkarbon- noch einem Rotliegend«tonstein» des Saar-Nahegebietes, sondern einem Ton«stein» besonderer Zusammensetzung. Die Herkunft bzw. Entstehung der Einzelkomponenten dieses geringmächtigen Sedimentes, das trotz seiner Lage inmitten der bit. Schiefertone nur geringe Bitumenspuren aufweist, muss noch ungeklärt bleiben. In diesem Zusammenhang sei bemerkt, dass es sehr begrüssenswert wäre, wenn im Hinblick auf die Benennung verschiedener Sedimente als «Tonstein» einmal eine klare Definition für die Bezeichnung «Tonstein» gegeben würde.

Die im Hangenden dieses Horizontes liegende Bank «havage» wie die «relevage» in seinem Liegenden sind mit 95–101 l Rohöl pro Tonne bzw. 89–104 l in Télots

H ₂ O ⁻	3,20	
Glühverlust	10,80	
davon H ₂ O ⁺		5,21
CO ₂		1,83
S ₂		Spur
Org. Subst. + Rest		3,76
SiO ₂	44,98	
Al ₂ O ₃	24,99	
Fe ₂ O ₃ (Gesamteisen)	6,02	
CaO	8,39	
MgO	0,15	
K ₂ O	1,69	
Na ₂ O	2,94	
P ₂ O ₅	—	
SO ₃	0,62	
Cl ₂	0,21	
	100,79	

Tabelle III: Chemische Analyse des «Tonsteines» zwischen «havage» und «relevage» der Grande couche de Surmoulin.

am ergiebigsten gewesen. Von anderen Abbaustellen gibt DELAFOND (1889) für die «Banc de pied» ein Ausbringen an, das zwischen der «Banc carré» und «Demi couronne» liegt. Durchgeführte Extraktionen mit Benzol an einer Probe ebenfalls aus Télots ergaben Bitumengehalte, die mit 0,60–0,77% eine mittlere Stellung zwischen den Werten für die «Banc carré» und «Demi couronne» einnehmen (s. Fig. 3). Ein Anschliff dieser Probe zeigte unter Auflicht eine fast gleiche Zusammensetzung wie die Belegstücke aus der «Banc carré» und «Demi couronne». Besonders bemerkenswert ist wiederum die Häufigkeit der Algen und das Auftreten von Fischeschuppen. Im Dünnschliff tritt sehr deutlich der erhebliche Reichtum an Siderit hervor, der in seiner lagigen Anordnung die Schichtung widerspiegelt. Auch im optisch-röntgenographischen Test tritt er neben dem Illit als Hauptbestandteil auf. Demgegenüber tritt Feldspat (Plagioklas), Kaolinit und Quarz zurück. Somit finden sich in diesem bit. Schiefertone fast die gleichen Bestandteile, auch bezüglich ihrer gegenseitigen Mengenverhältnisse, wie in dem zuvor erwähnten «Tonstein». Ebenso wie bei den Belegstücken aus der «Demi-couronne» ist auch hier eine gut abgesetzte Feinschichtung zu erkennen, darunter eine 2–3 cm mächtige Lage, die sich vorwiegend aus eckigen Schiefertonebestandteilen zusammensetzt. Die für die Schichtung bezeichnenden Feinsandlagen scheinen zum Liegenden der Grande couche zuzunehmen. Das Liegende selbst besteht aus dem sog. «Tolot». Es sind schwarze, dünnblättrige, z. T. in Splitter zerfallende, \pm bit. Schiefertone, die neben Fischresten (vor allem Fischeschuppen) auch *Estheria tenella* führen. Nach einer schriftlichen Mitteilung von PRUVOST und einer mir von ihm übersandten Aufnahmeskizze vertritt diese Schicht nach SW mit aufsteigendem Profil nacheinander die einzelnen, in dieser Richtung auskeilenden Abschnitte der Grande couche und stellt somit ihre Randfazies dar.

Das eigentliche Liegende der gesamten Abfolge wird durch eine Arkose gebildet. Übertage ist ein nicht näher einzuengender Ausschnitt aus der Grande couche unmittelbar südlich von Surmoulin am Fluss L'Arroux aufgeschlossen. Hier findet man in den nach Süden geneigten Schichten neben den stark bitumenhaltigen Lagen auch typische Papierschiefer und \pm sandige Schiefertone. Letztgenannte enthalten Pflanzenreste, während man in den Papier- bzw. bit. Schiefertönen Fischreste findet, die z. T. noch einen guten Erhaltungszustand aufweisen.

Zusammenfassend stellt die Grande couche einen linsenförmigen, durch 3 Tonsteinlagen aufgegliederten Gesteinskörper dar, dessen bitumenführende Sedimente nach ihrem noch erkennbaren organischen Inhalt (Algen, Sporen usw.) und nach dem Verhältnis von V:Cr zwischen einer Gytija und Algengytija einzuordnen wären. Diese Zuordnung wird dadurch gestützt, dass abgesehen von der Stufe von Igornay (s. S. 626) vor allem in der im Hangenden der Grande couche liegenden Schichtfolge stellenweise Übergänge zwischen bituminösen Schiefertönen und Boghead-Kohle zu beobachten sind, d. h. in der das Autunien abschliessenden Stufe von Millery.

Nach zwei bit. Schiefertonflözen unmittelbar im Hangenden der Grande couche und einem weiteren Flöz in Abstand von 110–120 m setzt sie mit der «Petite couche», 250 m über der Grande couche (Fig. 2) ein. Ihr liegender Abschnitt, etwa 115 m mächtig, enthält innerhalb der schiefrigen Serie 10, besonders durch den Bergbau ausgehaltene Schiefertonflöze = Faisceau de Télots. Hiervon ist, vom Hangenden zum Liegenden gerechnet, auf den Flözen 1, 4, 6, 8, 9 und 10 = Petite couche zeitweilig Abbau in der Konzession von Télots umgegangen. Die Petite couche = Flöz 10, 1–2 m mächtig, stellenweise reich an Fisch- und Pflanzenresten, erbrachte im Mittel 75 l Öl pro Tonne, Flöz 9, 0,70–1,20 m mächtig, 82 l pro Tonne. Über die verbleibenden Flöze waren keine genaueren Angaben zu erhalten, ausgenommen Flöz 4, das bei einer Mächtigkeit von 2–3,50 m nur 50–60 l Öl pro Tonne lieferte. Diese Flöze fallen mit ihren meist tonigen, hin und wieder durch eine geringmächtige Sandsteinbank unterbrochenen Zwischenschichten mit 15–20° nach Süden ein, wo sie nördlich von Autun nach den Ergebnissen früherer Untersuchungen auf dem im Hangenden folgenden Boghead-Flöz durch eine ONO–WSW verlaufende Störung abgeschnitten werden (Fig. 1).

Dieses Kohle-Flöz, etwa 110 m über dem Flöz der Faisceau de Télots (Fig. 2) wurde nach DELAFOND (1889) in den Konzessionen Margenne, Millery und Surmoulin, zuletzt in der Konzession Télots abgebaut. Aus der Konzession Margenne wird folgendes Profil vom Hangenden zum Liegenden angegeben:

- 0,06 Schiefer mit Kieselgallen
- 0,15 falsche Boghead-Kohle
- 0,10 bit. Schiefer
- 0,06 Kalkbank
- 0,04 bit. Schiefer
- 0,25 Boghead-Kohle
- 0,15 bit. Schiefer (Lage des *Protriton petrolei*)

Die gleiche Abfolge in kaum veränderter Mächtigkeit wurde auch in einem heute nicht mehr zugänglichen Steinbruch im Gebiet von Millery und im Quartier des Télots in der Konzession Surmoulin angetroffen. Dieses Flöz ist durch die Untersuchungen von BERTRAUD (1892) sehr bekannt geworden, der sich eingehend mit den das Flöz aufbauenden Algen (*Pila bibractensis*) beschäftigt hat, die hier durch die teilweise Verkieselung in besonders guter Erhaltung vorliegen. Bemerkenswert ist auch der von DELAFOND (1889) gegebene Hinweis, dass es sich auf den Gruben von Millery und Surmoulin im Einfallen, d. h. nach Süden in einzelne Linsen von Boghead-Kohle inmitten einer bit. Schiefertonsbank auflöste und somit einem weiteren Abbau ein Ende setzte. Solche linsenförmige Vorkommen sind häufig in den zahlreichen, bit. Schiefertonsflözen beobachtet worden, die in den Hangend- wie Liegendenschichten des Boghead-Kohleflözes bei Versuchsarbeiten durchörtert wurden. Diese faziellen Übergänge zwischen einer Gytja bis ausgesprochenen Algengytja sind vor allem für die 250–300 mächtigen Stufe von Millery bezeichnend, die sich, so weit noch vorhanden, fast ausschliesslich aus Schiefertonen zusammensetzt, in die sehr wenige Sandstein-, aber dafür zahlreichere Kalkbänkchen inmitten oder in Nachbarschaft der häufigen bit. Schiefertonsflöze eingelagert sind.

Wenn man das räumliche Verhalten aller bisher erwähnten Ablagerungen innerhalb des Beckens von Autun zusammenfassend betrachtet, so ergibt sich für die im vorliegenden Rahmen in Betracht kommenden Sedimente folgende Entwicklungsreihe von Ablagerungstypen: Kohle-Boghead/Kohle (Algengytja)-Übergangstypus (bit. Schiefertone)- Gytja (sterile bis \pm bit. Schiefertone). In ihr spiegelt sich der Übergang von der Rand- zur Beckenfazies und die jeweiligen Milieubedingungen mit ihren Schwankungen wieder. In der Horizontalen liegt diese Entwicklung vollständig scheinbar nur im unteren Autunien, der Stufe von Igornay bis Muse, darüber hinaus meist unvollständig vor. In der Vertikalen, besonders in einem Schnitt diagonal durch die Schichtenfolge von Ost nach West, kann man, wenn auch mit gewissem Vorbehalt, folgenden Ablauf feststellen. In der Stufe von Igornay bis zum Übergang in die Stufe von Muse treten noch Kohlebildungen neben Boghead/Kohle und bit. Schiefertonen auf, in der Stufe von Muse selbst neben bit. Schiefertonen überwiegend sterile bis schwach bit. Schiefertone. Mit der Stufe von Surmoulin setzt wiederum, selbst im zentralen Teil des Beckens, eine verstärkte Entwicklung von bit. Schiefertonen ein, die schliesslich am Ende des Autunien in eine vorzugsweise Entstehung von Boghead-Kohle übergeht. Diese beginnende Verlandung wird scheinbar abrupt durch die Schüttung des «Grès rouge» im Hangenden des Unterrotliegenden abgebrochen. Dieses Bild und die hieraus zu ziehenden Schlüsse erfahren jedoch insofern eine Einschränkung, als durch die inzwischen erfolgte Abtragung, besonders in den Randgebieten des Beckens, vor allem für das obere Autunien die hier ehemals abgelagerten Sedimente nicht mehr vorhanden sind. Trotz dieses Vorbehaltes gewinnt man auf Grund der vorliegenden Unterlagen den Eindruck, dass wahrscheinlich z. Zt. der Stufe von Muse das Süsswasserbecken seine grösste Ausdehnung besessen hat.

Im Unterrotliegenden des Sahr-Nahe-Gebietes sind auch in der Kuseler- wie Lebacher Gruppe lokal bit. Schiefertone bzw. Papierschiefer eingeschaltet (FALKE 1954). Sie erreichen ebenfalls ihre maximale Verbreitung im höheren Unterrot-

liegenden z. Zt. der mittleren bis oberen Lebacher Gruppe kurz vor Anlieferung der Arkose, mit der die Tholeyer Zeit beginnt. Jedoch zeigen sie nirgends die Geschlossenheit von derartigen, an Bitumen reichen Flözen wie im Becken von Autun. Desgleichen liegen bisher keine Hinweise für Ansätze einer Boghead-Kohlebildung vor, obwohl zahlreiche Anzeichen einer relativ üppigen Pflanzen- und Tierwelt gegeben sind. So finden sich auch hier an die meist fischführenden Schiefertone häufig Tier- und Pflanzenreste enthaltende Kalkbänke gebunden. Nicht minder häufig ist das Vorkommen von Siderit, besonders in den Lebacher Schichten auf dem NW-Flügel des Saarbrückener Sattels (Saargebiet). Er tritt entweder als millimeterdünne Lagen innerhalb der Schiefertone oder in Form der bekannten Konkretionen auf. «Tonstein»lagen in der von Autun beschriebenen Form sind dagegen bis jetzt noch nirgends beobachtet worden. Somit bestehen im wesentlichen die Unterschiede nur darin, dass es im Saar-Nahe-Rotliegenden nicht zu einer Vollentwicklung bit. Sedimente in der Beckenfazies gekommen ist, da offensichtlich das Becken in seiner Grösse, Gestalt usw. keine entsprechenden, geschlossenen Milieubedingungen für längere Zeit zulies. Infolgedessen ist auch der Anteil derartiger Sedimente an der Gesamtschichtfolge im Saar-Nahe-Gebiet, relativ gesehen, wesentlich geringer als im Becken von Autun. Trotzdem findet man im letztgenannten Gebiet äusserst selten Andeutungen von Asphaltspuren usw., während sie bekanntlich im Saar-Nahe-Gebiet in gewissen Bezirken gehäuft auftreten. Auf die möglichen Ursachen soll hier nicht näher eingegangen werden.

LITERATURVERZEICHNIS

- BERTRAUD, C. EG., (1892): *Le Boghead d'Autun*. Bull. Soc. Ind. Min. [Ser. 3] 6.
 DELAFOND, M. (1889): *Bassin houiller et Permien d'Autun et d'Epinac*. Etudes des Gîtes Minéraux de la France, Paris.
 FALKE, H. (1954): *Leithorizonte, Leitfolgen und Leitgruppen im pfälzischen Unterrotliegenden*. N. Jb. geol.-paläont. Abh. 99, Stuttgart.
 KREJCI-GRAF, K. (1957): *Geochemie Abgrenzung und Anwendung*. Naturw. Rdsch. H. 8, Stuttgart.
 PRUVOST, P. (1947): *Art des Mines et Géologie: Bilan d'une collaboration* in C. R. Congrès du Centenaire de l'Assoc. des Ing. de Liège, Liège.
 — (1954): *Lésions internes et autocicatrisations dans une série sédimentaire en cours d'accumulation*. Annales Hébert et Haug, 8, (Paris).

22. — JACQUES FLANDRIN (Faculté des Sciences de Lyon): **Essai de dénomination des roches sédimentaires par l'emploi systématique des diagrammes triangulaires.** Avec 8 figures dans le texte.

RÉSUMÉ

Une regrettable confusion règne dans la nomenclature des roches sédimentaires, les dénominations attribuées à ces roches variant très souvent d'un géologue à l'autre ou d'un pays à l'autre. Un emploi systématique des diagrammes triangulaires est proposé pour définir et fixer des noms qui soient à la fois précis et compris de la même façon par tous les géologues. Plusieurs exemples sont donnés pour illustrer la méthode présentée. L'A. souhaite que cet article suscite des obser-

ventions et des critiques et prépare ainsi les travaux de la Commission internationale de Nomenclature que l'«Association internationale de Sédimentologie» a projeté de créer lors de sa réunion durant le dernier Congrès international de Sédimentologie à Lausanne.

Lors du V^e Congrès international de Sédimentologie, qui s'est déroulé à Genève et à Lausanne du 2 au 7 juin 1958, l'un des projets formés par l'«Association internationale de Sédimentologie» a été la création d'une Commission chargée de définir et de fixer les dénominations des roches sédimentaires de façon que chacun des noms utilisés pour désigner ces roches ait une signification précise et limitée et soit compris de la même façon par l'ensemble des géologues.

Il est certain qu'une telle entreprise ne peut être menée à sa fin que par un Organisme international ayant autorité pour fixer les principes de cette nomenclature et pour amener les géologues à renoncer, dans de nombreux cas, aux dénominations de caractère personnel ou national qu'ils ont l'habitude d'utiliser. Toutefois, j'ai pensé qu'il pouvait être utile de présenter, comme base de discussion, l'essai de nomenclature qui est tenté depuis deux années dans mon laboratoire.

Le premier principe adopté pour cette tentative est un principe fort classique, admis depuis longtemps par de nombreux pétrographes, suivant lequel les dénominations de roches doivent procéder de données chiffrées de façon à ne pas être laissées à l'arbitraire de chacun et à avoir une signification parfaitement définie et constante.

La plupart des roches sédimentaires étant formées, suivant les cas, par un, deux ou trois – plus rarement quatre ou cinq – constituants principaux (ou groupes de constituants principaux), il est commode, ainsi que le font nombre de pétrographes, de définir ces roches d'après leur position dans un diagramme triangulaire dont les trois sommets correspondent à leurs principaux éléments (ou groupes d'éléments).

Suivant l'exemple de la figure 1, la position de chaque roche à l'intérieur du diagramme est déterminée par les quantités en pour-cent de chacun des éléments entrant dans la composition de cette roche. C'est ainsi que l'échantillon A correspond à une roche comprenant 80% de calcaire, 5% de quartz et 15% d'argile, l'échantillon B à une roche formée par le mélange de 25% de calcaire, 15% de quartz et 60% d'argile, l'échantillon C, enfin, à une roche constituée par 11% de calcaire, 65% de quartz et 24% d'argile.

Lorsqu'il n'y a que deux constituants principaux, les points correspondant aux roches se situent sur le côté du triangle joignant ces deux constituants. C'est ainsi que l'échantillon D représente un calcaire siliceux (ou sableux, si le quartz est à l'état de sable) à 65% de calcaire et 45% de quartz et l'échantillon E un calcaire argileux à 75% de calcaire et 25% d'argile.

Enfin, s'il n'y a qu'un seul constituant, le point représentatif de la roche se situe à l'un des sommets ou à son voisinage immédiat.

Jusqu'ici tout est facile et tous les géologues utilisant les diagrammes triangulaires sont d'accord sur leur mode d'emploi et sur la façon d'y situer les différentes roches sédimentaires en fonction de leur constitution.

Mais les choses se compliquent lorsqu'il s'agit de délimiter, à l'intérieur du triangle, des secteurs définissant les différents noms qui doivent être appliqués aux roches. A ce moment l'individualisme des géologues réapparaît, chacun voulant

fixer des limites qui lui sont propres au nom d'arguments généralement valables, mais malheureusement différents suivant chaque auteur, et l'on tombe dans l'anarchie.

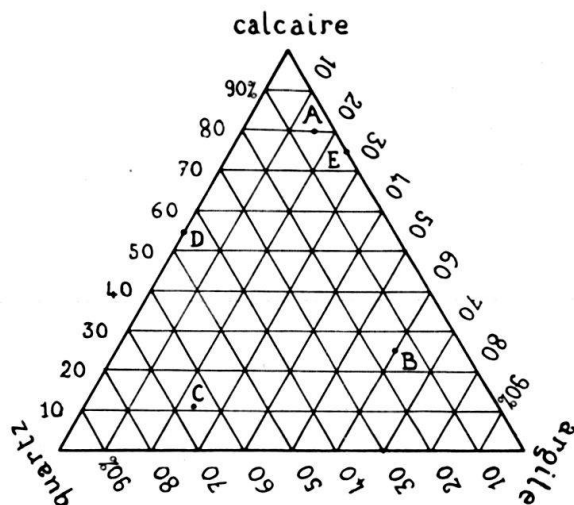
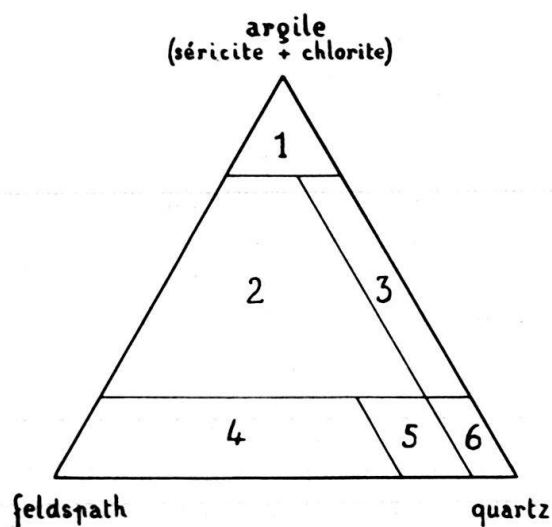


Fig. 1

Les figures 2 et 3 montrent, sans qu'il soit besoin de grand commentaire, l'inconvénient que présente cet emploi individualiste des diagrammes triangulaires dans la nomenclature des roches sédimentaires.



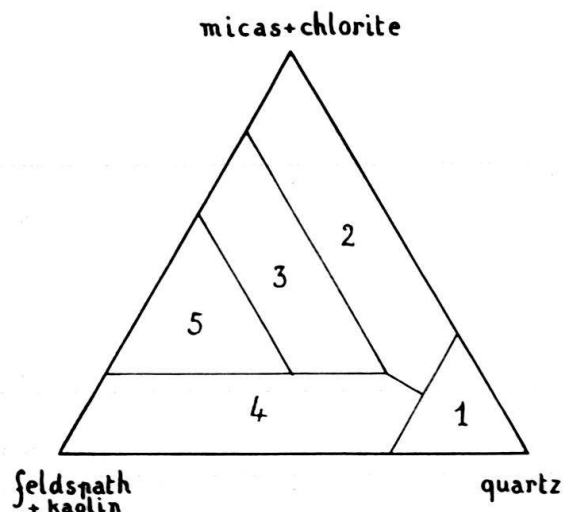
F.J. PETTIJOHN

Fig. 2. F. J. PETTIJOHN (Sedimentary Rocks, 1ère édit. 1949, p. 227, fig. 66)

1: pélite 3: subgrauwacke 5: grès feldspathique
2: grauwacke 4: arkose 6: quartzite

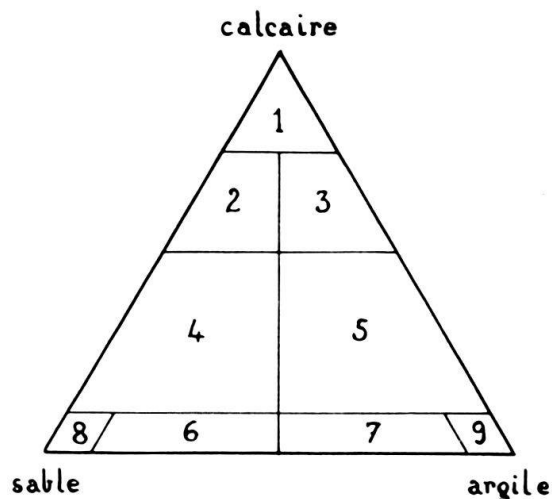
P. D. KRYNINE (in Krumbein et Sloss, Stratigraphy and Sedimentation, 1951, p. 121, fig. 5-5)

1: orthoquartzite 3: grauwacke 5: arkose impure
2: subgrauwacke 4: arkose

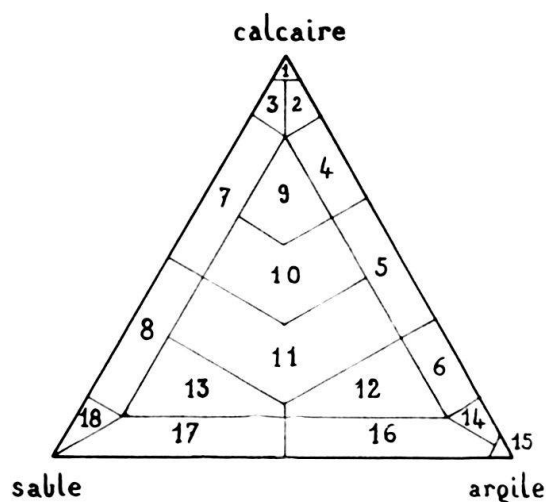


P.D. KRYNINE

Sur ces deux figures ont été portés, deux par deux, des diagrammes dont les sommets correspondent aux mêmes constituants principaux mais où le découpage intérieur des triangles conduit, suivant les auteurs, à des dénominations différentes ou à des dénominations voisines mais ne se rapportant pas à des roches de même composition.



d'après KRUMBEIN et SLOSS



A. VATAN

Fig. 3. KRUMBEIN et SLOSS (Stratigraphy and Sedimentation, 1951, pp. 274 et 406)

- | | | |
|----------------------|--------------------|--------------------|
| 1: calcaire | 4: sable calcaire | 7: argile sableuse |
| 2: calcaire sableux | 5: argile calcaire | 8: sable (ou grès) |
| 3: calcaire argileux | 6: sable argileux | 9: argile |

A. VATAN (Pétrographie sédimentaire, Cours de l'ENSPM, Institut français du Pétrole, octobre 1954, p. 45)

- | | | |
|---------------------------|---------------------------|--------------------------|
| 1: calcaire | 7: calcaire sableux | 13: sable marno-argileux |
| 2: calcaire marneux | 8: sable calcaire | 14: argile marneuse |
| 3: calcaire marno-sableux | 9: marno-calcaire sableux | 15: argile |
| 4: marno-calcaire | 10: marne sableuse | 16: argile sableuse |
| 5: marne | 11: sable marneux | 17: sable argileux |
| 6: marne argileuse | 12: marne argilo-sableuse | 18: sable |

D'après ces exemples – qui pourraient être multipliés – il semble que la plupart des auteurs aient seulement cherché jusqu'ici à délimiter, à l'intérieur des diagrammes, des secteurs correspondant aux dénominations usuelles (mais variables suivant les géologues et les pays, et imprécises) des roches sédimentaires, mais non à utiliser ces diagrammes pour établir une nomenclature dont on puisse espérer qu'elle soit acceptée et comprise de tous. Dans les tentatives faites jusqu'à présent, le rôle des diagrammes triangulaires a ainsi été réduit à celui d'une représentation graphique, expressive et commode mais sans grand effet, de la composition des roches sédimentaires alors qu'ils paraissent pouvoir être utilisés pour définir et fixer des dénominations ayant une valeur générale.

Pour atteindre ce but, il est nécessaire de systématiser l'emploi des diagrammes en découpant les triangles en un certain nombre de secteurs de position et de surface toujours semblables.

Suivant l'exemple fourni par la figure 4, le triangle est tout d'abord divisé en trois secteurs d'égales surfaces, correspondant chacun à l'un des constituants (ou groupe de constituants) principaux. Chaque secteur est divisé à son tour en cinq sous-secteurs de surfaces inégales correspondant :

Le n° 1 au constituant principal pur, compris entre les limites de 90% et 100% ;

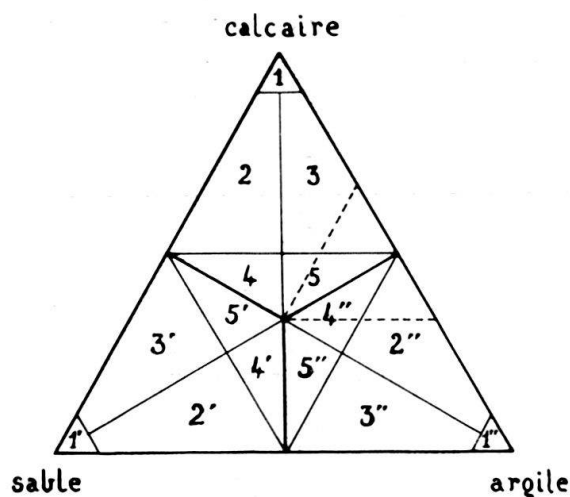


Fig. 4

1: calcaire	1': grès	1'': argile
2: calcaire sableux	2': grès argileux	2'': argile calcaireuse
3: calcaire argileux	3': grès calcaireux	3'': argile sableuse
4: calcaire sablo-argileux	4': grès argilo-calcaireux	4'': argile calcaréo-sableuse
5: calcaire argilo-sableux	5': grès calcaréo-argileux	5'': argile sablo-calcaireuse

les n° 2 et 3 au mélange du constituant principal, toujours supérieur à 50%, d'un constituant secondaire, compris entre 5% et 50% et d'un constituant annexe compris entre les limites de 0 et 25%, le pourcentage du constituant secondaire étant toujours supérieur à celui du constituant annexe ;

les n° 4 et 5 au mélange du constituant principal et du constituant secondaire compris l'un et l'autre entre les limites de 33% et 50% – le constituant principal demeurant cependant toujours plus abondant que le constituant secondaire – et d'un constituant annexe dont le pourcentage est compris entre 0% et 33%.

Suivant ce découpage, la dénomination des roches est indiquée par leur position à l'intérieur des différents secteurs et sous-secteurs.

En premier lieu, chaque secteur est affecté du nom du constituant principal auquel il correspond (ex.: calcaires, sables ou grès, argiles s. l.).

Pour les sous-secteurs, la position des roches conduit aux dénominations suivantes :

- dénomination uninominale pour les sous-secteurs n° 1 (ex.: calcaire),
 - dénomination binominale pour les sous-secteurs n° 2 et 3 (ex.: calcaire-gréseux ou calcaire-argileux),
 - dénomination trinominale pour les sous-secteurs n° 4 et 5 (ex.: calcaire sablo-argileux ou calcaire argilo-sableux),
- l'ordre des mots indiquant toujours la hiérarchie des constituants.

Il arrive fréquemment qu'une roche renferme, en dehors de ses constituants principaux, un élément minéral ou des organismes fossiles qui lui donnent un «cachet particulier» et qui la caractérisent. On ajoute alors à la dénomination (uninominal, ou binominal, ou trinominal) l'indication de cet élément caractéristique. C'est ainsi que l'on parlera d'un calcaire ferrugineux, d'un calcaire argileux à Orbitoïdes ou d'un grès calcaréo-argileux glauconieux. De même, la couleur des roches sera indiquée à la suite de leur nom (ex.: grès calcaréo-argileux brun, calcaire argileux à taches roses ou calcaire bicolore).

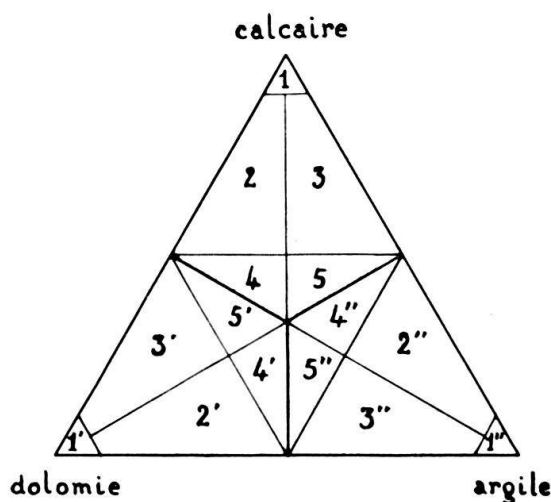


Fig. 5

1: calcaire	1': dolomie	1'': argile
2: calcaire dolomitique	2': dolomie argileuse	2'': argile calcaireuse
3: calcaire argileux	3': dolomie calcaireuse	3'': argile dolomitique
4: calcaire dolomitico-argileux	4': dolomie argilo-calcaireuse	4'': argile calcaréo-dolomitique
5: calcaire argilo-dolomitique	5': dolomie calcaréo-argileuse	5'': argile dolomitico-calcaireuse

Les diagrammes triangulaires peuvent être utilisés, dans le même esprit systématique, aussi bien pour les roches d'origine chimique ou thalassogènes que pour les roches d'origine mixte (d'origine chimique ou thalassogènes et terrigènes) et pour les roches entièrement détritiques. Pour ces dernières il convient toutefois de tenir compte tout d'abord du «grade» de leurs éléments: galets, graviers, sables ou silt, suivant l'échelle de WENTWORTH; ou rudites, arénites et pélites suivant la classification de GRABAU.

Les figures 5 et 6 fournissent deux exemples de diagrammes permettant la dénomination de roches de ces différents types.

Il convient enfin de tenir compte de certaines roches dont les noms sont tellement «ancrés» dans le langage géologique qu'il paraît peu probable de les voir abandonnés, du moins sans résistance sérieuse. Pour celles-ci, quelques petites entorses peuvent être faites, au moins temporairement, aux règles qui viennent d'être exposées.

L'un de ces noms consacrés par l'usage est celui de marnes qui, malgré son imprécision et les différentes interprétations qui en sont données, se montre extrêmement commode, au moins sur le terrain. Ce nom pourrait être réservé aux roches

qui, dans le diagramme de la figure 4, se situent à l'intérieur du petit triangle en tiretés où les teneurs en argile et en calcaire varient entre les limites de 33% et 67%.

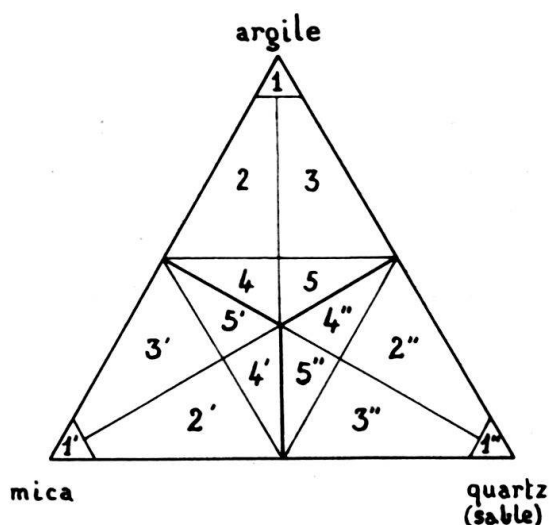


Fig. 6

1: argile	1': micacite	1'': grès quartzeux
2: argile micacée	2': micacite sableuse	2'': grès argileux
3: argile sableuse	3': micacite argileuse	3'': grès micacé
4: argile micacéo-sableuse	4': micacite sablo-argileuse	4'': grès argilo-micacé
5: argile sablo-micacée	5': micacite argilo-sableuse	5'': grès micacéo-argileux

Parmi les roches détritiques, il en est d'extrêmement répandues, telles les molasses et les macignos, qui ne se laissent pas placer, dans les diagrammes, à l'intérieur d'un seul des sous-secteurs définis précédemment mais qui débordent plus ou moins sur plusieurs d'entre eux.

Au sujet de ces roches il faut tout d'abord préciser que les termes de molasse et de macigno ont, suivant les cas, des sens nettement différents. Dans leur sens restreint, ou pétrographique, ils correspondent à des roches particulières qu'il est possible de caractériser et de reconnaître d'après leur constitution. C'est le sens dans lequel ils seront compris ici. Dans leur sens général, la Molasse et le Macigno désignent des formations où les roches-molasse et macigno prédominent généralement mais dans lesquelles se trouvent cependant réunis des sédiments de natures très variées.

Il est d'ailleurs un troisième terme, également très utilisé, celui de Flysch, qu'il est inutile d'essayer de définir à l'aide d'un diagramme triangulaire. Ce terme n'a en effet qu'un sens général, désignant un ensemble sédimentaire complexe et changeant, mais ne correspondant à aucune roche déterminée reconnaissable par exemple sur un échantillon de collection.

Pour en revenir à la molasse et au macigno, les analyses – encore peu nombreuses il est vrai – effectuées à mon laboratoire ont montré que les roches de ce type se situaient, ainsi que l'indiquent les figures 7 et 8, dans le petit triangle équilatéral inscrit à l'intérieur du grand triangle et correspondant au groupement des sous-secteurs n° 4, 4', 4'' et 5, 5', et 5''.

Il est possible que des analyses plus nombreuses révèlent que la localisation des points correspondant à ces deux types de roches est moins stricte que ne le laissent apparaître les premières recherches, mais il est probable toutefois que le point moyen des compositions correspondant à un très grand nombre d'échantillons se situera toujours à l'intérieur de ce triangle. Ce dernier peut donc être utilisé pour définir les termes de molasse et de macigno pris dans leur sens pétrographique.

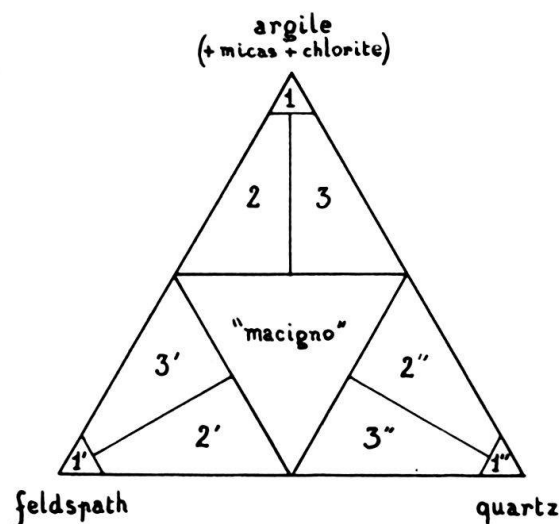


Fig. 7. Macigno

1: argile micacée

2: argile micacée feldspathique

3: argile micacée sableuse

1': feldspathite

2': feldspathite sableuse

3': feldspathite argileuse

1'': grès quartzeux

2'': grès argileux micacé

3'': grès feldspathique

Deux critiques d'ordre général risquent d'être faites à l'emploi systématique des diagrammes triangulaires tel qu'il vient d'être exposé.

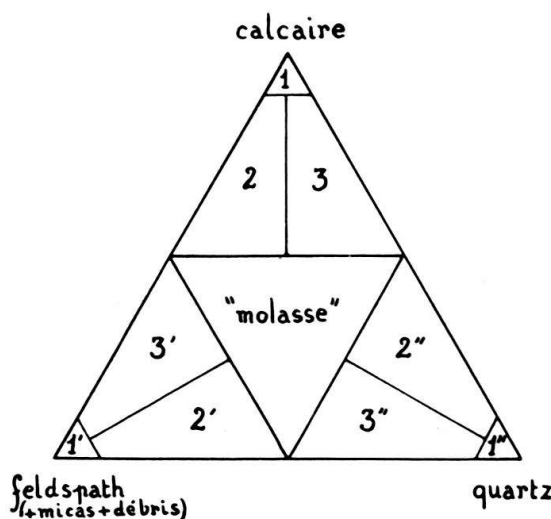


Fig. 8. Molasse

1: calcaire

2: calcaire feldspathique impur

3: calcaire sableux

1': feldspathite impure

2': feldspathite impure sableuse

3': feldspathite impure calcaireuse

1'': grès quartzeux

2'': grès calcaireux

3'': grès feldspathique impur

La première est que l'utilisation de ces diagrammes soit irréalisable dans les études de géologie de terrain et ne soit intéressante que pour les pétrographes et les sédimentologues de laboratoire. Il n'est certainement pas question pour le géologue de terrain d'emmener avec lui le matériel nécessaire à l'établissement de ces diagrammes et de réaliser ceux-ci sur place. Mais dans la pratique les faciès représentés dans une région déterminée sont généralement en nombre assez limité et présentent, dans la plupart des cas, des caractères qui permettent de les distinguer aisément les uns des autres. Il suffit donc que le géologue, travaillant dans une région, établisse à son retour au laboratoire un nombre de diagrammes triangulaires correspondant à ces différents faciès pour parvenir à dénommer correctement ses formations.

La seconde critique est que la systématisation proposée impose une nomenclature trop rigide et géométrique ne tenant pas compte, ou insuffisamment compte, des passages graduels existant dans la nature entre les différentes roches sédimentaires. Il est possible de répondre à cela que toute nomenclature est toujours plus ou moins artificielle puisqu'elle a pour objet d'enfermer la nature dans des cadres fabriqués par notre esprit.

La nomenclature découlant de l'emploi systématique des diagrammes triangulaires offre, me semble-t-il, l'avantage d'être à la fois logique et simple et d'éviter la création de néologismes rébarbatifs.

En la présentant, j'ai voulu attirer à nouveau – et après beaucoup d'autres – l'attention des géologues sur le problème de la dénomination des roches sédimentaires et je serais heureux si sa publication pouvait, en provoquant des critiques, préparer et faciliter les travaux de la Commission que l'« Association internationale de Sédimentologie » s'est proposé de créer.

23. — ARNOLD HEIM (Zürich): **Oceanic Sedimentation and Submarine Discontinuities.** With 3 figures in the text.

The results of oceanographic survey and comparative lithology of marine sedimentation are supporting each other.

The aim of modern oceanography with the help of sounding and coring is to establish a stratigraphy of the present sea bottom with its facies changes and the influence of bottom currents.

Stratigraphical and comparative lithological and facies studies in sedimentary successions help to reconstruct the former conditions of the sea in comparison with the actual ones.

In addition, the study of the uncountable surface exposures regarded as fragments of former sea bottoms may help to understand the present conditions and draw the attention to occurrences, the equals of which may never be observed directly.

Most important attention should be paid to minute field and laboratory investigation of the discontinuities in sedimentary marine successions. Such kind of observations have usually been neglected by the old fashioned stratigraphers whose main aim was to classify the relative ages of the sedimentary divisions with the aid of their fossil content.

A comparison of the geological occurrences governing the subaerial surface of the earth with those underneath the great water basins shows many striking analogies, since both are governed by the chemical action of H_2O , CO_2 and O_2 and by currents. In both regions erosion may occur and both are subject to tectonical movements and earthquakes – so especially the deep channels of the Pacific Ocean.

Only wind and frost are missing at the deep water bottoms. However they have an important indirect influence on the hydroclimate which governs the sedimentation of the deep sea. Glacial deposits are washed away and slip down the slope, there forming exotic blocks. Morain material floats on icebergs far away from the glaciated regions and may be deposited at any depths. Also wind has a great indirect influence on marine and limnic sedimentation. Regular one-sided winds cause a counter current at the depth. Dust from the desert regions and volcanic ashes may be carried over all oceans. They are partly responsible for the deep sea clay, the widest distributed of all marine sediments. It may be recalled that the dust of the Krakatoa volcano of the year 1883 revolved four times around our globe.

Most valuable recent observations on deep sea sedimentation and currents have resulted from the Dutch Snellius expedition by P. M. VAN RIEL, P. H. KUENEN, S. W. VISSER and H. C. HAMAKER. See P. M. VAN RIEL: The bottom water, in «Die Erde», Ztschr. Ges. Erdkunde, p. 58, Heft 1, 1958.

SOME GEOLOGICAL EXAMPLES

Hydrodialysis, Halmirolysis (HUMMEL) is found in the Helvetic Middle and Lower Cretaceous, without the slightest sign of emersion, so in Gault and Hauterivian glauconitic and calcareous sandstone. Frequently, the glauconite grains in greensandstone are partly or completely oxidized, probably caused by temporary currents rich in CO_2 and O_2 .

Subsolution, Sublution of aragonite, calcite, dolomite, gypsum is of world-wide importance in circum-polar regions and in cold ocean currents like the Humboldt current S and the California current N of the equator of present and of Tertiary time. Foraminifera shells are dissolved usually below about 6000 metres depth and do not reach the abyssal bottom. The solution is carried abroad by universal bottom currents into warmer shallower regions, where lime is precipitated with and without constructive organisms. Corrosive surfaces of limestone beds are frequent in marine series and may be repeated in stratigraphic sections, without depending on vertical epeirogenetic movements. At the critical depth between precipitation and dissolution a slight change of current may result in continuous precipitation, in omission, or in dissolution and corrosion of former lime sedimentation. Coral limestones submerged to great depths may be completely dissolved (Indonesia). Bathyal limestone beds show frequently corroded surfaces, even in repetition. It is now generally recognized that in contrary to former statements (Supan, Thoulet) the abyssal regions are neither a region of continuous sedimentation nor of absolute rest. Strong currents exist even down to the greatest depths. Dereption is no imagination.

Also Omission is and was of wide distribution caused by simple interruption of sedimentation at the ocean bottom. In the coastal region off California, the Scipps Institution of Oceanography has found hard rock at the irregular hilly bottom in great extension. Any precipitate is swept away by currents. Loose Tertiary fossils were gathered from the Gulf stream. Submarine omission contacts are exposed and described from the Alps and the Himalaya (HEIM with GANSSER, 1939). They are found in the Helvetic Dogger (Bathonian, or Gallovian missing) (HEIM, 1924, p. 10). An extraordinary example is shown by the contact of Seewerkalk (Turonian) with the Assilinengrünsand (Lutetian, Middle Eocene) in the northern Helvetic Alps. The smooth contact is even sharp under the microscope. This omission is distributed all over the northern Helvetic facies, and is best exposed at Betlis, Lake Walenstadt. In the same region, the Upper Valanginian is locally missing, leaving a smooth contact of the lower Hauterivian upon the middle Valanginian limestone (Betliskalk). At other places, the omission was shorter and formed only the contact above a part of the Upper Valanginian.

A peculiar sudden change of sedimentation within the bathyal Seewerkalk with its numerous small foraminifera of Turonian was studied by Dr. R. OBERHAUSER and the writer on the eastern border of the Rhine Valley between Götzis and Hohen Ems, Vorarlberg (Fig. 1). In facies, the massive Seewer greensandstone is similar to Brisisandstone of Lower Gault: about 80% being angular quartz grains of 0,1–0,6 mm, 10 to 15% of glauconite grains of similar size, the matrix being calcite. The upper and lower contacts are completely sharp, showing only minute signs of corrosion on the limestone. It is difficult to explain the facts otherwise than by sudden changes of bottom currents.

A very fine contact caused by omission and subsolution was studied also in the old formations of the Precordillera de San Juan, Argentine, and described in HEIM, 1946, p. 142, Figure 4. It concerns the contact of the Gothlandian with quartzite base on the corroded surface of Ordovician limestone, the basal Gothlandian apparently missing.

Condensation in marine sequences is of greatest interest in stratigraphy and chronology. It is exhibited by an accumulation of phosphoritic nodules and fossils representing more than one paleontological time horizon. The following examples studied by the writer may be mentioned:

a) Gault, Lochwaldschicht, Kletzenschicht, is a well defined bed of glauconitic sandstone with phosphoritic nodules, of 10 to 80 cm thickness, characteristic of the Helvetic facies of Eastern Switzerland and Vorarlberg. According to the paleontological examination of O. SEITZ, it contains ammonites of as many as 10 paleontological horizons. Certainly, the conditions of normal sedimentation were stopped for millions of years by a complete change of the hydroclimate without any emersion. The Seewerkalk, which covers normally the condensed bed is a Cenomanian to Turonian deep sea deposit with *Globigerina* and *Globotruncana* (HEIM with SEITZ, 1934).

b) The Gemsmättlibank, of 20–40 cm, exploited by A. BUXTORF at mount Pilatus (Lucerne) is of similar character. It represents in one stratum the Upper Valanginian. It also is widely distributed along the Helvetic Alps through Switzer-

land and Vorarlberg. According to E. BAUMBERGER, it contains 10 ammonites otherwise known between Berriasian and Barremian.

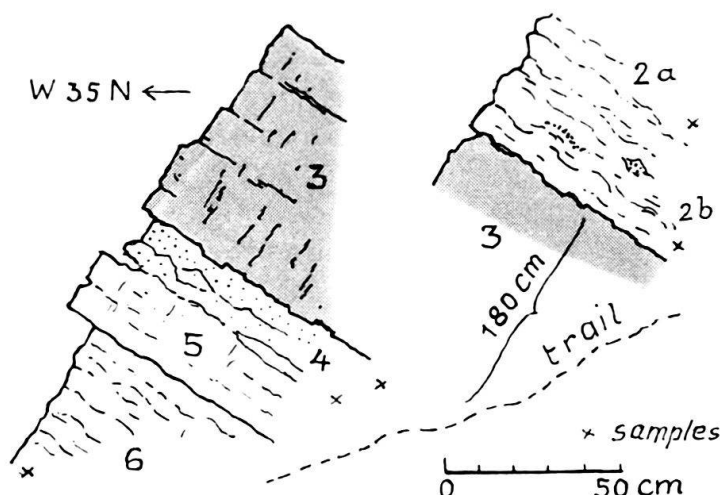


Fig. 1. *Seewer greensand in Seewerkalk*, reversed series of Fallenkobel between Götzis and Hohenems, Rheintal, Vorarlberg. Microfossils determined by R. OBERHAUSER

1. About 60 m of lower Seewerkalk, upper Cenomanian to Turonian.
- 2a. Same dense limestone with some grains and lashes of glauconite. *Globotruncana stephani*, *G. aff. margarinata*, *Rotalipora apenninica*, *R. turonica*, *R. cushmani*, *Globigerina* of cretacea type.
- 2b. Same facies with *Globotruncana lapparenti inflata*, *G. renzi*, *Rotalipora cushmani*, *R. reicheli* and *Globigerina*.
Contact to greensand sharp, roughly corroded, with a film of dark clay of 0 to 1 mm.
3. 180 cm of compact greensandstone, composed of 80% angular quartz grains of 0,1–0,7 mm, 10–15% of glauconite grains of same size, both in a matrix of calcite.
Contact to 4 sharp, roughly corroded, without a film of clay.
4. 10–20 cm Seewerkalk with glauconite grains. *Globotruncana lapparenti*, *G. renzi*, *G. angusticarinata* and *Globigerina*. Passage to
- 5–6, normal dense Seewerkalk with *Globotruncana renzi*, *G. angusticarinata*, *G. margarinata*, *G. lapparenti*, *Rotalipora ex gr. apenninica* etc. According to Dr. R. OBERHAUSER, the lower Seewerkalk No. 1–2 is characterized by preponderant one-keeled *Globotruncana*, those of the chronologically upper part Nos. 4–6 by preponderant double-keeled *Globotruncana*, but not yet of *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN.

c) Condensed beds are also found in the Tethys-Himalaya. The Callovian, in Central Himalaya, is represented by a bed of 1–3 m of ferruginous oolite with *Belemnites sulactus*, containing ammonites. The lower and upper limit are sharp, biconcordant discontinuities (HEIM, 1946, p. 141 and 209).

The Triassic contains a very rich ammonite bed at the top of the Kalapani limestone in Central Himalaya (HEIM, 1946, pp. 109–111; 206–209). It is a sandy limestone of 1–2 m thickness, full of ammonites of Carnic and Noric age.

A comparison with the famous layer of 2 m on Timor Island was already made by DIENER and is discussed by WELTER. It contains 462 fossil species, especially ammonites, of Carnic and Noric age mixed, and therefore represents the condensation product of a considerable time interval (discussion in HEIM with GANSSER, p. 207–211).

O. A. WELTER described a horizon of Balin wich furnished 66 ammonite species of mixed Callovian-Oxford types.

On the artie region of Novaya Semlya the members of the International Congress of Moscow 1937 were brought to a limestone of 50 centimeters crowded with *Goniatites* and other ammonites of Viséan and Namurean types.

Such condensation layers representing long periods are not frequent, but omissions of smaller time intervals may be found in uncountable repetitions. The vertical facies repetitions may be 012 012, or 120 120 or 1230 1230. The limestone beds, if showing corroded surfaces, point to repeated interruption of precipitation and subsolution without showing a general change of the sedimentary rhythm. Several such cases in the Alps and abroad are mentioned (HEIM, 1924, p. 17-20, and HEIM, pp. 133-138, 1946). Varve stratification is an equivalent in continental stratification.

Since my paper of 1909, general attention has been paid to the phenomena of subsolifluction, like creeping, sliding and slumping on submarine slopes all over the continents and in all formations. They may occur already on slopes of only a few degrees, where the load of sedimentation increases, recalling avalanches of snow. Mud currents of a gravity up to and over 2 sweep down the slope, and the turbidity gradually settles over large areas, there forming occasional superstratification. Such deposits are easily distinguished from the normal sedimentary beds. Where the slipping is disclosed, a loss of the sedimentary beds results (understratification).

Besides slow sliding, also slumping and rock fall on the coast and underneath are of greatest importance. Thus, B. G. ESCHER considers that whole deep sea basins like that of Banda may gradually be filled up by sliding on the slopes (Fig. 2).

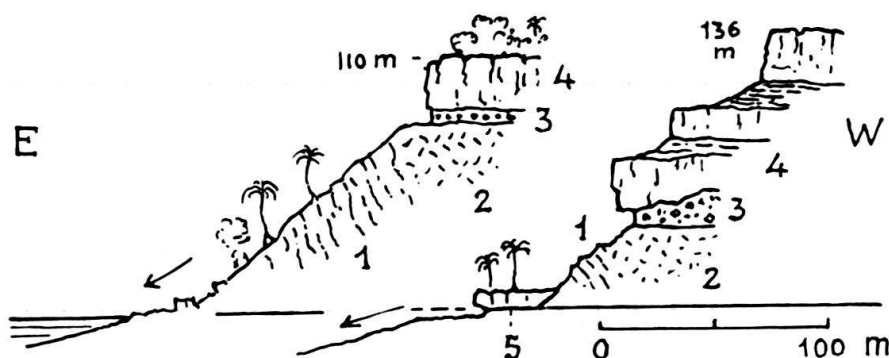


Fig. 2. Outcrops on the pelagic solitary islands of Kur (Koer), and Fadol, on the border of the deep Banda sea, 80 km NW of Kai islands, Molucca

1 = biotite gneiss, 2 = biotite granite and porphyric rock, deeply weathered, 3 = basal conglomerate with pebbles of granite and breccia 2-4 m. 4 and above raised coral limestone; 5 = subrecent coral reef

Numerous and extreme facies abnormalities like mixtures of abyssal with neritic or coastal ones may be explained by subaquatic sliding. Such an example is found on the small island Laibobar of the Tenimbar group in the Molucca. It shows a fine rocky exposure of well stratified red, brown and black Radiolarian chert beds up to 20 cm each, interbedded with red, green and white clay

shale, the whole of 30 m thickness. With a rapid change of facies and some breccia it passes upward to massive sandstone with small fragments and layers of the chert series (Fig. 2). Certainly, the sandstone and breccia does not prove a neritic origine of the chert series, but in contrary, the radiolarian chert proves the abyssal deposit of the sandstone.

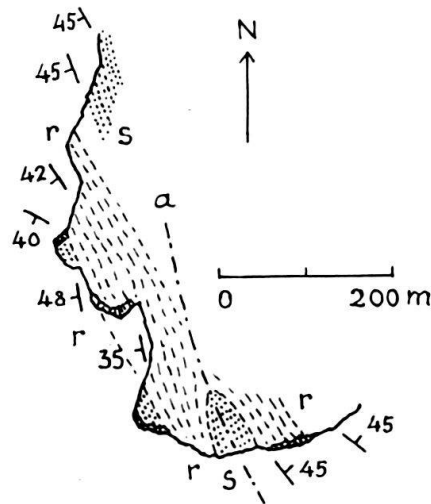


Fig. 3. Sketch-map of the outcrops of radiolarian chert and connected sandstone on the SW side of the small island Laibobar, Tenimbar group, Molucca, inner circle.

r = radiolarian chert series, s = sandstone, a = anticline

Since 150 years exotic blocks in the alpine Flysch have puzzled the geologists. The best explanation of to-day is to regard them as having slipped over long distances down to the deep sea bottom. Thus may be the case with the numerous exotic blocks of Habkern, Iberg, Wäggital, Amden, Vorarlberg-Göfis, Gapfahl Alp etc. in Senonian and Eocene flysch.

The most exciting occurrence of exotic blocks was encountered on the border of Central Himalaya and Tibet. There, the deep sea flysch with radiolarians, about 1000 metres thick, covered by the Kiogar thrust sheet encloses richly fossiliferous angular blocks of all sizes up to about 1 km, of triassic, liassic and permian age, and basic igneous rocks (HEIM with GANSSER (1939, pp. 154-159). No other explanation is found than slumping on a tectonically advancing slope towards a deep Tibetan trough of Senonian time. Thereafter, the flysch with its inclusions was overwhelmed by thrusting from the north.

Also sliding of compact huge rock sheets have been found. Thus, M. LUGEON explains the sheet of archean igneous below the thrust fold of Dent de Morcles in the Rhone valley, as having originally slipped down from the autochthonous massif of Aiguilles Rouges.

A great field of comparative sedimentation problems is opened to the young generation of geologists and oceanographers for world-wide observations.

SOME ANALOGIES

Subaerial Phenomena	Subaquatic Phenomena
Weathering. Decay in situ of rocks by chemical action of H_2O , CO_2 and O_2 . Enormous extension in warm moist regions. Topogr. surface little changed. Laterite.	Similar decomposition in circumpolar and abyssal oceans. Hydrodialysis, Hal-mirololysis, Exesion. Enormous extension of deep sea clay as residu of marly turbidity and volcanic ash.
Dissolution especially of carbonates (limestone, aragonite, dolomite, marl) in rain and snow water. Karst regions with dolinas. Residus in cavities, bolus, iron pisolite.	Subsolution in cold currents of circumpolar and abyssal regions. Calcareous shells dissolved. Radiolarian chert and clay as residu. Circulation of solution to warm shallower regions where carbonates are precipitated.
Denudation, carrying away of residus like quartz sand, marl and clay by physical action of currents, ice and wind, leaving rock bottom. Erosion.	Dereption. Physical action of bottom currents, locally very strong, causing turbidity, ripping up and carrying away sediments.
Neither sedimentation nor denudation, surface practically stable, with or without relics.	Omission. Period of shorter or longer cessation of sedimentation, result: submarine, usually horizontal discontinuity.
Residu of surface weathering from a long period with bones or artefacts.	Condensation. Thin marine fossil bed, frequently fosforitic, containing stratigraphically unseparable guide fossils of different paleontological zones.
Solifluction. Subaerial creeping and slow sliding on slopes, especially of argillaceous rocks.	Subsolifluction, sliding on sub-aquatic slopes of recent and older sediments and argillaceous rocks.
Rock fall, lands slip, ice and snow avalanches, frequent on steep mountain slopes, especially in regions of tectonical unrest and earth quakes.	Slumping of rocks on slopes of the shelf, released by tectonical unrest and earth quakes, especially of deep sea origin.
Supersedimentation on land caused by unusual fluids, storms, winds, volcanic outbursts, seen on old delta sections.	Supersedimentation under water caused by sliding and turbidity currents, resulting in overnumber of strata within the normal sedimentary succession.
Stratification of repeated terrestrial deposits with succession 120 120: glacial varves representing yearly repetitions.	Omission-and sublution stratification showing minute omission-and sublution contacts caused by repeated change of hydroclimatic conditions and currents.

SOME OF THE AUTHORS PAPERS

with more detailed discussions on Oceanic sedimentation and submarine discontinuities (the most important one [HEIM 1924] being usually ignored).

- HEIM, A., BAUMBERGER, E., & BUXTORF, A. (1907): *Palaeontologisch-stratigraphische Untersuchung zweier Fossilhorizonte an der Valangien-Hauteriviens Grenze im Churfürsten-Mattstock Gebiet*. Abh. schweiz. Paläont. Ges. 34.
- HEIM, A. (1908): *Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung*. N. Jb. Min., Geol. u. Pal., Stuttgart, Bd. 2, p. 136-157, Taf. XIII.
- (1924): *Über submarine Denudation und chemische Sedimente*. Geol. Rdsch. 15, H. 1, p. 1-47, 6 Fig.

- HEIM, A., & SEITZ, O. (1934): *Die mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation*. Dkschr. Schweiz. naturf. Ges. Bd. 69, Zürich.
- HEIM, A. (1934): *Stratigraphische Kondensation*. Eclogae geol. Helv. 27, 2.
- HEIM, A., & GANSSER, A. (1939): *Central Himalaya*. Geol. observations of the Swiss Expedition 1936. With 162 fig. and numerous plates, 245 p.
- HEIM, A. (1946): *Problemas de Erosión submarina y Sedimentación Pelágica del Presente y del Pasado*. Rev. Museo de La Plata [n.s.], secc. geol. 4, pp. 125–178, 5 fig., La Plata, Argentina.

24. – DIETER HEIM, (Mainz): **Die Tonsteine im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes**

ZUSAMMENFASSUNG

Einleitend wird eine Übersicht über Ausbildung und Vorkommen der saarpfälzischen Rotliegend-Tonsteine gegeben. Darauf werden, nach einer kurzen Erörterung der in dieser Arbeit angewandten optischen und röntgenographischen Untersuchungsmethoden, diese Gesteine an Hand einer Anzahl von Proben petrographisch beschrieben, welche weitgehend alle in der Saarpfalz auftretenden Mannigfaltigkeiten umfassen und eingehend auf ihren Mineralbestand, Chemismus und ihr Korngefüge qualitativ sowie zum Teil auch quantitativ untersucht wurden. Bei dieser Gelegenheit wird ein vor allem für die Oberrotliegend-Tonsteine bezeichnendes und von Gümbel «Hygrophylit» genanntes Tonmineral näher definiert.

Nach den Ergebnissen dieser vorläufigen petrographischen Untersuchung werden dann die hier beschriebenen Tonsteine den in den letzten Jahren sehr weitgehend bekanntgewordenen Tonsteinen des Karbons in ihrer Gesamtheit gegenübergestellt, weiterhin jedoch auch unter sich nach Ausscheidung gewisser tonsteinartiger Sedimente in zwei streng unterschiedene Typen unterteilt, welche den Tonsteinen der Kuseler und Lebacher-Gruppe einerseits und denen der Tholeyer-Gruppe sowie des Oberrotliegenden andererseits entsprechen.

Schliesslich werden die hiernach möglichen Folgerungen bezüglich der Tonsteingenesen erörtert und abschliessend wird kurz auf die Nomenklaturfrage eingegangen, wobei im Hinblick auf die hier untersuchten Tonsteine eine Erweiterung der Definition SCHÜLLERS vorgeschlagen werden muss.

25. – W. ANDREW HODGSON, B. Sc. (Imperial College, London): **On the Origin of Calcite-Filled Cavities in the British Dinantian Limestones**. With 1 text figure.

INTRODUCTION

Calcite mudstones are commonly found in the Dinantian limestones of Britain. As far as their origin is concerned, it is generally agreed that:— 'They ... are composed entirely of calcareous, argillaceous, and siliceous material, and evidently represent, in the most cases at least, consolidated muds of varying compositions.' (DIXON 1911, p. 516); they 'represent extensive development of lagoonal conditions, where precipitation, either by algae or chemical action took place'. (BOND 1950, p. 164). The individual grains of the rock are of such dimensions that they can just about be resolved with a normal high power microscope. Set in this fine-grained background, irregular patches of coarser grained, optically clear calcite occur ranging up to about four cms. in their maximum dimension. These patches of coarser grained calcite are a typical feature of the calcite mudstones, but opinions as to their origin are somewhat varied. DIXON (1911, p. 485) appears to refer these patches of coarser grained calcite to recrystallisation of the carbonate

mud, whilst COPE (1939, p. 62) states, 'The calcite mudstones usually exhibit shrinkage cracks filled with clear calcite.'

More recently, however, SANDER (1951) and BATHURST (1958) have interpreted these patches of coarser grained calcite as cavities, and they have studied the nature of the cavity infilling. In this paper it is hoped to demonstrate that these patches were indeed cavities, and to give evidence of their probable mode of origin. The material on which this paper is based was collected, for the most part, around Littondale, Yorkshire, from the massif facies north of the Cracoe reef belt, with additional specimens collected from Llangollen, North Wales.

The author would like to thank Mr. D. J. SHEARMAN for his interest in, and suggestions on the subject of this paper, which is part of more extensive work at present being carried out in Littondale, with the aid of a grant from the Department of Scientific and Industrial Research.

MACROSCOPIC FEATURES

The calcite mudstones of the Porcellanous band, which in Yorkshire is taken as the boundary between the D¹ and S² zones, are typically compact, light grey to buff limestones showing conchoidal fracture, and, in contrast to the coarser grained limestones of the area, often closely jointed. These limestones are virtually devoid of macro-fossils, apart from occasional fragmental remains.

The development of small calcite-filled cavities in the rock gives it a distinctive appearance. Although the distribution of these cavities appears irregular, and vertically elongate cavities have been observed, the majority show a definite trend parallel to the bedding. In any layer or bed of rock, they range up from many layers of small cavities, to fewer layers of larger horizontal ones (Fig. 1a). Often the layers of cavities show a scalloped boundary, of wavelength about half a centimetre, and with convex side downwards.

Also there may be local variation of the shape, size and distribution of the cavities within one hand specimen. They range from small random, and apparently bubble-like cavities, to long, irregular and interconnected vein-like areas. In many of the cavities, the lower part contains what appears to be a layer of calcite silt, while the upper part is filled in with much coarser grained optically clear calcite. Polished surfaces show an apparently 'leached' zone in the rock, immediately surrounding many of the cavities, which is distinctly lighter in colour than the typical mudstone. This zone may be up to about 0.5 mm. wide in the paler rocks, but is more diffuse in the darker ones.

MICROSCOPIC FEATURES

A typical thin section of the calcite mudstones shows a fairly uniform, usually structureless, groundmass of fine grained calcium carbonate, of grain size less than 5 μ . Although macro-fossils are scarce, the rock may carry abundant *Calcisphaera*, or foraminifera such as *Endothyra* sp. Shell fragments are less common, but small bivalves may be present.

The typical calcite-filled cavities are irregular in shape and elongate along the bedding, and usually contain a layer of calcite silt, sometimes with apparently

floating pellets of calcite mud, overlain by a typical drusy mosaic of optically clear calcite, of coarser grain. Similar characteristics can also be seen in the internal cavities of foraminifera and other organisms. Often there is a concentration of specular hematite or pyrite, around the margin of the cavities. Euhedral authigenic quartz crystals are found throughout the rock. Stylolites occur, in places bordering or cutting the calcite cavities, but very rarely appearing to die out within them (Fig. 1i).

The main microscopic features which may shed light on the origin of the cavities are:—

- 1) The shape of the cavities.
- 2) The calcite silt layer.
- 3) The drusy mosaic.
- 4) The presence of fossil fragments within the cavities.
- 5) The authigenic minerals and stylolites.
- 6) The 'leached' marginal zones.

These and their mutual relations will now be studied in some detail.

1) *The shape of the cavities*

The cavities are completely irregular in shape, but do show some common features which can be studied to advantage. There is a tendency for the upper surface to be more irregular than the lower surface in most cavities. In many cavities the lower surface shows a marked scalloped effect, on a small scale (Fig. 1b). The cavities may sometimes appear as distinct entities in thin section, but more usually are associated, and thus probably interconnected, with others along the bedding planes. Very often the smaller isolated cavities have a more regular form. The shape varies considerably from cavity to cavity, most are elongate approximately parallel to the bedding and may be interconnected across the bedding, while others are elongate at right angles to the bedding. Often it is difficult to ascertain the position of the lower boundary of the cavity beneath the calcite siltstone layer.

2) *The calcite siltstone layer*

In thin section this appears to show no relationship to the size or shape of the cavity; often the level of the calcite silt is different in interconnected cavities (Fig. 1c) and sometimes this layer is entirely absent. The texture of this calcite siltstone layer is somewhat varied; it is generally of crystalline calcite of a coarser grain than the mudstone groundmass, but may be represented by derived pellets or fragments of calcite mudstone set in a calcite siltstone matrix. This resembles the 'structure grumeleuse' of CAYEUX (1935, p. 308) (Fig. 1e). It is noticeable that such a texture is never accompanied by the 'leached' zone marginal to the cavity and is more common in transcurrent cavities.

The position of the calcite siltstone in the lower part of the cavity, and often inside shells of foraminifera is indicative of its origin by mechanical deposition (Fig. 1f), but there is evidence that it may not always have been deposited contemporaneously with the formation of the cavity, as sometimes two or more distinct layers of calcite siltstone are present (Fig. 1d). Also a margin of clear

calcite, which can be observed in certain specimens, between the rock and the calcite siltstone layer is evidence of a time interval, during which the cavity was present as such, before the deposition of the siltstone layer.

3) *The drusy mosaic*

The drusy mosaic has recently been described in some detail by BATHURST (1958, pp. 14–20). He points out the way in which the cavity is filled by the growth of small calcite crystals on the cavity walls, some being obscured by mutual interference on plane boundaries. Study of thin sections shows that a layer of optically clear calcite, much coarser than the calcite siltstone layer, but not so coarse as the mosaic itself, may sometimes be present marginal to the cavity and overlying the calcite siltstone but showing no optical continuity with the central mosaic. Thus the mosaic was formed at a much later stage than that at which the siltstone was deposited.

Staining tests also showed that often the drusy mosaic calcite was richer in iron than the rest of the rock, excluding veins, and the two phases of calcite within the mosaic could be clearly distinguished. In one instance, the marginal layer of clear calcite is also associated with botryoidal pyrite (Fig. 1k). The staining tests appear to suggest that two types of percolating solution formed the drusy mosaic, firstly a solution from which iron was precipitated as its oxides or sulphides, and secondly a solution from which iron was precipitated within the calcite lattice. Further evidence for the late stage emplacement of the drusy mosaic is seen in that some sections show narrow veins of clear calcite, cutting the rock and the calcite siltstone layer, but connecting with, and not cutting the mosaic itself (Fig. 1g). However, these veins must not be considered to be the only 'feeders' for the drusy mosaic, as intergranular diffusion may well be important, and the plane boundaries of the mosaic are more typical of slow growth from the cavity walls than of crystallisation from a super saturated solution.

4) *Fossil fragments within the cavities*

In the sections studied, any fossil fragments within the cavity, such as small shells, or calcisphaera, are usually restricted to the calcite siltstone layer, and thus may well have been derived in the same way as the pellets sometimes found in this layer. However, in two cavities fossils are present in the coarse grained mosaic, each surrounded by a thin border of calcite siltstone. By making a series of celluloid peels on a rock surface it was shown that isolated patches of mudstone found in the mosaic are usually not 'floating' but are projecting from the cavity wall, this may also be true of the 'floating' fossils.

5) *The authigenic minerals and stylolites*

Authigenic quartz crystals averaging $90\ \mu$ by $50\ \mu$ occur throughout the rock and often show two distinct stages of growth outlined by inclusions (Fig. 1j). No authigenic quartz has been observed within the cavities, though BLACK (1952, p. 198) records quartz as 'irregular crystals comparable in size with the larger calcite crystals with which it occasionally forms intergrowths' in many of his areas of local recrystallisation. Many of the large calcite crystals in the drusy mosaic are full of small inclusions.

With a high power objective, small crystals of red brown hematite, very often with euhedral hexagonal outlines, can be detected marginal to the cavities. The average largest diameter of the grains is of the order of 6.5μ though grains up to 13μ have been observed. These grains of specular hematite are also frequently concentrated along the boundary between the calcite siltstone and the drusy mosaic, and are developed in the siltstone layer itself though to a lesser extent. When the rock has the appearance of a loosely consolidated mud, and is composed of small patches of clear calcite in a groundmass of calcite mud, then the hematite grains may be found disseminated throughout the rock in the region of these recrystallised pore spaces. Thus the presence and distribution of specular hematite appear to be closely related to the porosity of the rock, prior to recrystallisation in both the pore spaces and the drusy cavities. Specular hematite is seldom seen in the drusy mosaic calcite, but it is interesting to note that when there have been two periods of infilling of the cavity specular hematite is never present in the second stage calcite, though it is then more likely to show in the first stage. In one thin section the presence or absence of specular hematite was used to distinguish between primary cavities, now filled with calcite and exhibiting a marginal specular hematite, and secondary vein-like cavities without hematite.

When the rock is cut by stylolites there is a concentration of both quartz and hematite along the stylolite boundary. In a typical instance 30 quartz crystals were counted in 2.5 cms. measured in the plane of the stylolite surface. Several of these crystals showed two stages of growth, including growth across the stylolite boundary. (Fig. 1j) Similarly extensive dolomitisation of the cavities results in the hematite round the cavity being increased in abundance due to the driving out of iron during dolomitisation.

Pyrite takes the place of hematite in some of the sections, also forming concentrations at cavity boundaries, but it is more randomly distributed throughout the mudstone and in far larger grains, some up to 120μ . It occurs both in the fine grained mudstone, and in the drusy mosaic. Its appearance does not seem to be restricted to any one stage in the history of the rock. However, when a cavity shows two layers of calcite in the mosaic, pyrite is never found in the second phase calcite.

In the specimens from Littondale the change from hematite-bearing to pyrite-bearing limestone took place in about 30 cms. at a slightly coarser grained band within the four metres of calcite mudstone. It may well represent a change from oxidising to reducing conditions.

6) *The 'leached' zones*

These apparently leached zones do not appear to have been noted by other workers. Though in hand specimens these zones appear to be lighter than the main rock, in thin section the cavities are bordered by a darker and denser zone. This variation in colour is thought primarily to be caused by a decrease in grain size, due to compaction of pore spaces prior to recrystallisation of the rock. In connection with this phenomenon it is noticeable that the 'leached' zone is decreased, or absent, in rocks containing cavities which are interconnected in a primary manner, and also in rocks which appear to have been more porous than the typical

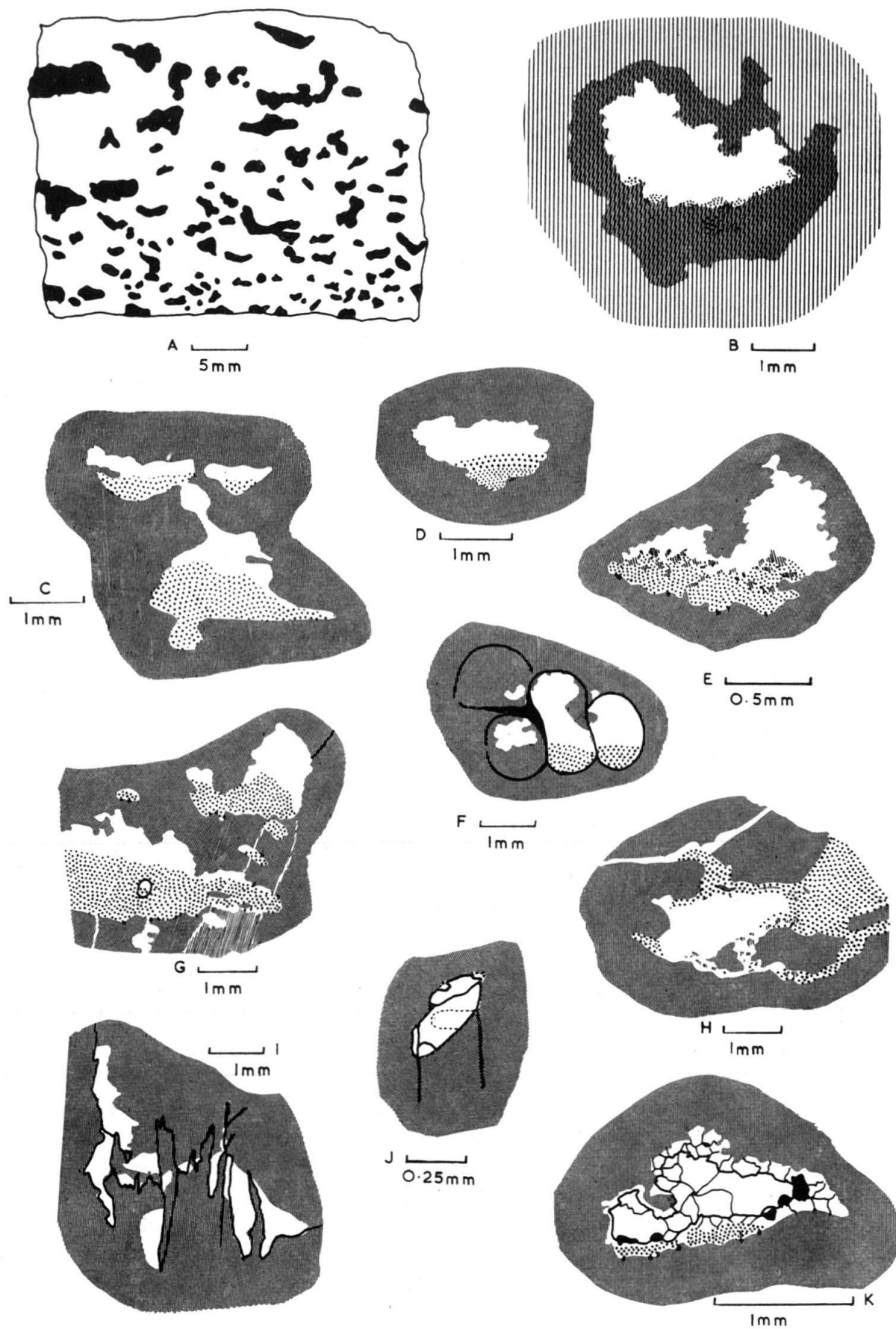


Fig. 1 Textures found in the calcite-filled cavities

calcite mudstone, and therefore show specular hematite disseminated throughout. Hence the more uniform and compact the calcite mudstone and the more isolated the cavities, the wider does the 'leached' zone appear. From this it seems that the term leached, which has been used to describe the appearance of these zones in hand specimen, is erroneous as leaching would be more likely with increased pore space. However, some sections do suggest transfer of material, mainly iron oxides, apparently away from the cavity, and it is noticeable that the bordering zone is virtually free of clear calcite in the form of pore spaces, shell fragments, and *Calcisphaera*, and is no longer typical of the average texture of the rock. Sometimes the *Calcisphaera* in this zone appear to be distorted, possibly due to compaction.

CONCLUSIONS

The occurrence of the calcite siltstone layer within the cavities is the main evidence that they have not been formed by recrystallisation, though the presence of apparently floating fragments of calcite mudstone, unless studied in three dimensions, seems to support recrystallisation as a possible mode of origin (Fig. 1 h). Some cavities have smooth outlines suggesting solution as a mode of origin (Fig. 1 c). However, the total evidence from the above observations suggests that the cavities may well have originated due to the rising of bubbles, formed by natural gases, within the unconsolidated calcareous ooze on the undisturbed floor of a lagoon. Some practical experiments were therefore carried out in an attempt to simulate the conditions in the lagoon. A beaker of dilute hydrogen peroxide was prepared, and finely ground pyrite added in small quantities. This produced a slow and steady effervescence. Plaster of Paris was then liberally scattered on the surface, and in settling, trapped the upward rising bubbles. When sufficient plaster to set hard had been added it was slowly dried out at a low temperature.

The amount of study which it was possible to do on this model was limited; however three main points were seen:-

1) Excluding the zone of pyrite, where excess gas was trapped, the size and distribution of the cavities graded upwards from many layers of small cavities, to fewer layers of larger cavities.

2) The cavities occupied roughly horizontal positions, with widespread convex downwards lower boundaries.

3) Vertical cavities were made by escaping bubbles, usually at the upper edge of each scallop. These latter are similar to the ruptures described by SANDER (1950). It was also noticed that during the experiment, migration of bubbles of gas was associated with internal brecciation of the plaster.

In the light of these experiments it is now possible to further evaluate much of the evidence seen in the macro- and micro-scopic features of the rock. The distribution of the cavities within a bed is suggestive of upward migration and accumulation of escaping natural gases. The minute scalloped bottom edge of many of the cavities is typical of the natural form of a bubble, whilst the larger scallops may be attributed to bubbles, accumulating and migrating upwards and outwards (Fig. 1 a, b). The 'leached' or compacted zone, absent when migration of the gas has been able to take place rapidly, either through pores or rupturing of the overlying layer, is probably due to compaction around a centre of formation,

or accumulation, of the gas. The vertical and cross cutting cavities, together with the pellet and fragmental siltstone layers, are probably caused by migrating bubbles in variously consolidated oozes.

In consideration of this theory, the texture of the siltstone layer is thought to result from penecontemporaneous precipitation of carbonate under the same conditions as those attaining in the lagoon, but from connate water in the unconsolidated sediment. This penecontemporaneous precipitation has occasionally cemented derived calcite mudstone fragments. Percolating solutions would then cause infilling of pore spaces and the growth of authigenic minerals, especially hematite and pyrite at this stage. The accumulation of these minerals on cavity walls and other boundaries, was due not to derivation from the cavity, but to the effect of preferential precipitation on a surface. These same percolating solutions might well go on to fill the whole cavity with drusy mosaic calcite, though as mentioned above, staining tests show that it is often an entirely separate phase, incorporating iron in the calcite lattice, which completes the cavity filling.

This mechanism for the formation of the cavities has been postulated purely as a result of laboratory experiments and work on fossil sediments, and provides a reasonable explanation for the origin of most of the cavities studied. Evidence from present day environments where calcareous oozes are being deposited may well prove enlightening.

REFERENCES

- BATHURST, R. C. G. (1958): *Diagenetic fabrics in some British Dinantian limestones*. Liverpool and Manchester geol. J. 2, part 1.
- BLACK, W. W. (1952): 'The origin of supposed Tufa bands in Carboniferous reef limestones.' Geol. Mag. 89.
- BOND, G. (1950): 'The lower Carboniferous Reef Limestone of Cracoe, Yorkshire.' Q.J.G.S. 105.
- CAYEUX, L. (1916): 'Etude pétrographique des roches sédimentaires.' Carte géol. France.
- COPE, F. W. (1939): 'The Mid Visean succession in North Derbyshire and N. W. England.' Proc. Yorks geol. Soc. 24.
- DIXON, E. E. L., & VAUGHAN, A. (1911): 'The carboniferous succession in Gower.' Q.J.G.S. 67.
- SANDER, B. (1951): 'Contributions to the study of depositional fabrics.' Trans. E. B. KNOPF. Am. Assoc. Pet. Geol.

26. — ANNA G. KOSSOVSKAIA and VSEVOLOD D. SHUTOV (Geological Institute USSR Academy of Sciences, Moscow): **Zonality in the structure of terrigene deposits in platform and geosynclinal regions.** With 9 figures in the text.

SUMMARY

The presence of zones in the structure of terrigene rock masses of geosyncline and platform regions has been established. Four zones are differentiated, characterized by an aggregate of definite structural-textural features of the rocks and their mineral composition. The established zones reflect stages in the alterations of terrigene rocks during the process of epigenesis and metagenesis (early metamorphism). The lower zones demonstrate a gradual transition of sedimentary rocks into metamorphic rocks. Like zones of regional metamorphism, the established zones can be mapped in an area.

Researches of terrigene rocks of geosynclinal and platform regions carried out by the authors with the help of a thick section in the Verkhoyansk geosyncline

(Cr₁-P₁), of Mesozoic deposits in the Eastern part of the Siberian platform (Cr₂-I₁) and of Paleozoic strata of the South-Eastern part of the Russian platform (P-Prz), permitted to establish a definite zoning in the composition of sedimentary rock masses. This zoning reflects all the stages of alteration in mineralogical composition and structural-textural features of the rocks as a result of their gradual sinking to certain depths, the effect of underground waters, the increase vertical pressure and temperature, and in geosynclinal regions of the additional factor of the stress. Comparison of the studied sections with deposits of other structural regions—Donetz Basin, Patomsk upland, Urals, Ferghana, South-Eastern Caucasus, permitted to state that established zones are of a regional character and can be segregated, after a sufficiently careful study of the section, in different regions, consisting of deposits of various age (3, 4, 6, 8, 9, 10, 11, 13).

Four zones are distinguished, each of which occupies a definite structural position in the section within the area.

1. *Zone of unaltered clay cement.* It includes deposits of the sedimentary mantle of the platform and the upper horizons of the marginal parts of geosynclinal regions amounting in thickness to 1500–2000 m. It is represented by loose or poorly consolidated sandstones and, usually, by water soaked clays.

The rocks fully preserve their original textural-structural and mineralogical properties. Their essential feature is a gravitational consolidation increasing downwards, an increase in volumetric weights (from 1.4 to 2.10) and lesser porosity (up to 40–20%). A characteristic feature of the zone is the variegated mineralogical composition of the clayey matter in the cement of sandstones and the main mass of clays, determined by a variety of facies conditions under which the formation of the sediments was taking place.

This zone is characterized by the presence of hydro-carbonate, sulphate and rarely chloride waters, in a varying degree of mineralization not exerting any substantial influence upon the alteration of the mineralogical composition of the rocks. The influence of the waters is displayed in the appearance of local emissions of carbonates, less often of sulphates, the secondary “superimposed” nature of which is easily established by a microscopic investigation. Quite often an “intra-layer dissolution” of minerals is observed, which is expressed by the corrosion of unstable components (pyroxenes, amphiboles, feldspars etc.) and their replacement by newly formed carbonates or sulphates.

2. *Zone of altered clay cement.* It is present on platforms only in the lowest horizons of the sedimentary mantle. In geosynclines this zone includes peripheral areas of folded structures and comes to a substantial thickness (up to 6000 m and more). The rocks are considerably consolidated, clays transformed into argillites. Rock porosity in the lower part of the zone drops to 4–5% and less (fig. 1).

A characteristic feature of the zone is the decrystallization of the clayey matter and its mineralogical reworking. An original hydromicatization of kaolinite is taking place and, apparently, a complete disappearance of montmorillonite. The clay cement in sandstones is represented mostly by chloritic-hydromicaceous aggregates. The excess of silica, which remains during recrystallization of the

nitic cement within the limits of the given zone can remain unaltered; only a certain decrystallization of kaolinite is observed. So, for instance, in the Ryphean complex of the Russian platform an alternation of sand layers is observed which have been formed under closely resembling facies conditions, but possesses different compositions of clastic material. Kaolinitic cement in polymikt sandstones is hydromicatized while it is unaltered in quartz sandstones. Minerals of the montmorillonite group have not been encountered neither in the cement of sandstones, nor in that of argillites although the composition of groundmass of argillites has been reworked and decrystallized much less than the clay material of arenaceous rocks.

An important feature of the described zone is an original alteration of primary clastic structures of sandstones associated with a regional development of the quartz-regeneration of cement. The latter is indicated by a considerable increase in the solubility of quartz and feldspars under somewhat higher temperatures, pressures and the presence of highly mineralized stagnant waters characteristic for deposits buried at a depth above 2000–2500 m. The contacts of the grains in sandstones of sections having experienced the greatest strain, quite often a dissolution of minerals was taking place. This brought about a supersaturation of interstitial solutions by silica and a redeposition of substance in other sections where the strains have been less in the pores. As a result of such a redistribution, simple mosaic structures of sandstones were originating characteristic for this zone. Sometimes they contained elements of an idiomorphic regeneration of separate grains, especially visible in plagioclases where albite margins were formed which as a rule had no dentate surfaces of articulation.

The sequence of alteration stages connected with the transition of rocks from the first zone into the second one can be established by an analysis of structural relations between the newly formed components. It is lucidly illustrated by the following example. Ryphean deposits of the Southern part of the Russian platform include glauconitic sandstones with a mosaic-regeneration structure. Collo-morphic grains of glauconite, partly replaced by siderite and pyrite, in their aggregate form a characteristic diagenetic association (14). Along with these minerals, the rock includes numerous anhydrite phenocrysts, sometimes cross-cutting all the arrangements of the diagenetic association. The presence of anhydrite is connected with epigenetic rock alterations under the influence of sulphate waters of the first zone. In turn, anhydrite proves partly to be included into quartz-regeneration envelopes formed around clastic grains at a later stage of epigenesis.

3. *Zone of quartzite-like structures and hydromica-chloritic cement.* It is developed in geosynclinal regions only and is absent on platforms. This zone includes a complex of already rather intensively dislocated deposits, the degree of alteration being determined not only by the depth of sinking, but also by stress. The main types of rocks are quartzite-like sandstones, schisted argillites and clay slates.

A characteristic feature of the zone is a nearly complete replacement of primary clastic structures of sandstones by quartzite-like sandstones with dentate articulation of grains and a composite blastesis (fig. 3 and 4). A further silicification is associated with increasing pressures and temperature. It brings about a recrystallization of rock fragments in sandstones, a more intense redistribution of the

material and an interpenetration of the grains up to drop blastesis effects. Relicts of the earlier cementation stages are preserved as rims of chlorite and hydromica framing the original shape of clastic grains or are included into the blastic aggregate

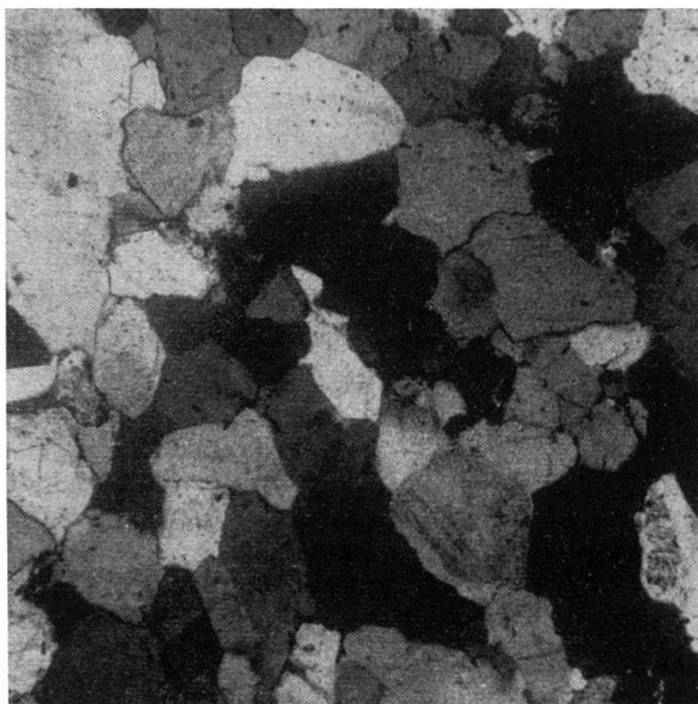


Fig. 3. Sandstone with quartz-regeneration structure, complicated by early blastesis effect. Western Verkhoianie (I_1 - T_3). III zone. Magn. 45, nicols +.

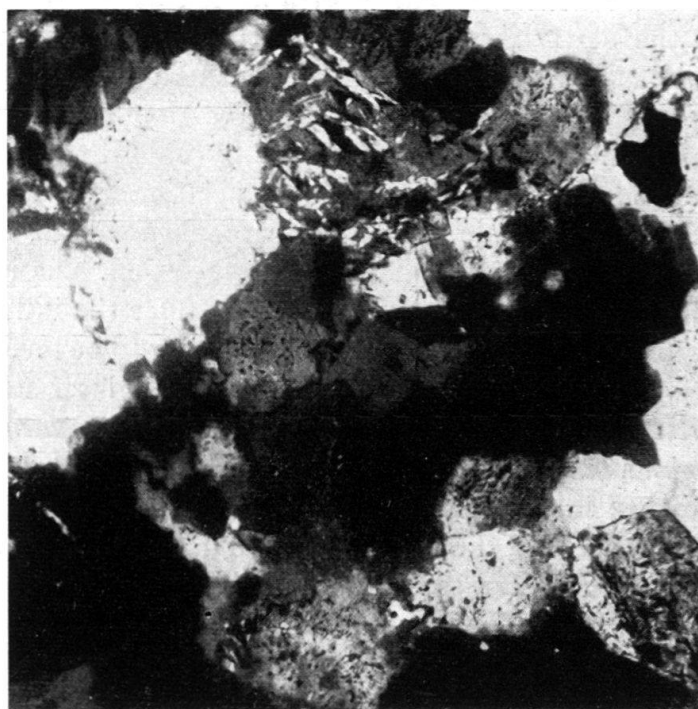


Fig. 4. Sandstone with quartzite-like structure and an intense blastesis. Western Verkhoianie. (P_2) zone III. Magn. 90, nicols +.

as separate fragments. It should be noted that with the presence of a finely dispersed coaly detritus or hydrous ferric oxides, the development of quartzite-like structures somehow is "delayed" and the rocks retain a structure which is close to the original one. The reason is that the above mentioned materials act as protective films, shielding the clastic grains from the influence of interstitial solutions. The clay matter, both in the sandstones and in the slates, is transformed into aggregates of chlorite and hydromica. It is interesting to note that the reworking of clastic biotite proceeds in the same direction. Its alteration began in the upper zones already where biotite is fully transformed into "packets" of chlorite and sericite-like mineral alternations (7).

In all three zones, the original texture features of the rocks are fully preserved.

4. *Zone of spine-like structures and muscovite-chloritic cement.* This zone is developed within the central fields of folded regions and is associated by a gradual transition with the upper zones of regional metamorphism.

The zone is characterized by the appearance of roofing slates or phyllite-like slates and quartzite-like sandstones with complicated spiny structures. This type of structure is determined by a perpendicular orientation of chlorite and muscovite lamellae penetrating into the composite-regenerated grains of quartz and feldspars (fig. 5). In rocks enriched by a muscovite cement there are patches with a

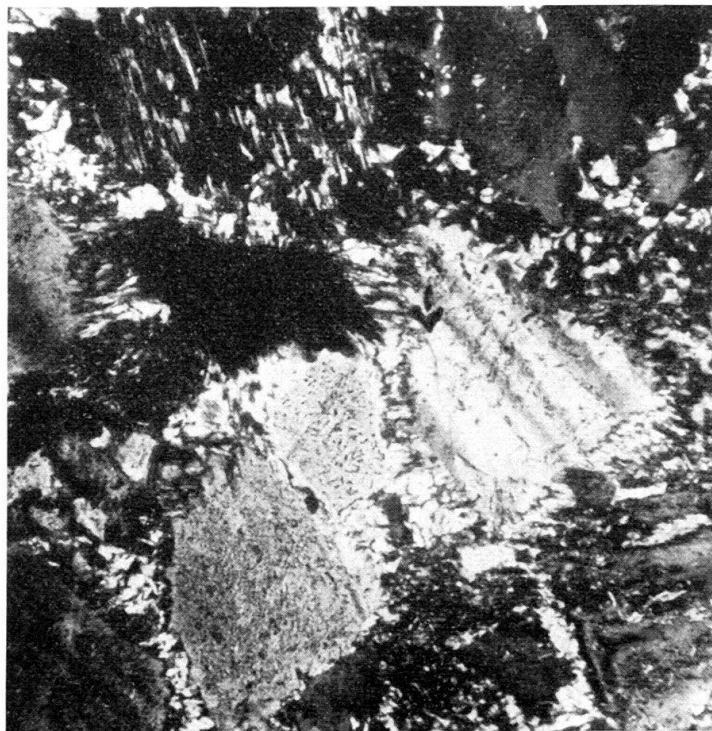


Fig. 5. Sandstone with spine-like structure, determined by an interdigitation of muscovite and chlorite lamellae into a regeneration rim of quartz and feldspars. Western Verkhovanie (P_1^1) IV zone. Magn. 90, nicols +.

linear orientation, associated with segregation effects (fig. 6). More distinctly, segregation is evident in slates where large lepidoblasts of chlorite or muscovite and sometimes of both these minerals several millimeters big can be observed



Fig. 6. Sandstone with quartz-regeneration structure, complicated by blastesis effect and linear segregation (quartz and muscovite). Western Verkhoianie (P_1^1) IV zone. Magn. 90, 2 nicols.

on the background of groundmass of the rock consisting of scaly aggregates of chlorites, muscovite and quartz (fig. 7). Segregation takes place both on the surface bedding and along cleavage planes.

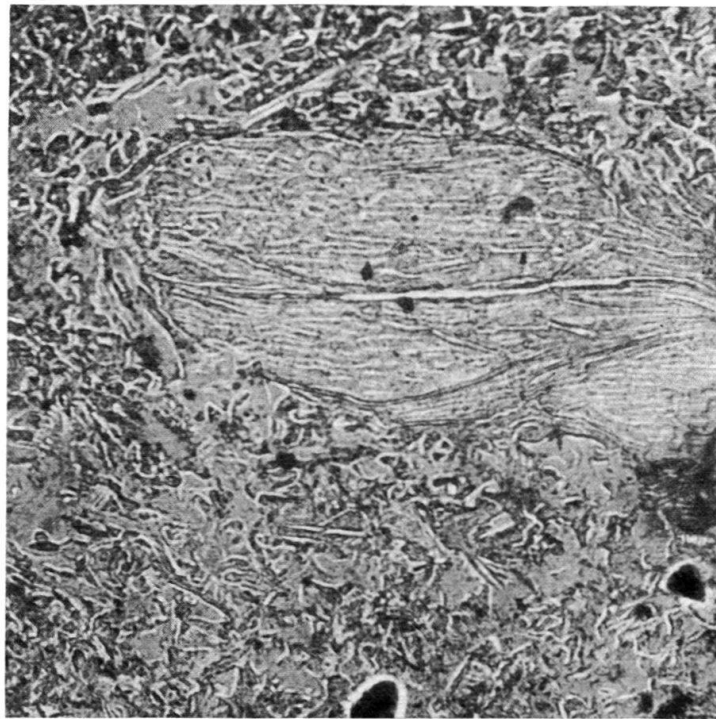


Fig. 7. Segregation lenticle of chlorite in phyllyte-like slate. Western Verkhoianie (P_1^1) IV zone. Magn. 290, one nicol.

An important feature is the appearance, essentially, of muscovite having replaced hydromica minerals of the overlying zones. A study of the hydromica component permits to draw a conclusion regarding its alteration in stages within the different zones depending, first of all, on the loss of low-temperature water and an increase in the content of potassium. The source of the latter were decompositions of acid plagioclases (1), and of potassium feldspars in the very lowest zone. This can be clearly established by a microscopic study displaying the presence of orthoclase and microcline (fig. 8) greatly eaten away and replaced by muscovite

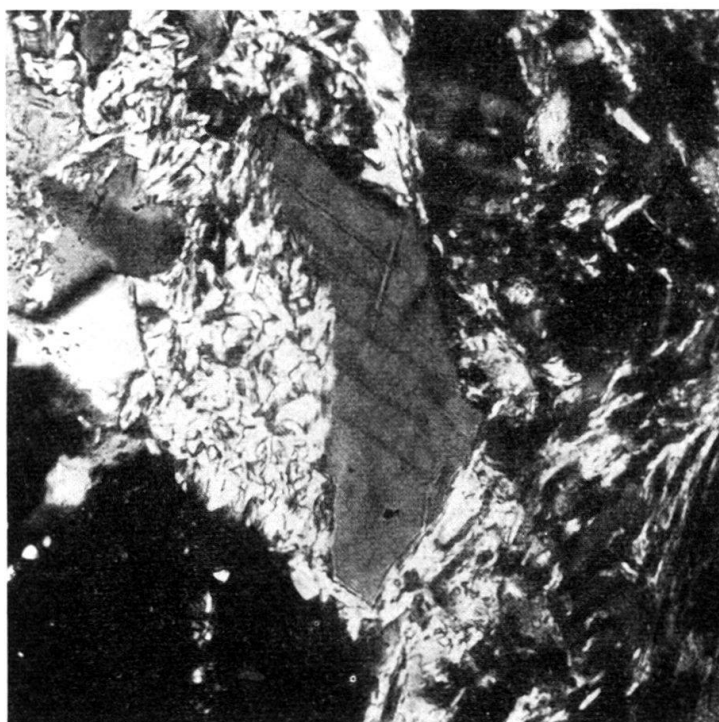


Fig. 8. Corrosion and replacement of orthoclase grain by muscovite in a sandstone. Western Verkhoianie (P_1^2) IV zone. Magn. 150, nicols +.

relicts. Newly formed components of the lower zone correspond to the stable equilibrium association of stress minerals of the low-temperature stage of regional metamorphism (chlorite, muscovite, quartz, albite, epidote).

Specific features distinguishing the rocks of this zone from forms of the upper muscovite-chlorite subfacies of green slates (2, 16), are the presence of un-reworked clastic minerals and the preservation of primary sedimentary textures in the majority of cases.

It is important to note that the formation of the characteristic quartz-chlorite-muscovite-albite association was taking place gradually during a lengthy period of time, under the influence of growing vertical pressures, temperatures and stress, but without any direct effect of the magmatic factor. The gradual character of the formation of the association in separate stages is clearly traced in transitions from one zone to the other.

Qualitatively, the new mineral association in metamorphic rocks originates with a mass appearance of biotite having been formed at the expense of an inter-

action of muscovite and chlorite (biotite zone) with later appearance of garnet. The appearance of this new association is connected with a greater role of the temperature factor.

The established zones are nothing but a reflection of definite stages of rock formation which, in the last analysis, bring about the formation of metamorphic complexes.

The first two zones correspond to the epigenetic stage, dominant factors of which are the increase of vertical pressure and the influence of underground waters (11, 15). The next two zones correspond to the stage of early metamorphism or metagenesis by stress operating jointly with a vertical overburden and increasing temperature. The metagenesis stage is a transition to regional metamorphism.

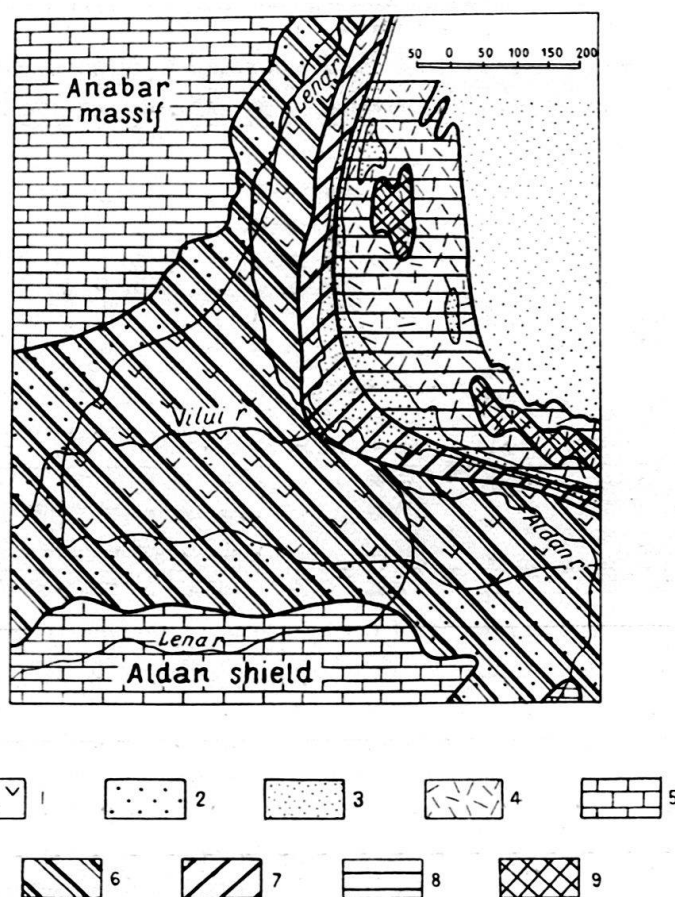


Fig. 9. Zones of epigenesis and metagenesis within the Verkhoyansk mountain range and the adjoining sections of the Siberian platform.

1. Complex of Lower Paleozoic carbonate rocks on the platform.
2. Jurassic terrigene and partly coal-bearing deposits on the platform.
3. Cretaceous coal measures of the platform and foredeep.
4. Undifferentiated Jurassic and Triassic terrigene deposits of Verkhoyansk mountain range.
5. Permian terrigene deposits of Verkhoyansk mountain range.
6. Zone of unaltered clay cement.
7. Zone of altered clay cement.
8. Zone of quartzite-like structures and chlorite-hydromica cement.
9. Zone of spine-like structures and chlorite-micaceous cement

Like the zones of regional metamorphism, zones of epigenesis and metagenesis are mapped in an area. As an example, we show the distribution of these zones in the territory of the folded structural complex of Western Verkhoyania and the adjoining platform sections of Vilui depression (fig. 9). The first zone of unaltered clay-cement embraces the entire territory of Vilui depression and the outer flank of the foredeep. The second zone occupies the peripheral part of Verkhoyansk mountain range; the third zone includes the entire South-Western limb of the anticlinorium and its crestal part on the section of conjugation of Verkhoyania and the Vilui depression where folding is of a relatively simple character. Finally, the fourth zone is fixed as two patches within the area around the crests of the latitudinal and meridional parts of Verkhoyansk mountain range conjugated with rigid blocks of the Aldan shield and Anabar massif. Here, folding is most intense.

Thus, the zones are cutting stratigraphic boundaries. In their distribution they reflect specific features of the recent structure of the Verkhoyansk megaanticlinorium and some traits connected with the history of its development.

BIBLIOGRAPHY

1. ANDREATTA, C. (1954): *Über die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose*. Tscherma'sk. mineral. petrogr. Mitt., III F, 4, H. 1-4.
2. GOLDSCHMIDT, V. M. (1921): *Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. V. Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete*. Skrif. Vid. Akad. Oslo, I, Mat. natur. Kl., No. 10.
3. GOLDSTEIN, A. RENO D. (1952): *Petrography and metamorphism of sediments of Ouachita facies*. Bull. Am. Assoc. Petr. Geol. 36, No. 12.
4. Головенок, В. К. (1957): Об изменении протерозойских осадочных пород Патомского нагорья в процессе эпигенеза и начального метаморфизма. Вестн. Ленинг. Ун-та, 12. (*On the alteration of Proterozoic sedimentary rocks of Patomsk upland in the process of epigenesis and early metamorphism*).
5. HEALD, M. T. (1950): *Authigenesis in West Virginia sandstones*. J. Geol. 58, 6.
6. Коссовская, А. Г., и Шутов, В. Д. (1955): Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхне палеозойских отложений Западного Верхоянья. ДАН СССР, т. 103, 6. (*Epigenesis zones in the terrigene complex of Mesozoic and Upper Paleozoic deposits of Western Verkhoyania*).
7. Коссовская, А. Г., и Шутов, В. Д. (1955): Характер изменения обломочного биотита в процессе эпигенеза. ДАН СССР, т. 101, 3. (*Alteration character of clastic biotite in the process of epigenesis*).
8. Коссовская, А. Г., Логвиненко, Н. В., и Шутов, В. Д. (1957): О стадиях формирования и изменения осадочных пород. ДАН СССР, т. 116, 2. (*Stages of formation and alteration of sedimentary rocks*).
9. Леонова, В. А. (1955): К вопросу о метаморфизме палеозойских пород западного склона среднего Урала. Уч. зап. ЛГУ, 188, вып. 5. (*To the question of metamorphism of Paleozoic rocks of the Western flank of Middle Urals*).
10. Логвиненко, Н. В. (1956): О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород. ДАН СССР, т. 106, 5. (*On late diagenesis (epigenesis) of Donetsk carbonaceous rocks*).
11. Методы изучения осадочных пород. Москва, 1957. (*Methods of studying sedimentary rocks*).
12. О вторичных изменениях осадочных пород. Сб. статей. Тр. ГИН АН СССР, вып. 5, 1956. (*Secondary alterations of sedimentary rocks*).

13. Рухин, И. М. (1956): Особенности эпигенеза меловых отложений Ферганской котловины. Уч. зап. ЛГУ, 209.
(*Specific features of epigenesis of Cretaceous deposits in Ferghana cauldron.*)
14. Страхов, Н. М. (1953): Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол. 5.
(*Diagenesis of sediments and its significance for sedimentary ore deposition.*)
15. Страхов, Н. М. (1957): О теоретической литологии и ее проблемах. Изв. АН СССР, сер. геол. 11.
(*Theoretical lithology and its problems.*)
16. TURNER, F. J. (1949): *Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks*. Washington.

27. — GREGORI TH. KRASCHENINNIKOW: (URSS): **Fazielle Untersuchungen der Sedimentgesteine.** Mit 5 Textfiguren und 1 Tabelle

ZUSAMMENFASSUNG

Der Begriff «Fazies» ist besonders in den letzten Jahrzehnten sehr verschieden verwendet worden. In diesem Referat verstehe ich unter «Fazies» die genetischen Merkmale eines Sedimentgesteins, und dessen Bildungsumstände, die aus diesen Merkmalen herausgelesen werden können.

Diese Merkmale können wie folgt gegliedert werden: 1. petrographische, 2. paläontologische, 3. physiko-chemische, 4. geologische, 5. fazielle Merkmale. Es ist besonders zu betonen, dass bei faziellen Studien nur Ablagerungen ein und desselben stratigraphischen Horizontes miteinander verglichen werden dürfen.

Es folgen einige Beispiele:

1. Oberdevon der Kusnezsk-Senke,
2. Mittelkarbon der Russischen Tafel und des Donez-Beckens,
3. Obertrias des Ost-Urals,
4. Untereozän des Ferghana-Gebietes (Tianschan).

Die Faziesanalyse hilft, die Verbreitung der Bodenschätze und die Verteilung ihrer Eigenschaften zu ermitteln.

1. WAS IST EINE FAZIES?

Der Begriff «Fazies» wird unter Geologen sehr häufig, aber oft in verschiedenem Sinne gebraucht. Deshalb ist es notwendig zu erklären, was ich im vorliegenden Referat unter diesem Fachausdruck verstehe.

Als erster verwendete N. STENO den Begriff, indem er bestimmte Schichtglieder eines Gesteinskomplexes in der Toskana als Fazies bezeichnet hat.

Als Gründer des modernen Faziesbegriffs kann man den schweizerischen Gelehrten A. GRESSLY (1838) betrachten, der diesen Ausdruck in seinen Forschungsberichten über das Schweizer Juragebirge veröffentlicht hat. Mit dem Terminus «Fazies» bezeichnet A. GRESSLY die Gesamtheit der Veränderungen des petrographischen Bestandes und der Versteinerungen eines gewissen stratigraphischen Horizontes innerhalb des Gebiets seiner Verbreitung. Diese Veränderungen hat A. GRESSLY mit den unterschiedlichen Bedingungen der Sedimentbildung zu erklären versucht, so wie auch heute verschiedene physikalisch-geographische Bedingungen sowohl auf dem Festland als auch im Meer grosse Mannigfaltigkeit gleichzeitiger Ablagerungen hervorrufen.

In der russischen geologischen Literatur ist der Begriff «Fazies» im selben Sinn und mit Bezugnahme auf GRESSLY von N. A. GOLOWINSKY (1868) bei der Veröffentlichung seiner Forschungsergebnisse über das Permische System im Wolga- und Kamabecken verwendet worden.

J. WALTHER (1893) hat in seiner grossen Monographie die Frage der Fazies ebenfalls sehr eingehend berührt. Seiner Meinung nach ist eine Fazies im allgemeinen Sinn ein Ausdruck der Wechselbeziehungen, die zwischen den Entstehungsbedingungen eines Gesteins und den petrographischen Merkmalen dieses Gesteins und der im Gestein gefundenen organischen Überreste bestehen. Diese Auffassung des Begriffs «Fazies» hat später eine grosse Verbreitung gefunden. Gleichzeitig hat J. WALTHER in der Geologie die Fazieslehre eingeführt und in der erwähnten Arbeit die Bedeutung rezenter Ablagerungen für die Erkenntnis der Entstehung alter Sedimente einer genauen Untersuchung unterworfen.

Der russische Gelehrte A. A. BORISJAK (1922) weist in seinem Lehrbuch der historischen Geologie darauf hin, dass die Fazieslehre eine der Grundlagen der historischen Geologie ist, und dass die verschiedenen Fazies durch die konkreten physikalischen Bedingungen sowie durch Fauna und Flora charakterisiert werden müssen.

Viele ausländische und sowjetische Wissenschaftler haben das Problem der Fazies untersucht, so zum Beispiel D. W. NALIWKIN, J. A. JEMTSCHUJNIKOW N. M. STRACHOW und viele andere.

Ausgehend von der ursprünglichen Definition durch A. GRESSLY, der eingehenden Betrachtung dieses Problems von J. WALTHER und der Ansicht einer Reihe von russischen Gelehrten wird im vorliegenden Bericht unter dem Begriff «Fazies» *die Gesamtsumme der genetischen Merkmale eines Sedimentgesteines und die nach diesen Merkmalen rekonstruierten Entstehungsbedingungen* verstanden. Dabei handelt es sich stets um die Ablagerungen einer bestimmten Region und eines ganz bestimmten stratigraphischen Abschnittes.

Mit dieser Auffassung kommt im Begriff «Fazies» die Einheit des Milieus und des Sedimentes (des Gesteins) zum Ausdruck.

In den letzten 10 Jahren wird in der geologischen Literatur, insbesondere in der amerikanischen, der Begriff «Fazies» als Gesamtheit der Veränderungen eines bestimmten stratigraphischen Abschnittes innerhalb des Gebiets seiner Verbreitung verwendet (MOORE, 1949; 1957 u. a.).

Eine solche Begriffsbestimmung, die auf den ersten Blick sehr ähnlich der von A. GRESSLY ist, unterscheidet sich doch von dieser im wesentlichen dadurch, dass sie die genetische Seite des Problems nicht wiedergibt. Und wenn wir zum Beispiel die «lithofazialen Karten», die in den Arbeiten von SLOSS, KRUMBEIN und DAPPLES (1949) oder KRUMBEIN und SLOSS (1951) veröffentlicht worden sind, kritisch untersuchen, so kann man sogleich bemerken, dass hier der genetische Inhalt des Begriffes «Fazies» verschwindet.

Ich bin der Meinung, dass bei einer Faziesuntersuchung die lithologischen Merkmale insofern von Interesse sind, als man mit ihrer Hilfe die Entstehung der untersuchten Ablagerungen und deren Paläogeographie erklären kann. Das dürfte eine der Hauptaufgaben der lithologischen Forschung der Sedimentgesteine sein.

2. METHODIK DER FAZIELLEN UNTERSUCHUNGEN

In der folgenden Tabelle sind die genetischen Hauptmerkmale der Sedimentgesteine zusammengefasst.

Tabelle. Die genetischen Merkmale der Sedimentgesteine

- I. *Petrographische*
 1. Struktur (Form und Grösse der Körner, deren Sortierung)
 2. Textur (Schichtung)
 3. Petrographischer (bzw. mineralogischer) Bestand
 4. Zement
 5. Konkretionen (Bestand, Form, Verbreitung)
 6. Eigenschaften des inneren Baues («Graded Bedding» usw.)
- II. *Paläontologische*
 1. Bestand der organischen Reste (Tiere und Pflanzen)
 2. Erhaltungszustand
 3. Verteilung
 4. Ökologie (Lebensweise und Existenzbedingungen)
- III. *Physikalisch-chemische*
 1. Bestand der austauschbaren Kationen
 2. Andere chemische Eigenschaften
 3. Farbe
 4. Porosität
- IV. *Geologische*
 1. Mächtigkeit
 2. Art der Grenzen (der oberen, unteren und seitlichen)
 3. Form im Plan
 4. Der Bau der Schichtenfolge (Zyklen usw.)
 5. Lagerung
- V. *Fazielle*
 1. Bestand und andere genetische Eigenschaften der Gesteine, die das gegebene Gestein in horizontaler und vertikaler Richtung vertreten (Faziesparagenese)

Dazu ist erstens zu betonen, dass die wichtigste Grundlage des Faziesstudiums die Methode des Aktualismus ist. Diesen Umstand hat schon A. GRESSLY betont, und später hat ihn J. WALTHER sehr eingehend berücksichtigt. Der wesentlichste Unterschied der rezenten Fazies gegenüber den fossilen besteht darin, dass wir bei den ersteren sowohl das Milieu der Ablagerungen, als auch dessen Produkte (die Sedimente selbst) untersuchen können, wogegen wir es bei den fossilen Fazies nur mit dem Produkt (den Gesteinen) zu tun haben. Die rezenten Fazies können deshalb dazu dienen die Entstehung alter Gesteine zu deuten. Dagegen ist in den rezenten Fazies der tektonische Faktor, der in den fossilen meist so augenscheinlich auftritt, nicht immer oder nur in beschränktem Masse vorhanden. Ausserdem tritt beim Vergleich der heutigen Sedimente mit den alten Gesteinen die Entwicklung des Sedimentbildungsprozesses in der Erdgeschichte zutage, die einen absoluten Vergleich zwischen der rezenten und der fossilen Fazies nicht zulässt. Diese Probleme sind sehr ausführlich an der Tagung über Fragen der Sedimentgesteine in Moskau (1952) besprochen worden.

Zweitens ist für die fazielle Analyse eine genaue stratigraphische Zusammenstellung der innerhalb eines bestimmten Gebietes zu untersuchenden Sedimente unbedingt notwendig. In dieser Hinsicht haben MOORE (1949), KRUMBEIN und SLOSS (1951) und unter den sowjetischen Geologen N. S. SCHATSKY (1955) und andere recht, wenn sie die stratigraphische Seite des Begriffs «Fazies» betonen. Falls nämlich nicht sicher ist, dass die auf verschiedene Fazies hin untersuchten Ablagerungen zu ein und demselben stratigraphischen Horizont gehören, verlieren alle Schlussfolgerungen ihren Sinn.

Drittens ist zu betonen, dass bei der Faziesforschung eine grosse und oft entscheidende Bedeutung folgender Gegenüberstellung zukommt: Dem Vergleich zwischen den Veränderungen in der Horizontalen und in der Vertikalen, das heisst gegen das Hangende und Liegende der untersuchten Schicht. Nur die Untersuchung aller fazieller Ausbildungstypen der erforschten Schichtreihe und ihrer paragene-tischen Wechselbeziehungen wird es ermöglichen, ganz sicher auch die Entstehungsbedingungen einzelner Glieder des Gesteinskomplexes zu bestimmen. Dabei tritt in einzelnen Fällen dann der zyklische Bau der Schichtfolge zutage.

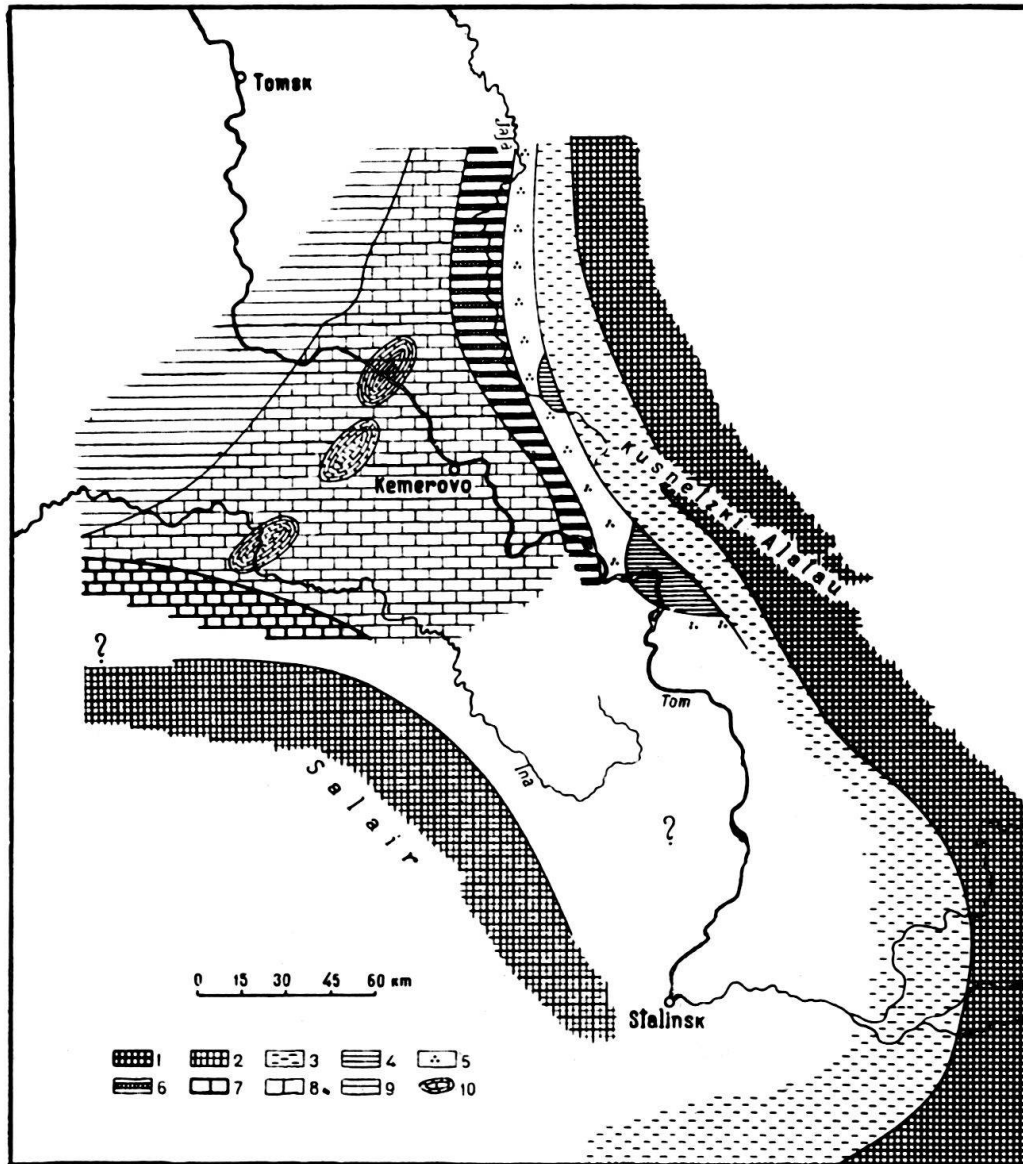


Fig. 1. Fazieskarte des spätfraasnischen Meeres in der Kusnetz-k-Senke

- 1) Hügeliges Festland; 2) niedriges Festland; 3) Klastische rotfarbene kontinentale Ablagerungen; 4) Brackwasser-Lagunen; 5) strandnahe Meeressande und Kalkablagerungen mit einer Beimischung von grobem Sande; 6) Kalk, Ton und Alevritablagerungen; 7) Flachmeer-Kalke mit Coelenteraten; 8) Kalkablagerungen mit verschiedener Fauna; 9) relative Tiefwasserablagerungen; 10) Bänke mit Biohermen

Viertens beruht eine vollwertige fazielle Analyse auch auf einer allseitigen, lithologischen und paläontologischen Erforschung der Gesteine der betreffenden Schichtfolge. Deshalb ist ohne Kenntnis der Sedimentpetrographie kein Faziesstudium möglich. Die genaue lithologische Beschreibung einer Schichtfolge darf niemals durch deren genetische Auslegung ersetzt werden, ein Fehler, der besonders Anfängern häufig unterläuft.

Eine wissenschaftlich durchgeführte fazielle Analyse endet mit dem Zusammenstellen der faziellen und paläogeographischen Karten, deren Maßstab und Zahl erstens von der Untersuchungsgenauigkeit und zweitens vom Veränderungsgrad der untersuchten Schichtfolge in der vertikalen Richtung abhängt. Je schneller sich die Schichtreihe (in der Zeit) ändert, desto grösser soll die Kartenzahl sein, die das erforschte stratigraphische Intervall in einem bestimmten Gebiet charakterisieren.

3. BEISPIELE

Als Illustrationen zu dem Obenerwähnten will ich einige Beispiele fazieller Studien anführen, die in den letzten Jahren von sowjetischen Geologen durchgeführt worden sind.

Auf Figur 1 sehen wir eine Karte, die die Faziesverteilung der Kusnetzker Senke in Sibirien in der zweiten Hälfte des Frasnien darstellt (T. N. BELSKAJA, 1958). Das Meer war zu jener Zeit nicht tief und die Kalksedimente herrschten vor. Das Festland, das die Senke von Osten und von Süden umrahmte, lieferte die Hauptmenge der Trümmerablagerungen. Deshalb findet sich in der Nähe des Festlandes ein Streifen rotfarbiger terrigener Sedimente. Am Meeresstrand lagerten sich Sande und Kalksteine zusammen mit Trümmersedimenten ab. Es gab hier auch salzwasserreiche Lagunen. Weiter vom Ufer entfernt lagerten sich lehmige und kalkig-lehmige Sedimente ab, die weiter aussen im Meer in verschiedenartige Kalksteine übergingen. Das westliche Festland, an dessen Stelle sich jetzt der Gebirgsrücken Salair erhebt, war eine Ebene und die Kalksedimente lagerten sich hier in Küstennähe ab. Weiter vom Ufer entfernt gab es stellenweise Bänke mit Biohermen. Im Nordwesten lag die tiefste Zone mit Sedimenten aus afaniten Kalksteinen.

Auf dieser Karte ist ein bestimmter Zusammenhang der gesamten Faziesverteilung mit der uns bekannten tektonischen Struktur dieser Region erkennbar. Ein solcher Zusammenhang ist auch aus faziellen Karten anderer Gebiete bekannt.

Figur 2 zeigt eine faziell schematische Karte der Russischen Tafel in der zweiten Hälfte der Wereja-Zeit des *mittleren Karbons* (I. W. CHWOROWA, 1953). Diese Karte beruht auf einer allseitigen faziellen Analyse unter Beachtung der meisten in der Tabelle aufgegliederten genetischen Merkmale der Sedimentgesteine. Auf dieser Karte kann man 5 Zonen bestimmen, in denen Akkumulation verschiedenartiger Ablagerungen stattgefunden hat.

Auch aus dieser Karte ist die Abhängigkeit der Faziesverteilung von dem gesamten Strukturplan der Russischen Tafel zu ersehen; die Hauptumrisse dieses Strukturplans sind auf der Karte in fetter Linie ausgezogen.

Diese Karte umfasst ein riesiges Gebiet und ist deshalb sehr schematisch. Es gibt aber für dieselbe Zeitperiode auch viel genauere Fazies-Karten mit einem

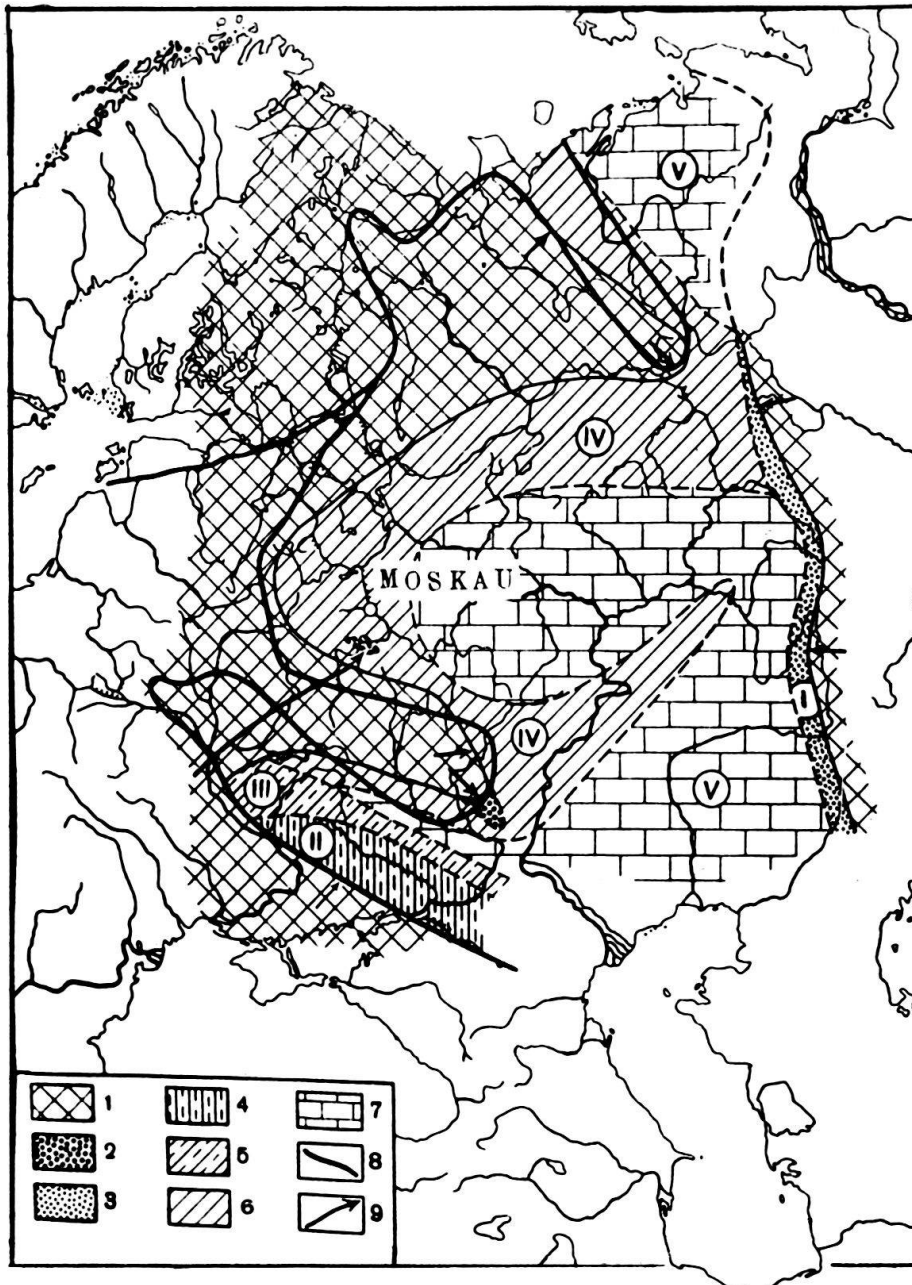


Fig. 2. Faziesskizze der Russischen Tafel zur zweiten Hälfte der Wereja-Zeit

- 1) Festland; 2) Deltasande; 3) mächtige hauptsächlich klastische Ablagerungen; 4) mächtige paralimische kohlenführende Schichten; 5) weniger mächtige paralimische Ablagerungen mit dünnen Kohlenflüssen; 6) tonige, selten sandige oder kalkige Meeresablagerungen; 7) rein kalkige Lehme; 8) Grenze der Hauptstrukturelemente der Russischen Platte; 9) die Richtung der Abtragung des klastischen Materials:

I-V Strukturzonen der Russischen Platte:

I-Westabhang des Urals, II-Dobass,

III-Ukrainische Senke, IV-Moskauer Senke,

V-Ostrussische Senke.

bedeutend grösseren Maßstab. Figur 3 zeigt zwei solche Karten (L. N. BOTWINKINA, 1956). Diese Karten sind das Ergebnis einer äusserst genauen Fazies-Erforschung unter Berücksichtigung des gut bekannten zyklischen Aufbaus der

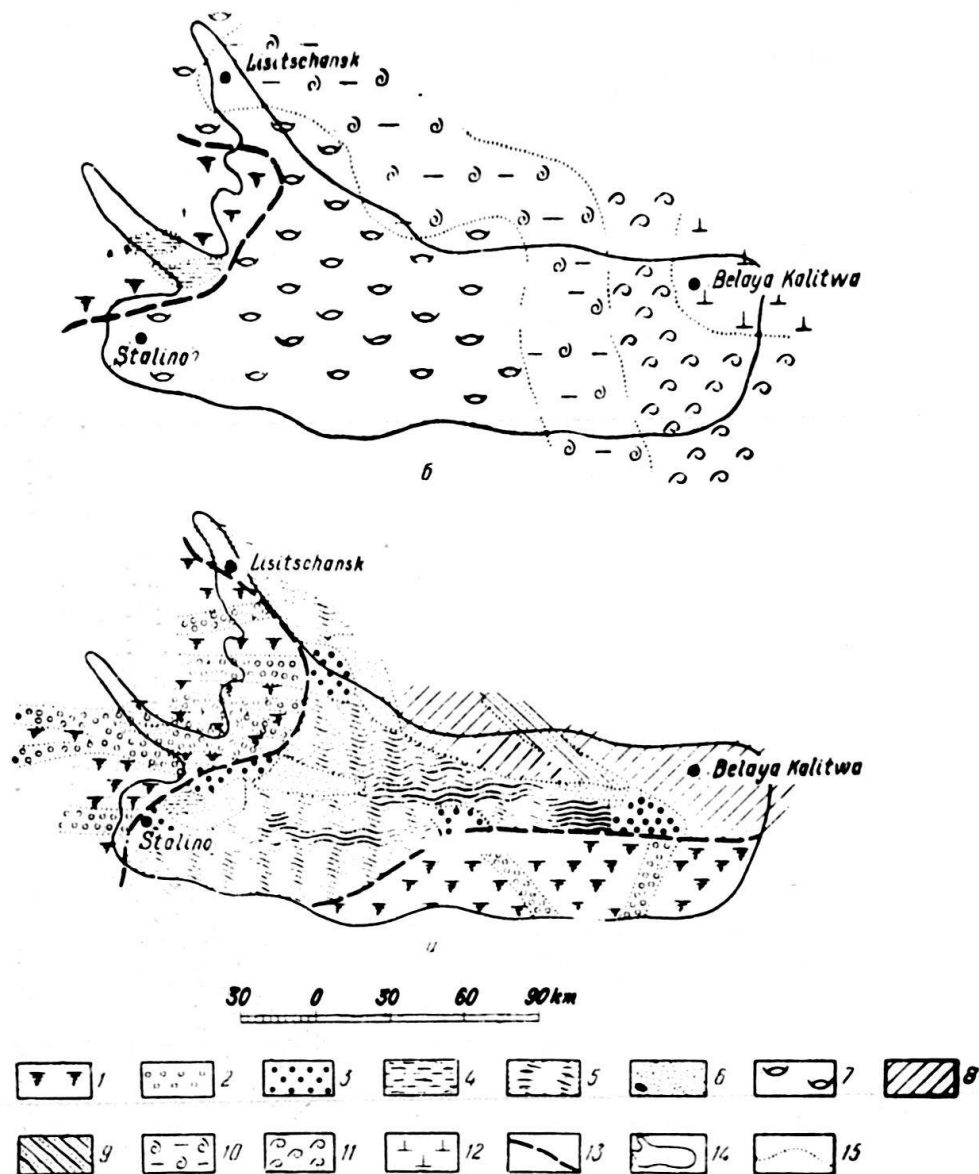


Fig. 3. Paläogeographische Karten der Zeit des Zyklus mit der Kohlschichte «1₆» im Donbass
Oben: der transgressive Teil des Zyklus (nach der Kohlenablagerung), unten: deren regressiver Teil (vor der Kohlenablagerung)

Kontinentale Fazies: 1) Sumpf; 2) Fluss. Übergangsfazies vom Kontinent zum Meer; 3) Unterwassertdelta; 4) Küstenseen; 5) Flachwasserzonen der Lagunen und Buchten; 6) Barren usw.; 7) lehmige Ablagerungen der Lagunen und Buchten mit Brackwasserfauna. – Meeresfazies: 8) Brandungszone; 9) Zone der Meeresströmungen; 10) hauptsächlich die feinalevritischen Ablagerungen (mit seltener, unterdrückter Meeresfauna); 11) tonige Meeresablagerungen mit rein mariner Fauna; 12) tonig-karbonatische Ablagerungen mit mariner Fauna; 13) die vermutete Ufergrenze; 14) die Grenze des zutagetretenden Karbons; 15) Faziesgrenzen

paralischen kohlenhaltigen Ablagerungen des mittleren Karbons im Donezker Bassin (L. N. BOTWINKINA u. a., 1956). Die obere Karte entspricht dem transgressiven Zyklusteil (nach der Kohlenablagerung) mit äusserst gleichförmigen Fazies, während die untere Karte der Regression entspricht (vor der Kohlenablagerung). Sie ist durch grosse fazielle Buntheit charakterisiert.

Auf Figur 4 ist eine Übersicht ganz anderer Sedimente gezeigt: kontinentale Trümmersedimente alluvialer und proluvialer Entstehung, die die intermontane Senke auf dem östlichen Hang des Südurals in der Nähe von Tscheljabinsk bilden (G. F. KRASCHENINNIKOW, 1957). Die Ablagerungen gehören in die obere Trias und bilden heute den Graben des Tscheljabinsker Braunkohlenbeckens.

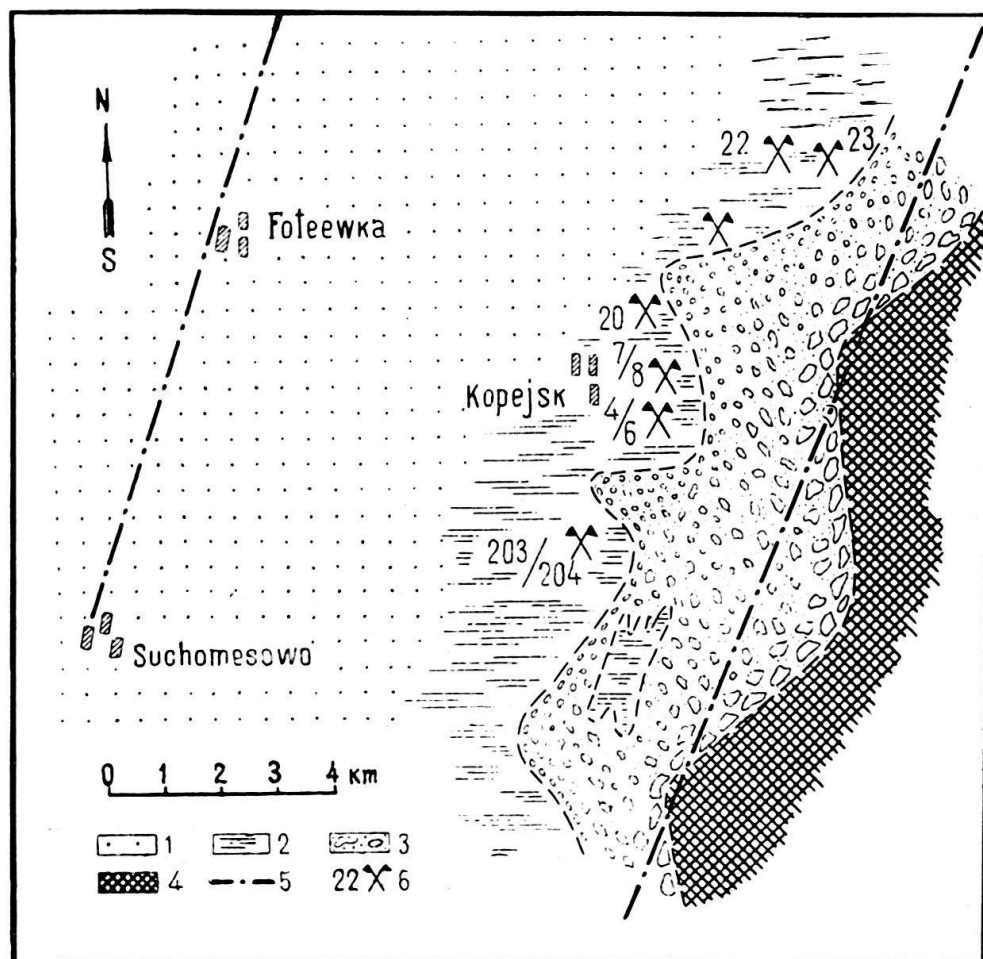


Fig. 4. Fazieskarte eines Teiles des Tscheljabinsker Beckens zur Zeit der Kohlenablagerung (Obertrias)

1) alluviale Sande und Tone fast ohne Kohle (hauptsächlich Flussbettablagerungen); 2) kohlenführende Tone und Sande (hauptsächlich das Matschland); 3) grobe Sande und unsortierte Ablagerungen (hauptsächlich proluviale Schuttkegel); 4) Hügelland; 5) die gegenwärtigen Grenzen des Kohlenbeckens (grosse Brüche); 6) Schächte (und deren Nummern)

Figur 5 zeigt die Faziesverteilung zur Mittelsuzak-Zeit (Untereozän) im Gebiet der Ferghana-Senke im nördlichen Tienschan (R. F. HECKER, 1957). Bei der Zusammenstellung dieser Karte, die ein Beispiel einer ganzen Kartenreihe ist, sind besonders die paläontologischen Daten in den Suzak-Ablagerungen ausgewertet worden. Das Meer der Ferghana musste einen ungeheuren Reichtum an verschiedensten Organismen beherbergt haben.

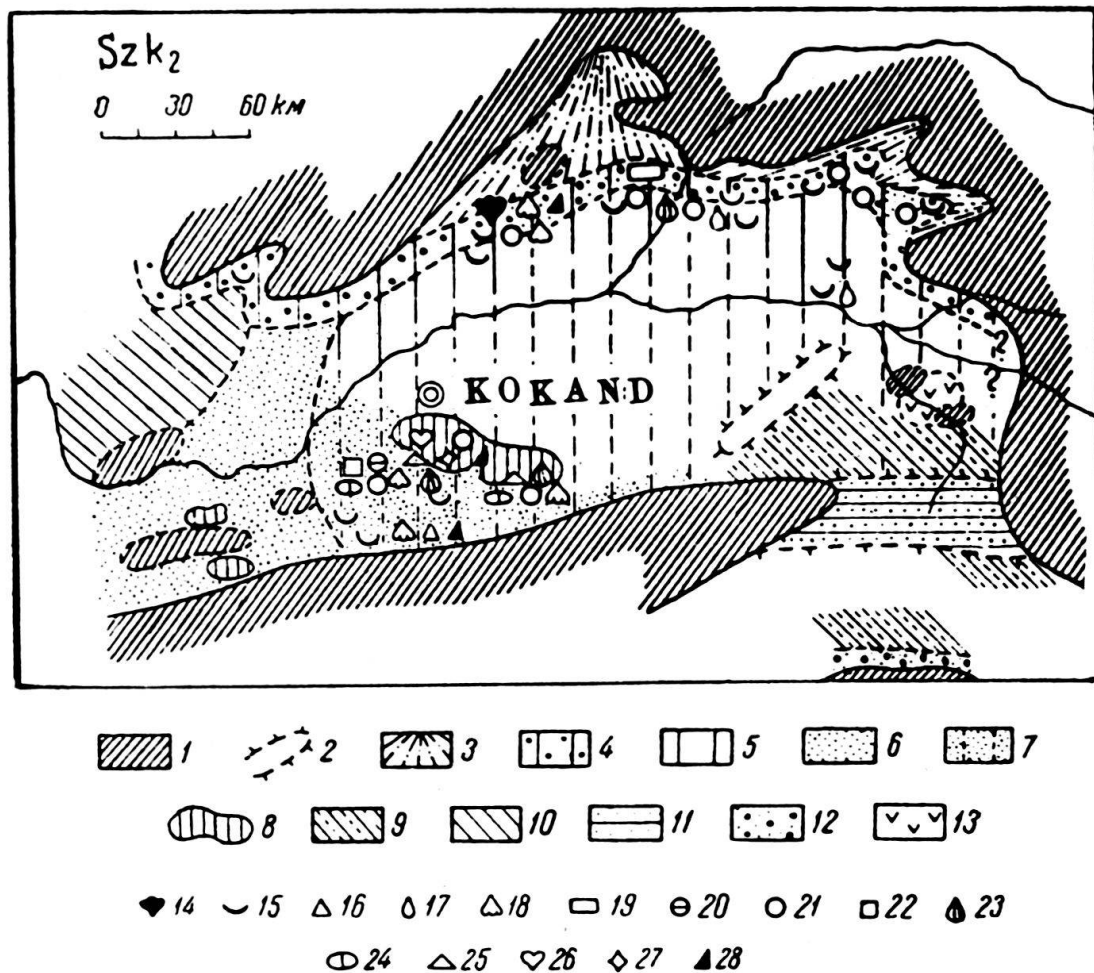


Fig. 5. Schematische fazielle Karte der Ferghana-Bucht zur Mittelsazakzeit (Untereozän)

1) Festland; 2) Untiefe; 3) rotfarbene Deltaablagerungen. Marine Ablagerungen: 4) sandig-kalkige Ablagerungen mit Geröll und Callianassabauten; 5) kalkige Ablagerungen mit Foraminiferen, Austern, Kalkdetritus (punktiert – die vermutliche Verbreitung); 6) Sande und Alevrite stellenweise mit Geröll und Callianassabauten; 7) Sande und Alevrite, zuweilen kalkig; 8) klastisch dolomitische und dolomitische Ablagerungen; 9) Tone; 10) Tone und Diatomeen-Lehme; 11) grobe klastische Ablagerungen; 12) Sande mit Geröll. Lagunenablagerungen; 13) Gips; 14) Kalkalgen; 15) Austern; 16) Turitella; 17) Meretrix; 18) Cardita; 19) Panopaea; 20) Cardium; 21) Pectunculus; 22) Cyprina; 23) Lucina; 24) Cucullaea; 25) Arca; 26) Modiola jeremejevi; 27) Cuneocorbula; 28) Potamides

4. ANGEWANDTE BEDEUTUNG DES FAZIESSTUDIUMS

Es ist offensichtlich, dass die richtig durchgeführten faziellen Untersuchungen, die mit der Zusammenstellung fazieller und paläogeographischer Karten abgeschlossen werden, zu der Klärung der geologischen Geschichte der entsprechenden Territorien, das heisst zu der Lösung einer der Hauptfragen in der Geologie beitragen.

Dabei geben die faziellen Karten die Möglichkeit, auch eine Reihe von praktischen Fragen zu lösen, insbesondere hinsichtlich der Bodenschätze.

So, zum Beispiel, kann man mit Hilfe der Fazieskarte des Tscheljabinsker Braunkohlenbeckens (Fig. 4) die Sucharbeiten in den günstigsten Bezirken durchführen; es ist aus der Karte leicht zu ersehen, dass die peripherischen Randbezirke dieses Beckens keine gute Aussichten ergeben.

Die Fazieskarte der zweiten Hälfte der Frasnien-Zeitperiode in der Kusnetzker Senke (Fig. 1) zeigt besonders günstige Bezirke der Verbreitung von reinen Kalksteinen mit kleinstem Zusatz von terrigenen Trümmersedimenten usw.

Der auf allen erwähnten Karten erkennbare Zusammenhang der Fazies mit den gesamten Strukturverhältnissen, der schon beim Vergleich von faziellen mit gewöhnlichen geologischen und noch deutlicher beim Vergleich mit tektonischen Karten zutage tritt, erlaubt uns ebenfalls wichtige praktische Schlüsse zu ziehen.

ERWÄHNT LITERATUR

- BELSKAJA, T.N. (1958): *Palaeogeographie der Kusnezsk-Senke in der Oberdevonzeit*. Russisch. Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. № 2.
- BORISSJAK, A.A. (1922): *Lehrbuch der historischen Geologie*. Russisch. Петроград.
- BOTWINKINA, L.N. (1956): *Die transgressiven und regressiven Faziesreihen in den kohlenführenden Schichten*. Russisch. Известия Академии наук СССР, серия геологическая. № 2.
- SCHEMTSCHUSCHNIKOW, J.A., u.a.: (1956): *Atlas der litogenetischen Typen der kohlenführenden Ablagerungen im Mittelkarbon des Donez-Beckens*. Russisch. Москва.
- CHWOROWA, I.W. (1953): *Entwicklungsgeschichte des Mittel- und Oberkarbonischen Meeres im westlichen Teil des Moskauer Beckens*. Russisch. Москва.
- GOLOWKINSKI, N.A. (1869): *Über die Permformation im mittleren Teil des Kama-Wolga-Flussbeckens*. Russisch. Материалы для геологии России. Т. 1.
- GRESSLY, A. (1838): *Observations Géologiques sur le Jura soleurois*. N. Denkschr. Allg. schweiz. Ges. Naturw. 2.
- HECKER, R.TH. (1957): *Einführung in die Palökologie*. Russisch. Москва.
- KRASCHENINNIKOW, G.F. (1957): *Die Ablagerungsbedingungen der kohlenführenden Formationen in der UdSSR*. Russisch, (Zusammenf. engl). Москва.
- KRUMBEIN, W.C., & SLOSS, L.L. (1951): *Stratigraphy and Sedimentation*. San Francisco.
- Methoden der Sedimentgesteinstudien*. 1957. Bd. I, II. Russisch. Москва.
- MOORE, R.C. (1949): *Meaning of Facies. Sedimentary facies in geologic history*. Geol. Soc. Amer. Mem. 39.
- (1957): *Modern Methods of paleoecology*. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol. 41. Nr. 8.
- NALIWKIN, D.W. (1956): *Die Fazieslehre*. Bd. I, II. Russisch. Москва.
- SCHATSKI, N.S. (1955): *Die phosphoritführenden Formationen und die Klassifikation der Phosphoritlagerstätten*. Russisch. Совешание по осадочным породам, вып. 2. Доклады. Москва.
- SCHEMTSCHUSCHNIKOW, J.A. (1948): *Was ist eine Fazies?* Russisch. Литологический сборник № 1. Ленинград.
- Sitzungsberichte der Tagung für die Sedimentgesteinsforschung*. 1952–1955. 1, 1952; 2, 1955. Russisch. Москва.
- SLOSS, L.L., KRUMBEIN, W.C., & DAPPLES, E.C.: (1949). *Integrated facies analysis. Sedimentary facies in geologic history*. Geol. Soc. Amer. Mem. 39.
- STRACHOW, N.M. (1948): *Grundzüge der historischen Geologie*. Russisch. Москва.
- WALTHER, J. (1894): *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft*. 3.

28. — BERNARD KÜBLER, (Neuchâtel): **Calcites magnésiennes d'eau douce dans le Tertiaire supérieur du Jura neuchâtelois (canton de Neuchâtel) Suisse.** Avec 3 figures et 4 tableaux dans le texte.

SUMMARY

X-rays analysis has revealed the simultaneous presence of two magnesian calcites, normal calcite, and aragonite in some fresh water limestone of the Tortonien age at Le Locle (Neuchâtel, Switzerland). The higher MgCO_3 content in the calcite is 40 mol per cent (value never yet quoted for natural calcites), the lower MgCO_3 20 mol per cent. The presence of calcite free from Mg^{++} is explained by the slow transformation of the aragonite, and the high amount in the calcite with the greater magnesian content by a rearrangement of ions Mg^{++} under favourable pressure conditions.

INTRODUCTION

Dans la série des carbonates de Ca^{++} et de Mg^{++} , on n'insistait que sur trois termes: la calcite, la magnésite et la dolomie. Cette dernière étant définie en l'honneur de DÉODAT DE DOLOMIEU, comme un carbonate double des deux premiers, ainsi que le rappelle CORRENS (1949).

La théorie des substitutions ioniques admettait difficilement le remplacement des ions Ca^{++} dans la maille de la calcite par des ions Mg^{++} et encore plus difficilement le contraire en raison de la grande différence des rayons ($\text{Ca}^{++} = 1,06 \text{ \AA}$; $\text{Mg}^{++} = 0,78 \text{ \AA}$; GOLDSCHMIDT 1933).

Cependant CHAVE (1952) démontra que la haute teneur en Mg^{++} des tests de certains organismes vivants ou fossiles n'était pas attribuable à la présence de dolomie, mais qu'au contraire l'élément était diffus dans la maille de la calcite sous forme de solution solide. Cet auteur identifie des calcites dont la teneur en MgCO_3 atteint jusqu'à 29%. Les calcaires les plus magnésifères cités par GOLDSMITH, GRAF, JOENSUU (1955), (calcaires à algues de la Floride) ne contiennent que 21% de MgCO_3 . Par contre la proportion des «néodolomites», synthétisées par GRAF, GOLDSMITH (1955) arrive à 40% de MgCO_3 . L'existence de calcites magnésiennes, tant à l'état naturel que synthétique, n'est donc plus à démontrer.

Méthode d'identification

Lors de recherches pétrographiques portant sur les craies et calcaires lacustres du bassin tertiaire du Locle (canton de Neuchâtel) l'analyse roentgenographique révéla l'existence de calcites magnésiennes dans quelques échantillons. Les diamètres de ces calcites se confinent dans de si petites dimensions qu'on est obligé, pour en assurer l'identification, de recourir aux rayons X. Du point de vue microscopique, rien ne différencie ces sédiments des autres assises, que ce soit la couleur, la finesse du grain, la proportion des résidus insolubles, de la matière organique ou des tests fossiles.

La loi de VEGARD prévoit que, dans le cas de solutions solides, la dimension de la maille élémentaire varie linéairement avec la concentration. Par conséquent on devra assister à un déplacement des reflexes «X»; à une diminution de la maille par acceptation d'un ion de moindre diamètre devra correspondre une augmentation de l'angle de diffraction, en d'autres termes une diminution des valeurs de d exprimées en \AA . On calcula la teneur en Mg^{++} en mesurant les déplacements des reflexes d'après la méthode préconisée par CHAVE (1952) et reprise par GOLD-

SMITH et GRAF (1955). Il semble bien que les anomalies rencontrées par CHAVE dans sa courbe d'étalonnage ne se vérifient pas comme le suggèrent GOLDSMITH et GRAF. La loi de VEGARD serait donc bien applicable et le déplacement de certains réflexes, linéaire avec l'accroissement de Mg^{++} dans la maille de la calcite. On utilisa cette loi toutefois avec précaution car certains points restent obscurs. Si en effet on assiste à une contraction non uniforme des axes a et c , le déplacement linéaire d'un des réflexes n'est peut-être qu'une coïncidence fortuite. GOLDSMITH et GRAF ont remarqué que cette coïncidence se produisait pour le réflexe principal, indicé (112) d'après la maille rhomboédrique véritable ou (104) d'après la maille hexagonale, et ceci depuis la calcite jusqu'à la magnésite alors que les autres réflexes donnaient des valeurs singulièrement aberrantes. Il est par ailleurs aussi intéressant de remarquer que cette coïncidence n'est plus réalisée pour la huntite qui, quoique carbonate de Ca^{++} et Mg^{++} exclusivement, ne cristallise plus dans le système rhomboédrique mais dans le système orthorhombique. Pour le calcul des teneurs molaires de $MgCO_3$ dissous dans la maille de la calcite, on mesura le déplacement du réflexe d (104) et les contractions de a_0 et c_0 . On reporta ces valeurs sur les diagrammes de GOLDSMITH et GRAF (1958) p. 94, en utilisant d'une part les droites idéales, tracées de la calcite à la magnésite, et d'autre part les droites extrapolées à partir des valeurs expérimentales des calcites magnésiennes. On ne jugea pas nécessaire d'adjoindre un standard interne car de la calcite était toujours présente et dans de nombreux cas de l'aragonite. La précision de la mesure des lignes de réflexe, contrôlée par celles de la calcite et de l'aragonite reconnues normales, était, pour des valeurs inférieures à 4 Å, de ± 0.003 Å. Comme le profil des lignes l'indique, cf. fig. 1, cette précision dépassait largement celle qui eût été nécessaire si la cristallisation avait été parfaite.

Présence de deux calcites magnésiennes

La présence simultanée de deux calcites magnésiennes n'est pas rare dans les roches carbonatées métamorphiques. GOLDSMITH et al. (1955) en ont décrit un bon nombre et particulièrement dans les prédazzites du Tyrol. Le fait nouveau est de les rencontrer dans une région calcaire à sédimentation lacustre normale et dont les caractéristiques d'affleurement excluent toute idée d'un métamorphisme même lointain.

Pour l'identification de ces calcites magnésiennes on ne pouvait pas se contenter d'une simple mesure des réflexes. Les surcharges occasionnées par la présence de la calcite normale et l'aragonite, se combinant avec les effets d'une mauvaise cristallisation rendaient difficile l'individualisation des lignes. Il fallait reconnaître la cohérence entre les réflexes des spectres respectifs de la calcite, de l'aragonite et des calcites magnésiennes. Pour ce faire il suffit de connaître les constantes a_0 et c_0 à partir desquelles on peut prévoir les angles de diffraction des différents réflexes. Pour approcher le plus possible des vraies dimensions de la cellule élémentaire, on devrait calculer a_0 et c_0 sur la base de réflexes à grand angle de diffraction c'est-à-dire se rapprochant le plus possible de 180° . Il fut totalement impossible de reconnaître de tels réflexes. C'est pourquoi nous n'indiquons ici que les valeurs a'_0 et c'_0 auxquelles il faudrait ajouter un certain coefficient. Comme de toute façon en rai-

Tableau 1

Dolomie d (Å) I	Aragonite d (Å) I	Calcite d (Å) I	Calcite I d (Å) I	Calcite II d (Å) I
4,46 5	4,21 2			
4,11 30		3,86 12		3,78 18
			3,74 14	
3,69 30	3,396 100 3,273 52	3,035 100		2,970 100
			2,921 100	
2,881 100	2,871 4	2,845 3		2,768 —
	2,730 9		2,718 4	
	2,700 46			
2,663 30				
2,532 20		2,495 14		
	2,481 33			2,453 22
2,461 10			2,420 19	
2,400 40	2,372 38 2,341 31 2,328 6			
		2,285 18		2,245 34
2,229 10			2,208 34	
2,189 60	2,188 11 2,106 23	2,095 18		
				2,058 25
2,061 30			2,028 25	
2,012 50	1,977 65	1,927 5 1,913 17		1,892 —
	1,882 32 1,877 25	1,875 17		1,868 —

Tableau 1 (suite)

Dolomie d (Å) I	Aragonite d (Å) I	Calcite d (Å) I	Calcite I d (Å) I	Calcite II d (Å) I
1,842 30	1,814 23		1,859 —	
1,801 70			1,806 —	
1,784 60	1,728 15			
	1,698 3	1,626 4		
		1,604 8		1,598 —
		1,587 2		
1,563 30			1,574 —	
			1,553 —	
1,542 40	1,535 2			1,548 —
		1,525 5		
		1,518 4	1,518 —	
		1,510 3		
1,491 10	1,499 4			1,499 —
				1,487 —
				1,477 —
	1,475 3		1,474 —	
		1,473 2		
1,462 40	1,466 5			
			1,459 —	
			1,447 —	1,447 —
1,439 20		1,440 5		
1,430 40		1,422 3		1,417 —
	1,411 5			
1,409 10	1,404 3			
			1,394 —	
1,386 10				1,384 —
	1,365 3		1,359 —	
		1,356 1		

Les valeurs pour la dolomie sont tirées de BRINDLEY (1951) et BRADLEY (1953), pour la calcite de SWANSON & FUYAT (1953), pour l'aragonite de SWANSON & FUYAT (1954). Celles de la calcite I, calcite la plus magnésifère et de la calcite II, calcite la moins magnésienne, ont été calculées.

son de la largeur des pics nos mesures ne peuvent atteindre cette précision, nous avons négligé ce facteur. On calcula a'_0 à partir de (110) et c'_0 en introduisant cette dernière valeur dans l'expression d'un réflexe quelconque mais choisi pour sa finesse. Ces deux constantes connues, on recalcula les valeurs «d» de tous les autres réflexes du spectre, on compara ensuite les d calculés aux d mesurés et l'intensité mesurée de ces derniers à celle des séries parallèles de la calcite et de la dolomie standard. Au tableau 1 figurent les d standards de la calcite, de la dolomie, de l'ara-

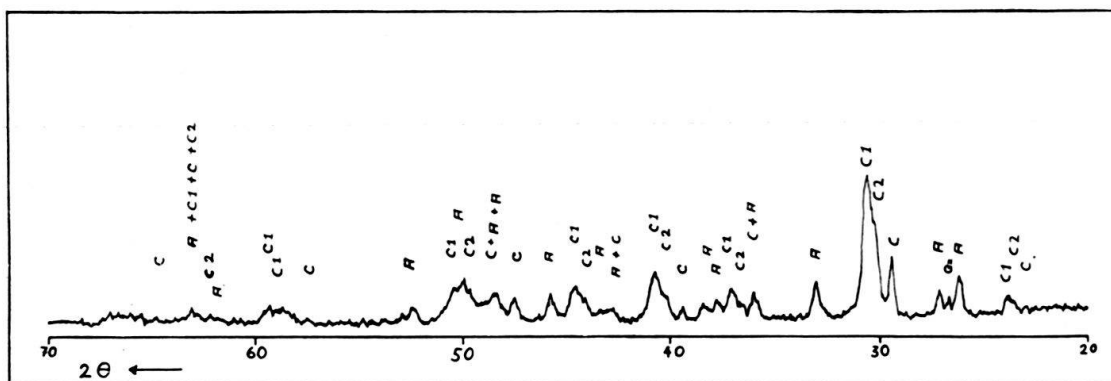


Fig. 1. Préparation normale. Enregistrement par le spectro-photomètre «MikroMüller 111», (raie du cuivre $K\alpha_1$), équipé d'un goniomètre «Philips», vitesse de rotation $1^\circ/\text{min}$. A: aragonite, C: calcite normale, C1: calcite plus magnésienne, C2: calcite moins magnésienne, Qz: quartz

gonite et de deux calcites magnésiennes calculées d'après la méthode décrite ci-dessus. On voit que pour certains domaines de l'enregistrement, l'enchevêtrement des lignes est tel qu'il n'est même pas nécessaire de faire intervenir le mauvais état de cristallisation pour empêcher l'identification précise des réflexes. On chercha à éliminer au moins l'aragonite en partant de l'hypothèse qu'elle est plus directement liée aux horizons zoogènes. On tailla, à cet effet, de l'échantillon des plaquettes à différentes hauteurs ou on réduisit différents niveaux en poudre jusqu'à ce que les enregistrements décèlent une préparation véritablement libre d'aragonite; ce dont fait foi la figure 2.

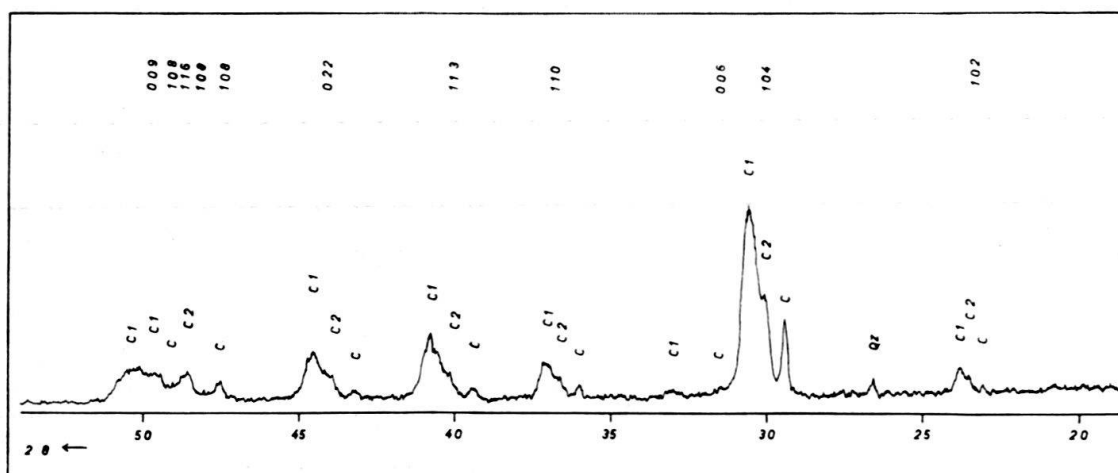


Fig. 2. Préparation libre d'aragonite. Pour le mode d'enregistrement, cf. fig. 1. Vitesse de rotation: $\frac{1}{2}^\circ/\text{min}$. Les chiffres figurant au haut du tableau représentent les indices de la maille hexagonale

Tableau 2. Calcite plus magnésienne: Calcite I

(h k l)	d _{calc.}	d _{obs.}	[I _{obs.}]	I _{stand.}
1 0 1	4,05	—	—	1,7
0 1 2	3,74	3,74	14	7,4
1 0 4	2,92	2,921	100	100
0 0 6	2,718	2,717	3,6	6,0
0 1 5	2,569	—	—	3,8
1 1 0	2,419	2,420	19	11,5
1 1 3	2,201	2,209	34	30,0
0 2 1	2,075	2,067	5,9	3,1
0 2 2	2,028	2,031	25	16,1
0 2 4	1,859	p.	—	4,4
0 1 8	1,831	1,834	14,5	13,6
0 0 9	1,807	1,805	16,6	18,6
2 1 1	1,574	1,573	—	—
1 2 2	1,553	1,556	—	—
2 1 4	1,474	1,472	—	—
0 2 8	1,459	—	—	—
1 1 9	1,447	—	—	—
1 2 5	1,453	—	—	—
0 0 12	1,359	1,355	—	—

Explications au tableau 2:

- Colonnes: 1, indices d'après BRADLEY (1953) mais transformés dans la maille hexagonale;
 2, d calculés en partant de $a'_0 = 4,834 \text{ \AA}$ et $c'_0 = 16,27 \text{ \AA}$, les réflexes de surstructure sont (BRADLEY) (101), (015), (021); (107) = $2,021 \text{ \AA}$ se confond avec (022);
 3, d observés, ne sont mentionnées que les valeurs indiscutables;
 4, intensités observées taxant la plus forte de 100, valeurs non corrigées en fonction de l'angle;
 5, intensités observées pour une dolomie standard soumise au même traitement que la calcite ci-dessus.

p. signifie que le réflexe est présent mais mal mesurable.

Les «pics» principaux appartiennent à une première calcite magnésienne dont le Δd indique une teneur de 40 mole% de MgCO_3 . Les «épaulements» situés un peu en avant de chacun de ces pics principaux appartiennent effectivement à une seconde calcite magnésifère avec 20 mole% de MgCO_3 . Les tableaux 2 et 3 justifient cette détermination par la parfaite concordance qu'on peut y lire entre les d observés et les d prévus et entre leurs intensités respectives.

En raison de la haute teneur de la première calcite magnésienne, teneur encore jamais citée pour des calcites naturelles tant métamorphiques que sédimentaires, on pouvait se demander si la structure du minéral ne se rapprochait pas plutôt de celle de la dolomie, en d'autres termes, si l'ion Mg^{++} n'abandonnait pas une répartition statistique pour se concentrer sur des plans bien déterminés. Cela revenait à poser le problème des lignes de surstructures si bien définies chez BRADLEY, BURST, GRAF (1953). La faible intensité de ces lignes, le mauvais état de cristallisation et la surcharge des réflexes de trois carbonates, dont deux au moins très voisins, vouèrent tout essai d'identification à l'échec. Ce qui ne signifie pas que ces lignes n'existent pas, mais qu'il fut tout simplement impossible de les identifier. Le

problème de la répartition des ions Mg^{++} dans la maille de la calcite reste donc entier dans notre cas. C'est du reste à la même difficulté que s'achoppèrent GRAF et GOLDSMITH pour certaines de leurs « dolomies » synthétiques.

Tableau 3. Calcite moins magnésienne: Calcite 2

(h k l)	$d_{calc.}$	$d_{obs.}$	$I_{obs.}$	$I_{stand.}$
1 0 2	3,78	3,78	18	11
0 1 4	2,970	2,972	100	100
1 1 0	2,453	2,453	22	15
1 1 3	2,245	2,246	34	19
0 2 2	2,058	2,057	25	16
2 0 4	1,892	—	—	—
1 0 8	1,868	1,865	—	—
1 1 6	1,838	1,840	—	—
1 2 1	1,598	—	—	—
2 1 2	1,591	—	—	—
0 1 10	1,548	—	—	—
1 2 4	1,499	—	—	—
0 2 8	1,487	1,489	—	—
1 1 9	1,477	1,478	—	—
2 1 5	1,447	—	—	—
3 0 0	1,417	—	—	—
0 0 12	1,384	—	—	—

Explications au Tableau 3:

Colonnes: 1, indices de la maille hexagonale (SWANSON & FUYAT 1953);

2, d calculés en partant de $a'_0 = 4,906 \text{ \AA}$ et $c_0 = 16,62 \text{ \AA}$;

3, d observés;

4, intensités observées;

5, intensités observées pour une calcite standard soumise au même traitement.

Tableau 4. Contraction de la maille élémentaire en fonction de la teneur en Mg^{++}

	% $MgCO_3$	a_0	c_0	Δa_0	$\Delta a_0 \%$	Δc_0	$\Delta c_0 \%$	$\frac{\Delta a_0}{\Delta c_0} \%$
calcite normale	0	4,989	17,062	—	—	—	—	—
calcite magn. I	20	4,906	16,62	0,083	1,7	0,44	2,6	65
calcite magn. II	40	4,834	16,27	0,155	3,2	0,79	4,6	69
magnésite	100	4,633	15,015	0,356	7,13	2,05	12,01	59

Contraction de la maille

De la calcite à la magnésite, la contraction de a_0 n'est que le 59% de celle de c_0 alors que pour la calcite plus magnésienne elle est de 69% et pour la moins magnésienne de 65% (cf. tableau 4). Si la contraction selon a et selon c varie linéairement avec la concentration, il faut admettre que de petites imprécisions se sont glissées dans notre choix du point exact maximum des réflexes et se sont par la suite répercutées sur les calculs de a'_0 et c'_0 .

Il n'en demeure pas moins que nous arrivons aux mêmes conclusions que GOLDSMITH et GRAF (1958), c'est-à-dire une plus grande contraction de c_0 . Mais nous n'avons pas pris en considération les droites de ces auteurs prolongées jusque dans la région de la dolomie à partir des valeurs expérimentales de calcites magnésiennes de moindre teneur, car comme ils le font remarquer eux-mêmes, en autre raison, rien ne permet de fixer l'allure de ces droites dans ce domaine et il est fort probable qu'elles s'apparentent plutôt à des courbes les rapprochant de la droite idéale: calcite, dolomie, magnésite. L'état de cristallisation de notre matériel et la présence simultanée des autres phases carbonatées nous a malheureusement interdit toute mesure plus précise tant radiographique que chimique.

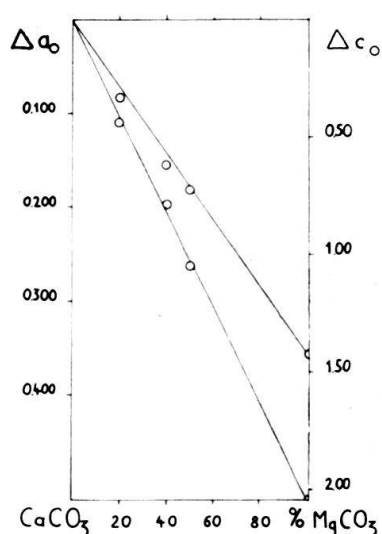


Fig. 3. Contractions des dimensions de la maille élémentaire en fonction de la teneur en $MgCO_3$. On a représenté les différences en Å des dimensions de la calcite à celles des minéraux considérés

Considérations sur la formation

Dans la région du Locle existait au Tortonien un bassin d'eau douce au centre d'une région calcaire. La flore, d'après O. HEER (1872) faisait penser à un climat rappelant celui des Canaries. Il n'est pas nécessaire de faire intervenir une communication avec la mer pour expliquer l'apport en Mg^{++} ; l'arrière-pays de calcaires jurassiques était suffisamment riche en dolomie pour que les eaux de ruissellement s'en chargent. La concentration en Mg^{++} pouvait peut-être rappeler celle des lacs hongrois actuels (HUTCHINSON 1957, p. 559) (KRIVAN 1953) quoique la température devait être plus élevée.

Il est difficile de trouver une explication satisfaisante à la présence simultanée de 2 calcites magnésiennes, d'une aragonite et d'une calcite normales. On sait en tout cas qu'au Locle:

1. Les calcaires se sont déposés dans un bassin lacustre à concentration ionique toutefois plus élevée que la moyenne.
2. L'épaisseur d'eau était relativement faible (intercalation de bancs de lignite au voisinage),

3. la vie organique était intense (débris informes d'algues, horizons à petits mollusques),
4. la sédimentation était calme (très faible résidu insoluble).

Les conditions nécessaires au dépôt organique de calcites magnésiennes (CHAVE 1954), d'une teneur pouvant aller jusqu'à 30 (?) mole% (FAIRBRIDGE 1957), étaient réunies. Il en est de même pour l'aragonite. Cependant aucun organisme vivant connu ne bâtit dans son squelette des calcites à 40 mole% de Mg^{++} . On peut supposer:

1. qu'il existait effectivement des organismes capables de mobiliser autant de Mg^{++} . En extrapolant des courbes de CHAVE (1954) on doit admettre qu'ils devaient vivre dans des eaux particulièrement chaudes ($> 30^{\circ} C$),
2. qu'il se soit produit dans le bassin un enrichissement du type de ceux qu'expose RIVIÈRE (1940), ce qui exigerait une évacuation continue du CO_2 et des p_H assez élevés.

Une autre hypothèse serait d'admettre que l'éventail des carbonates observés aujourd'hui ne correspond pas à celui d'alors, en d'autres termes que l'un ou l'autre des 4 membres carbonatés soit postérieur.

ZELLER et WRAY (1956) ont démontré que la précipitation de l'aragonite était favorisée par la présence de Sr^{++} , Ba^{++} , Pb^{++} mais avec peu de Mg^{++} et que la calcite, au contraire, se déposait en présence de Mg^{++} mais avec peu de Sr^{++} , Ba^{++} , Pb^{++} . Ces expériences excluraient donc la présence simultanée de la calcite et de l'aragonite. Cependant, dans la formation des calcites magnésiennes, le facteur organique joue de loin le plus grand rôle (CHAVE, FAIRBRIDGE). Il est donc raisonnable de penser que nos calcites et aragonites sont synchrones, les premières d'origine organogène et les secondes organogène ou chimique.

Sous les conditions normales de pression et de température la calcite est la plus stable, tandis que les autres phases sont métastables. D'après les travaux de recherches et de compilation de FAIRBRIDGE (1950), pour l'atoll de Funafuti, le Greater Barrier Reef, etc., l'aragonite aurait été totalement transformée en calcite en l'espace de 10.000 ans. La stabilité des calcites magnésifères serait selon CHAVE (1954) et FAIRBRIDGE (1957) plus grande.

Il est établi d'autre part que le Mg^{++} entre beaucoup plus difficilement dans la maille de l'aragonite que dans celle de la calcite. On peut donc penser que la calcite actuellement libre de Mg^{++} provient de la transformation d'une partie de l'aragonite.

Il reste à tenter d'expliquer la haute teneur en Mg^{++} de la calcite qui est quantitativement le minéral cardinal de notre échantillon. Il n'est peut-être pas nécessaire de recourir à la capacité, jusqu'ici inconnue, d'organismes de fixer une telle quantité de Mg^{++} dans leur squelette. Excluons d'emblée les phénomènes d'exsolutions décrits par GOLDSMITH et al. (1955) pour un marbre du faciès granulitique (Groenland W) ou pour certaines prédazites, les températures requises n'ayant jamais été atteintes au Locle. Excluons aussi les influences postérieures des eaux de circulation. Si, en effet, leur teneur en Mg^{++} peut être élevée et si, cet apport supplémentaire de Mg^{++} peut remplacer le Ca^{++} dans une aragonite finement cristallisée et instable pour former de la dolomie (CHAVE 1954, p. 558), il serait vraiment re-

marquable que ces eaux n'exercent leur action qu'en direction d'un enrichissement de la calcite magnésienne tout en permettant à de la calcite normale de se former et ceci à partir du même minéral instable.

Il nous semble plus raisonnable de penser qu'il se déposa à l'époque une seule calcite magnésienne de composition moyenne. Sa haute teneur en Mg^{++} la rendait particulièrement instable. Elle se transforma d'une part, en une calcite magnésienne plus riche (proche de la dolomie) et d'autre part en une calcite plus pauvre éventuellement accompagnée d'une calcite normale. FAIRBRIDGE (1957) fait remarquer (p. 165) qu'une pression de l'ordre de 20 atmosphères accélère cette transformation en direction de la dolomie (qui est 12% plus dense que la calcite).

Ces recherches ont été rendues possible grâce à la grande amabilité de Monsieur le professeur CORRENS qui mit à ma disposition sans restrictions les installations de ses laboratoires.

BIBLIOGRAPHIE

- BRADLEY, W. F., BURST, J. F., & GRAF, D. L. (1953): *Crystal chemistry and differential thermal effects of dolomite*. Am. Min. 38, p. 207-217.
- BRINDLEY, G. W. (1951): *X-ray identification and crystal structure of clays minerals*. (London, Chapman.)
- CHAVE, K. E. (1952): *A solid solution between calcite and dolomite*. J. Geol. 60, p. 190-192.
- (1954a): *Calcareous marine organisms*. J. Geol. 62, p. 266-283.
- (1954b): *Calcareous sediments and rocks*. J. Geol. 62, p. 587-599.
- CORRENS, C. W. (1949): *Einführung in die Mineralogie*. (Springer-Verlag.)
- FAIRBRIDGE, R. W. (1950): *Recent and Pleistocene coral reefs of Australia*. J. Geol. 58, p. 330-401.
- (1957): *The dolomite question*. Soc. Econ. Paleont. Min. special Public. 5, p. 125-178.
- GOLDSCHMIDT, V. M., GRIMM, H. G., & WOLFF, H. (1933): *Atombau und Chemie*. Handb. Phys. 24.
- GOLDSMITH, J. R., GRAF, D. L., & JOENSUU, O. I. (1955): *The occurrence of magnesian calcites in nature*. Geoch. Cosmoch. Acta 7, p. 212-230.
- GOLDSMITH, J. R., & GRAF, D. L. (1958): *Relation between lattice constants and composition of Ca-Mg carbonates*. Am. Min. 43, p. 84-101.
- GRAF, D. L., & GOLDSMITH, J. R. (1955): *Dolomit-magnesian calcite relations at elevated temperatures and CO₂ pressures*. Geoch. Cosmoch. Acta 7, p. 109-128.
- (1956): *Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite*. J. Geol. 64, p. 173-186.
- (1957): *The solid solubility of MgCO₃ in CaCO₃: A revision*. Geoch. Cosmoch. Acta 13, p. 218-219.
- HARKER, R. I., & TUTTLE, O. F. (1955): *Studies in the system CaO-MgO-(CO₂): Part 2. Limits of solid solution along the binary join, CaCO₃-MgCO₃*. Amer. J. Sci. 253, p. 274-282.
- HEER, O. (1872): *Le monde primitif de la Suisse*. (Georg, Genève et Bâle.)
- HUTCHINSON, G. E. (1957): *A treatise on limnology*. Vol. I, Wiley & Sons, New-York.
- KRIVAN, P. (1953): *Die Bildung der Karbonatsedimente im Zwischengebiet von Donau und Theiss*. Ungarisch. geol. Anst. Acta geol. 2, fasc. 1-2.
- LOWENSTAM, H. A. (1954): *Factors affecting the aragonite: calcite ratios in carbonate-secreting marine organisms*. J. Geol. 62, p. 285-321.
- RIVIÈRE, A. (1940): *L'eau de mer et les sédiments calcaires*. C. R. Somm. Soc. géol. France 5, p. 40-42.
- (1941): *Sur la réserve alcaline et les carbonates de l'eau de mer*. C. R. Somm. Soc. géol. France 5, 6 et 7, p. 19-20.
- SWANSON & FUYAT (1953): *Calcite*. N.B.S., circ. 539, 2, p. 51-54.
- (1954): *Aragonite*. N.B.S., circ. 539, 3, p. 53.
- (1957): *Magnesite*. N.B.S., circ. 539, 7, p. 28.
- ZELLER, E. J., & WRAY, J. L. (1956): *Factors influencing precipitation of calcium carbonate*. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol. 40, p. 140-152.

29. — JUAN MANUEL LÓPEZ DE AZCONA & JOSEFINA PÉREZ MATEOS (Instituto Geológico y Minero de España, Instituto de Edafología, Madrid): **Le zircon dans les alluvions d'Orense et Pontevedra (Espagne)**. Avec 3 figures et 1 tableau dans le texte.

RÉSUMÉ

On étudie 78 des 4.000 échantillons d'alluvions*), pris dans les provinces d'Orense et Pontevedra (Espagne). On a remarqué que les formes les plus abondantes sont celles des pointements pyramidaux arrondis, dans lesquelles se manifestent seulement les faces verticales. Les inclusions solides, liquides et gazeuses, sont fréquentes, avec du point de vue de la coloration, prépondérance des zircons incolores, les jaunes, à nuances paille et miel, étant fréquents aussi et parvenant à communiquer leur coloration à certains terrains sablonneux. Présence de la variété «malacon». On définit des associations, en faisant ressortir celle du zircon-monazite, espèce minérale qui arrive, dans certains échantillons, à avoir un nombre de cristaux de l'ordre de la moitié de ceux du zircon.

Le but de cet exposé est une étude du zircon (SiO_4Zr) comme minéral lourd, détritique, dans 78 échantillons d'alluvion, pris dans les rivières et ruisseaux de la Galice. On présente ici les différents types de zircon trouvés, leurs variétés et formes cristallines identifiées. Cette espèce minérale se montre dans la plupart des échantillons, qui sont concentrés, comme «fréquente» et «abondante» et en d'autres comme «très abondante», ainsi qu'il sera résumé dans le tableau des résultats.

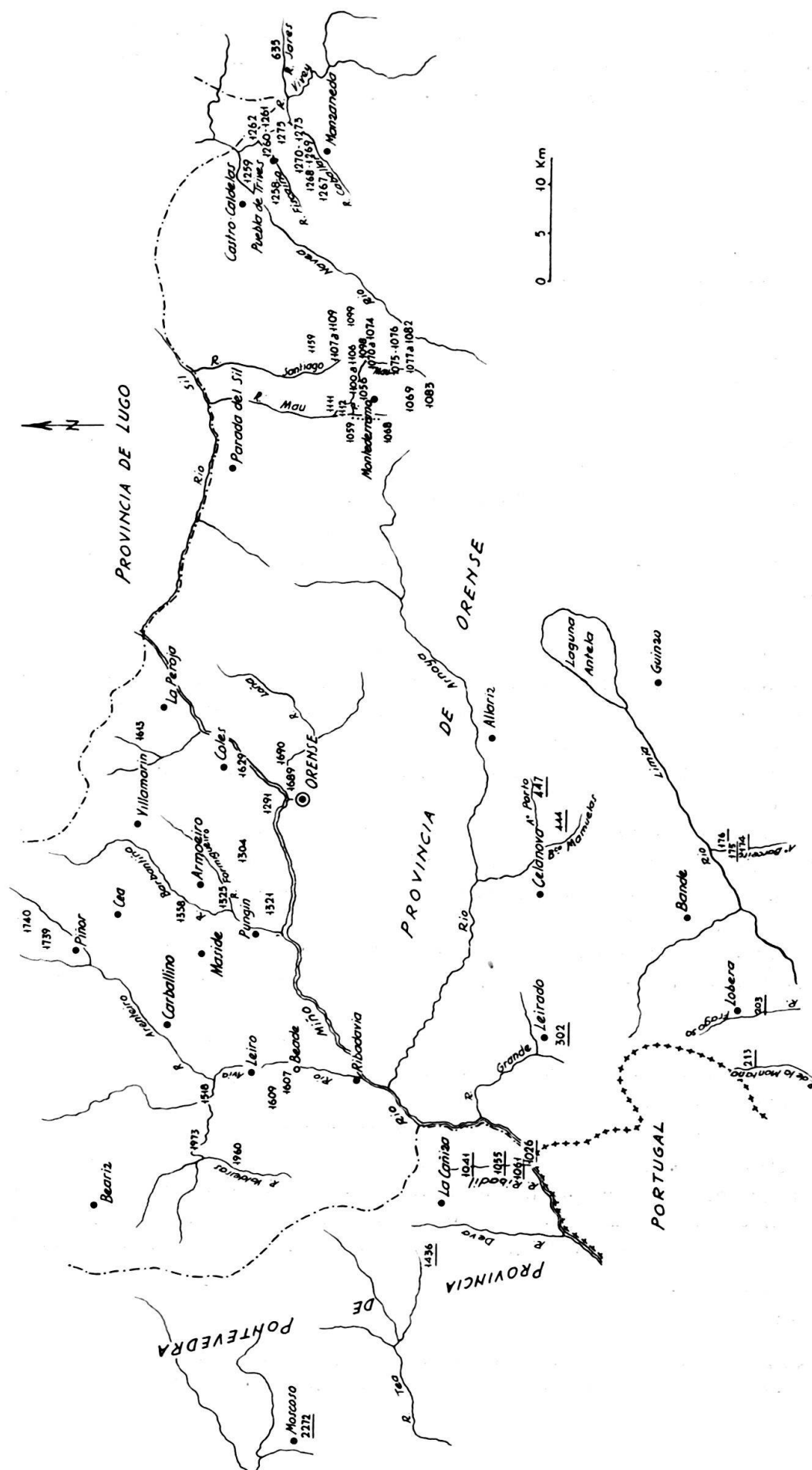
La présence presque universelle du zircon dans les groupes de minéraux lourds, se vérifie dans les matériaux d'alluvion en conséquence de leur grande stabilité. C'est un minéral détritique considéré comme «commun» par sa fréquence, son abondance et son ample distribution géologique.

On a trouvé dans ces matériaux les types et les variétés que nous allons détailler ci-après.

I. — *Prise d'échantillons et leur préparation.* — Comme le zircon est un des minéraux classés lourds (p. e. $> 3,9$), on le trouve habituellement en grande proportion dans les alluvions en contact avec le terrain solide sur lequel ils reposent, et c'est pour cela qu'on a fait, dans les endroits de prise d'échantillons, de petits puits, jusqu'au terrain ferme, sauf dans les puits que l'eau empêchait d'approfondir, en prenant dans ce cas l'échantillon lorsque la couche supérieure aqueuse apparaissait.

De cet échantillon on prend 4 kilogrammes, après avoir retiré les minéraux et les fragments de roche d'une dimension supérieure à 4 mm. Cet échantillon est lavé, quelquefois dans des rigoles, et d'autres dans un baquet, pour tâcher de séparer les minéraux lourds, qui sont la fraction remise au laboratoire. Dans le laboratoire on le passe au tamis de 0,5 mm pour séparer les grains de ce diamètre ou inférieur, qui sont les grains sur lesquels on pratique l'étude, en faisant les préparations pour l'observation au microscope; mais au préalable cette fraction $\geq 0,5$ mm est lavée et séchée, et l'on isole la partie magnétique au moyen d'un électro-aimant, en laissant la sous-fraction amagnétique pour monter les préparations.

*) Nous remercions ici vivement Mlles ROSARIO SANCHEZ et CONCHITA VELASCO et M. RAMIREZ ORTEGA, pour leur efficace collaboration dans la préparation des échantillons étudiés.



II. – Types de zircon

1° Cristaux quadratiques de formes bien définies cristallographiquement, quoique d'aspect différent, dû à l'inégal développement du prisme et des pointements pyramidaux, donnant quelquefois naissance à des cristaux allongés, à cause de la supériorité du prisme (110) ou (100) et d'autres fois par la prédominance des pointements pyramidaux, qui sont le plus souvent identifiés (111), (101) et (311). Des pointements peuvent aussi être constitués par des pyramides aiguës (221) et (331). D'une façon générale on observe que les cristaux allongés se trouvent dans les matériaux qui dérivent des divers systèmes granitiques de la Galice, tandis que les cristaux courts se trouvent dans les matériaux dérivés des gneiss et d'autres roches métamorphiques très abondantes dans la pétrographie régionale galicienne. Ces deux formes peuvent s'exagérer en donnant des cristaux très allongés et étroits ou extrêmement courts (fig. 2, microphotos 2 et 3).

2° Formes cristallines avec des pointements pyramidaux arrondis, dans lesquelles se manifestent seulement des figures verticales. Ce type de zircon est prédominant dans les sables des alluvions galiciens (fig. 2, microphotos 4 et 5).

3° Grains sous-arrondis ou arrondis, où ne sont pas reconnaissables des figures cristallines, arrondissement dû à un long processus d'érosion à cause du transport et de la friction.

4° Grains tout à fait arrondis avec tendance à l'idiomorphisme, en formes globulaires ou sphériques (fig. 2, microphoto 6).

5° Grains zonaux ou zonés, qui correspondent à un type de zircon qui montre intérieurement des zones concentriques reproduisant la forme typique prismatico-pyramidale du cristal, quoique le grain démontre un certain degré d'arrondissement extérieur (fig. 2, microphotos 7–8). Ces zones sont généralement unies par très fines particules poussiéreuses d'oxyde de fer qui peuvent être de la magnétite ou de l'hématite.

Parfois des fragments anguleux de cristaux font aussi partie des ensembles zirconifères dont il est question, par cassure des formes primitives, et dans lesquels on peut observer le type de fracture conchoïdale irrégulière, propre au zircon.

III. – *Formes identifiées* (fig. 3, 1–7). – Les formes dominantes dans les cristaux que nous avons identifiés sont: le prisme m (110) combiné avec la pyramide s (111), ou le deutoprisme a (100) et la deutopyramide e (101). La combinaison de

Fig. 2. Microphotographies: 1 Cristal de zircon avec des pointements pyramidaux aigus. Formes combinées (100) et (110), avec (311). 2 Cristaux prismatiques allongés par prédominance du prisme; pointements obtus. 3 Cristaux courts; le premier montrant une grande cavité. 4 Cristal de zircon incomplet par rupture transversale du prisme, avec pointement pyramidal arrondi. 5 Grains arrondis de zircon. 6 Grains de zircon d'apparence rhombododécaédrique. 7 Grains zonaux, montrant les lignes concentriques de zones. 8 Grain de zircon «encapuchonné». 9 Cristal de zircon avec inclusions solides et liquides en bulles, montrant une cavité ouverte, profonde, qui facilite la corrosion du grain. 10 Grain prismatique pyramidal fissuré, avec signes de corrosion à partir des fissures. 11 Grain caractéristique de zircon coloré («jargon»). 12 Cristaux rompus de zircon, riches en inclusions. 13 Cristal de zircon avec cavités d'inclusions gazeuses disposées en rang. 14 Grain de zircon avec surface crevassée. 15 Grains de zircon isotropisés, variété «malacon». 16 Ensemble zirconifère dans lequel coexistent plusieurs types de zircon.

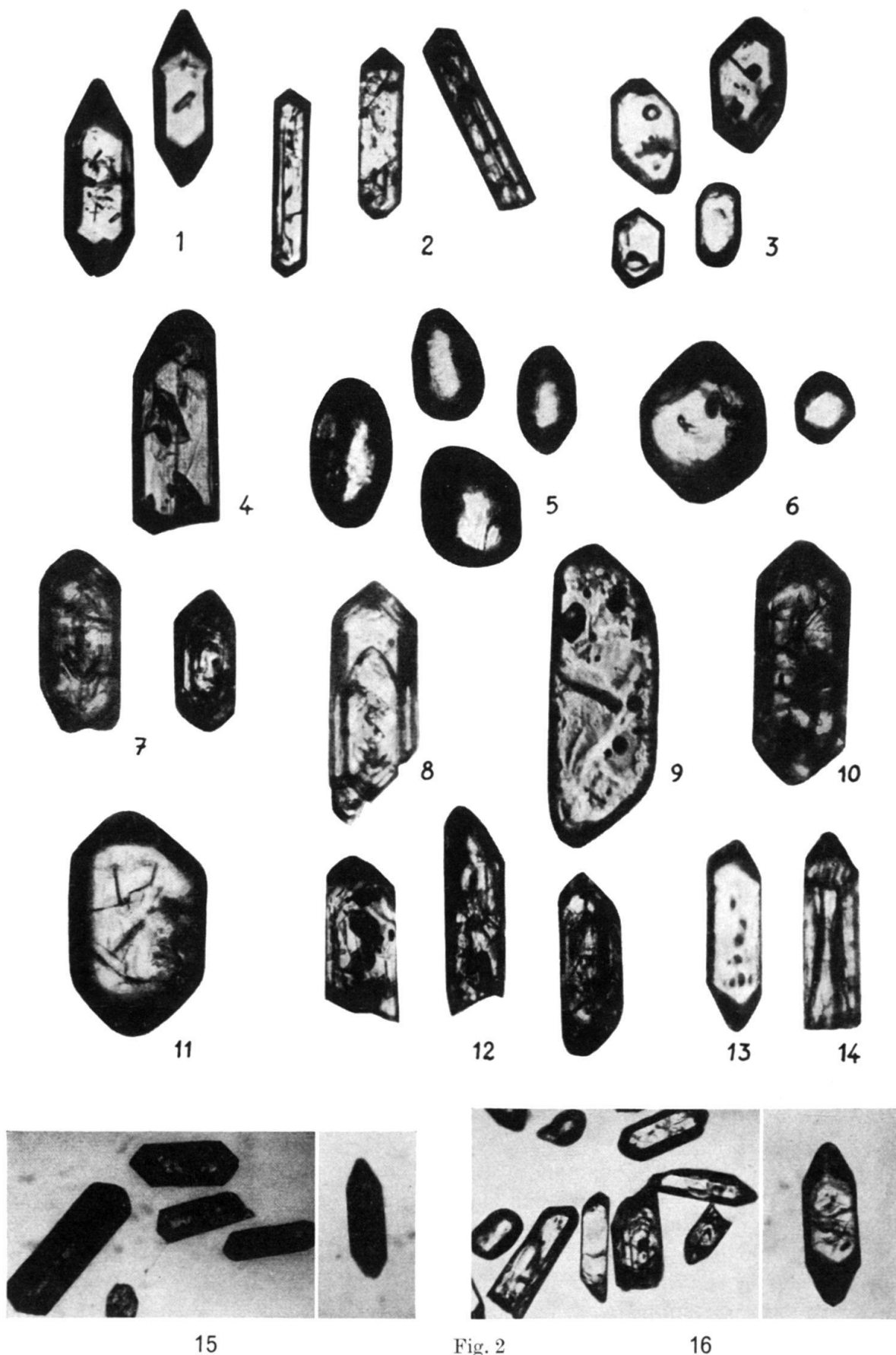


Fig. 2

(110) avec (101) offre parfois dans des cristaux courts, l'aspect d'un cristal rhombododécaédrique (fig. 2, microphoto 6). Nous avons souvent identifié la combinaison du prisme avec la bi-pyramide ditétragonale \times (311) (fig. 2, microphoto 1). Les mâcles sont rares dans les cristaux détritiques et on en a observé seulement une géniculée. Les formes basales du zircon sont très peu communes.

IV. – *Inclusions.* – Elles sont fréquentes et diverses dans les zircons détritiques de la Galice, les trois formes d'inclusions : solides (cristallines et amorphes), liquides et gazeuses pouvant être identifiées. Parmi les premières, nous avons identifié des cristaux d'apatite et des aiguilles de rutile ; l'apparence sale ou nébuleuse de quelques grains de zircon est due à l'ensemble bariolé de ses inclusions amorphes, principalement à des suspensions de poussière opaque et aussi d'oxyde ferrique, qui agit comme pigment en donnant de l'opacité et une apparence trouble au grain. Les inclusions liquides se présentent en forme de bulles et les gazeuses en creux.

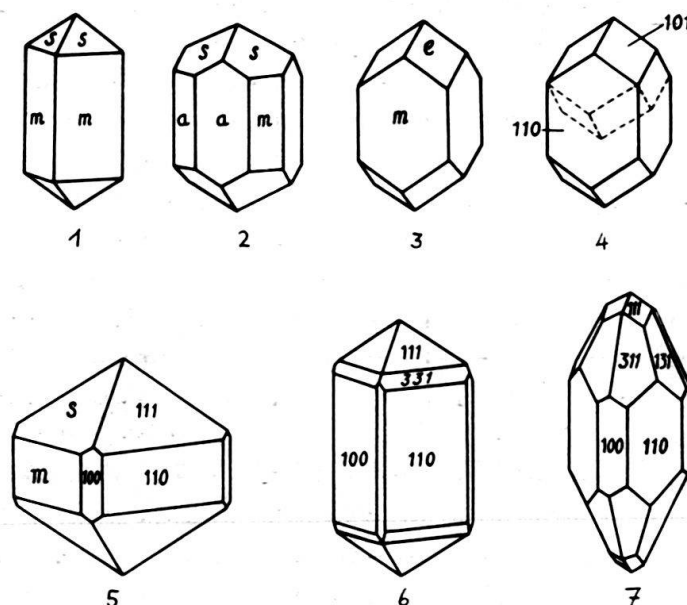


Fig. 3. 1-7 Formes fréquentes chez les cristaux de zircon qui ont été identifiées dans ces matériaux.
a (100), s (111), m (110), e (101)

Nous avons observé des zircons isotropes dus à la présence d'eau absorbée, le cristal conservant, néanmoins, la structure zonale des zircons de ce type. Les inclusions se montrent quelquefois orientées en files (fig. 2, microphoto 13) ou en colonnes ; plus souvent les inclusions sont inégalement distribuées à l'intérieur du grain.

V. – *La couleur des zircons de la Galice.* – Ceux qui prédominent, dans les zircons étudiés, ce sont les échantillons hyalins, mais on en trouve aussi qui sont faiblement colorés en jaune pâle (jargon), couleur miel, ou verdâtres (ces derniers plus rares), et même des bruns foncés, qui, par la décomposition radioactive du thorium sont transformés en une substance isotropisée (malacon), qui les rend opaques ou quasi opaques, plus mous, et de ce fait plus sujets à érosion. Zircons rosés, mauves et pourpres (hyacinthes), rouges et orangés (variétés nobles) n'ont pas été observés

dans ces matériaux d'alluvion. Quant à la transparence, elle est variable, depuis les zircons parfaitement transparents, propres et hyalins, avec un grand éclat adamantin, jusqu'aux translucides d'un éclat cristallin, aux opaques riches en inclusions poussiéreuses, et aux isotropisés.

VI. – *Caractéristiques optiques.* – U^+ , a été observé dans des grains de zircon normal, produit par cassure transversale du prisme, avec sa figure d'interférence, à teintes de polarisation vives et pures (rouge, bleu, vert). Son relief prononcé caractéristique révèle une grande valeur pour l'indice de réfraction. Valeurs: $\omega = 1,92-1,93$, $\varepsilon = 1,98-1,99$, que nous donnons comme valeurs moyennes obtenues dans nos déterminations, et qui donnent une bi-réfringence haute approximative $\sim 0,06$.

Toutes ces valeurs et caractéristiques subissent des changements dus aux phénomènes radioactifs, qui donnent lieu à l'isotropisation du zircon. Le pléochroïsme n'est guère appréciable dans les grains colorés (jaunes, couleur miel, verdâtres, bruns-jaunâtres) que nous avons identifiés. Il existe aussi une corrélation entre la couleur et le poids spécifique, de même qu'entre celui-ci et la dureté, la valeur des deux diminuant proportionnellement à la coloration. Pour cette raison l'érosion est plus facile dans les zircons colorés et par conséquent ils sont plus arrondis (fig. 2, microphoto 11).

VII. – *Manifestations érosives.* – Nous considérons le zircon comme le plus stable des minéraux lourds, dans lequel le plus grand ou le plus petit effet de l'érosion est, en général, en relation étroite avec la dureté, qui dans le zircon normal est de 7 à 8, tandis que dans les isotropisés cette valeur descend jusqu'à ~ 3 , ceux-ci étant plus facilement atteints par la météorisation et les agents abrasifs, tandis que dans les zircons incolores, propres et transparents, n'apparaissent pas de signes d'altération superficielle, due à l'action des intempéries, mais seulement celle produite par des actions géologiques de transport et de choc. La dimension du grain a une influence inverse sur sa résistance à l'abrasion.

Les grains ou cristaux sont susceptibles d'érosion, lorsqu'ils sont riches en inclusions, quelles que soient celles-ci (cristallines ou poussiéreuses), ou liquides en bulles et cavités gazeuses, cas dans lequel cette susceptibilité augmente si les bulles et les creux sont à fleur de surface, puisque l'attaque et le dégagement de la couche superficielle minérale devient ainsi plus facile.

Les grains de zircon zonés sont aussi plus exposés à l'érosion, puisque l'eau, comme agent principal d'attaque dans ses solutions, trouve un accès facile pour agir tout au long des lignes de zone. Cette explication peut aussi être donnée pour les cristaux fendillés, et plus facilement sujets à l'érosion que les cristaux unis. Les zircons isotropisés, dans le réseau desquels ont été introduits des éléments radioactifs de la série du thorium, sont aussi plus facilement sujets à l'érosion, car cette nouvelle modalité de composition, rend facile la séparation de la substance minérale. C'est ainsi que dans le « malacon » l'altération en elle-même est due à la radioactivité, comme la coloration, et en conséquence le minéral est plus facilement attaqué.

VIII. – *Éléments étrangers et minéraux associés au zircon.* – Le zircon est un orthosilicate de zirconium (SiO_4Zr), dont la composition théorique répond à: $\text{ZrO}_2 = 32,8\%$, $\text{SiO}_2 = 67,2\%$.

TABLEAU

Ordre	N° de l'échantillon	Concentré dense en $\frac{1}{1000}$	Fraction amagnétique en $\frac{1}{1000}$	Grains transparents ZIRCON %
1	635	1,46	0,30	81
2	1056	5,05	3,60	12
3	1059	10,03	4,07	2
4	1061	6,04	2,02	6
5	1062	3,50	1,65	29
6	1063	11,05	8,05	—
7	1064	5,30	3,60	20
8	1066	2,95	1,30	64
9	1068	11,95	4,06	3
10	1069	6,05	2,90	5
11	1070	1,95	1,90	2
12	1071	0,40	0,20	48
13	1072	5,28	4,75	33
14	1074	4,10	2,00	8
15	1075	1,90	1,75	9
16	1076	4,70	1,80	27
17	1077	0,55	0,50	4
18	1078	1,40	1,25	6
19	1080	7,80	6,55	2
20	1081	5,07	3,15	1
21	1082	12,05	4,35	—
22	1083	8,06	2,08	—
23	1098	0,38	0,30	—
24	1099	6,55	6,41	—
25	1100	0,28	0,21	—
26	1101	5,60	4,20	19
27	1102	27,05	2,55	16
28	1103	3,88	2,32	18
29	1104	1,90	1,65	10
30	1105	2,00	1,80	33
31	1106	2,70	2,60	7
32	1107	0,60	0,55	7
33	1108	6,65	6,50	10
34	1109	12,90	5,80	—
35	1111	10,75	7,05	—
36	1112	12,00	7,64	3
37	1159	6,46	0,40	58
38	1258	3,38	0,69	86
39	1259	6,19	2,05	79
40	1260	1,80	1,46	76
41	1261	0,71	0,59	80
42	1262	0,72	0,38	87
43	1267	0,28	0,14	72
44	1268	0,61	0,16	85
45	1269	0,68	0,18	93
46	1270	0,47	0,08	84
47	1271	0,57	0,19	75

Ordre	N° de l'échantillon	Concentré dense en 1/1000	Fraction amagnétique en 1/1000	Grains transparents ZIRCON %
48	1273	0,22	0,09	73
49	1275	0,71	0,49	82
50	1291	0,58	0,18	62
51	1304	0,19	0,14	79
52	1321	0,24	0,04	73
53	1325	0,58	0,25	66
54	1358	1,99	0,79	82
55	1518	0,46	0,18	28
56	1607	1,68	0,41	94
57	1613	0,38	0,06	82
58	1629	3,90	0,38	75
59	1689	1,37	0,39	54
60	1690	1,06	0,46	94
61	1739	1,00	0,18	64
62	1960	1,13	0,24	65
63	1973	0,37	0,03	65
64	1740	0,27	0,02	95
65	174	3,66	0,37	78
66	175	3,52	0,33	76
67	176	4,35	0,39	60
68	203	0,47	0,34	80
69	213	0,49	0,19	76
70	302	0,13	0,02	60
71	444	0,37	0,15	92
72	447	0,81	0,36	74
73	1026	0,59	0,22	82
74	1041	0,89	0,05	73
75	1055	0,17	0,02	72
76	1061	2,28	0,97	76
77	1436	0,84	0,08	80
78	2272	0,33	0,22	81

Dans tous les zircons une partie du Zr est remplacée par Hf et en outre, dans plusieurs, par Ce et Th principalement.

Dans sa structure la petite cellule tétragonale est concentrée à l'intérieur, le Zr restant entouré par huit atomes d'oxygène en forme de double bisphénoïde. Lorsqu'il y a une substitution de l'ion Zr_4 par de éléments radioactifs, la stabilité se perd à cause de l'affaiblissement de l'union entre le Zr et le SiO_4 (tétraèdre), ce qui est une circonstance propice à l'attaque de l'érosion.

Parmi les minéraux lourds transparents qui forment association avec le zircon, nous citons ceux qui l'accompagnent: anatase – brookite – tourmaline – rutile – cassitérite.

La monazite est aussi souvent associée dans les sédiments où l'on trouve ce phosphate. Dans nos échantillons, numéros 1056, 1101 et 1102, les nombres des cristaux de monazite et de zircon sont respectivement dans le rapport: 2/1, 3/1 et 3/1.

IX. — *Commentaires géologiques.* — Pour cette première étude on a trié les échantillons qui pouvaient présenter plus de possibilités de richesse en zircon, sauf quelques-uns choisis exprès dans les ardoises cambriennes. En même temps on a tâché de suivre le plus complètement le cours des rivières. Dans la province de Pontevedra, nous nous sommes bornés à l'étude des échantillons de la rivière Ribadil avec son lit presque entièrement dans une zone de schistes à métamorphisme intense, l'analyse minéralogique nous donnant plus de 70% de grains transparents de zircon, et les échantillons 1436 et 2272 plus de 80%.

Dans la province d'Orense, on a pris sept échantillons de la rivière Avia et de ses affluents, coulant tous dans le granite orienté, le gneiss ou des zones proches en contact avec les schistes; l'échantillon numéro 1518 étant le seul à avoir une concentration inférieure à 65%, de 28% qui correspond à une partie schisteuse du lit. L'échantillon N° 302 est au contact des schistes avec des granites orientés; de même que les échantillons 444 et 447, qui contiennent plus de 70% de zircon. Riches sont aussi les échantillons des rivières Formigueiro et Barbantino, avec des lits en granites orientés, ainsi que le fleuve Miño, au Nord d'Orense en des conditions analogues.

Dans la partie méridionale des rivières Mau et Santiago on a analysé une série d'échantillons compris dans les numéros 1056 à 1112, qui appartiennent à la partie des cours d'eau qui coulent sur des ardoises cambriennes dont la teneur en zircon atteint rarement 10% dans les grains minéraux transparents, et si, dans quelques échantillons cette limite est dépassée, c'est parce qu'ils s'approchent de zones en contact avec les granites orientés. Le groupe le plus oriental de ceux qui ont été étudiés est formé par les échantillons 1258 au 1275, entre les rivières Navea et Vivey, appartenant à des lits en granite porphyroïde un peu orienté et en gneiss; tous ces échantillons montrent une richesse en zircon de l'ordre de 75% et plus.

CONCLUSIONS

1° Nous avons pu constater que les zones zirconifères occupent dans cette région de grandes étendues et qu'en se déplaçant parfois même de dizaines de kilomètres, on a continué à ramasser dans les lits des rivières des échantillons riches en zircon.

2° Les rivières qui ont donné de plus grandes concentrations, sont celles qui, elles-mêmes ou leurs affluents, coulent sur des granites orientés ou des zones de contact de ceux-ci avec des gneiss ou des schistes.

3° Il faut espérer qu'avec l'intensification de ces études, on pourra déterminer en Galice des zones zirconifères d'un remarquable intérêt industriel.

BIBLIOGRAPHIE

- BRAMMALL, A. (1928): *The Dartmoor detritals: a study in provenance*. Geol. Assoc. London Proc. 39.
 CARROLL, D. (1953): *Weatherability of zircon*. J. Sedim. Petrol. 23, Nr. 2.
 EDELMAN, C. H., & DOEGLAS, D. J. (1934): *Über Umwandlungerscheinungen an detritischem Staurolith und anderen Mineralien*. Tscherm. min.-petr. Mitt. 45.
 HUTTON, C. O. (1950): *Studies of heavy detrital minerals*. Geol. Soc. Am. Bull. 61.
 MORGAN, K. H. & AUER, M. L. (1941): *Optical, spectrographic, and radioactivity studies of zircon*. Am. J. Sci. 239.
 PARGA PONDAL, I., & PÉREZ MATEOS, J. (1954/56): *Los Arenales costeros de Galicia: I) La Ría de Lage. II) La costa de Finisterre*. Anales de Edafología, Tomos 13 y 15 1954 y 1956. Madrid.
 SMITHSON, F. (1950): *The mineralogy of arenaceous deposit*. Sci. Progr. 149.

30. — SHANKER MOHAN MATHUR (Geological Survey of India, Calcutta, India):
On the Term "Orthoquartzite"¹).

ABSTRACT

Silica-cemented sandstone should simply be called quartzite. "Orthoquartzite" is misleading. Metamorphic quartzite derived from sediments is best distinguished as metaquartzite or quartz-hornfels.

This raises the broader subject of sedimentary rock nomenclature. General agreement on terms and classification is becoming a pressing matter.

KRYNINE (1948) first proposed the term "orthoquartzite" for a quartzite of sedimentary origin. Since then it has frequently been used by writers to connote a sandstone essentially cemented with silica, that is, simply a sedimentary quartzite.

The writer considers the term "orthoquartzite" misleading because the prefix "ortho-" has for a long time been used in metamorphic petrology to describe a gneiss derived from metamorphosed igneous rocks. Hence "orthoquartzite" uncomfortably gives rise to a feeling that the rock is in some way connected with an igneous and/or a metamorphic origin.

Obviously a sandstone cemented by silica must be given a distinctive name to distinguish it from the other types of sandstones. The term "sandstone" should be reserved as a general name for all medium-grained sediments of clastic origin, and not be used for species at all.

The time-honoured term quartzite is preferable to "orthoquartzite". Quartzites formed by the metamorphism of sediments could then be distinguished as "metaquartzites" (PETTIJOHN, 1957, p. 295 footnote). There is no need to distinguish the unmetamorphosed sediment by means of a prefix. Igneous petrologists speak of "metadolerite", but unmetamorphosed rock is simply "dolerite".

TYRRELL (1926, p. 300) proposed the term "quartz hornfels" for metamorphic quartzite; but it does not appear to have found favour among geologists. Nevertheless, the term is a good one, since metamorphic quartzites clearly fall into TURNER'S category of hornfelses. These are defined as "non-schistose rocks composed of a mosaic of equi-dimensional grains without preferred orientation", and are "products of contact metamorphism" (WILLIAMS, TURNER and GILBERT, 1955, p. 174).

I suggest that the term "orthoquartzite" be dropped and the familiar quartzite used instead for a sandstone cemented with silica. Metamorphosed sandstone with recrystallised quartz and no clastic texture remaining would then be called "metaquartzite" or "quartz hornfels". "Metaquartzite" seems preferable since it is already widely accepted and is clearly indicative of the original rock.

Once the generic name quartzite is accepted variants may be specified simply by adding the appropriate adjectives. Thus, siliceous quartzite and quartzose quartzite would replace KRYNINE'S "quartzitic sandstone" and "quartzose sandstone".

This note discusses only one term, and is a contribution to the larger problem of the nomenclature and classification of sedimentary rocks. A great deal of confusion exists in the usages of several other names. An examination of almost any

¹) Published by permission of the Director, Geological Survey of India.

current text-book on sedimentary rocks will immediately make it abundantly clear. "Graywacke" comes easily to mind as a term denoting various things to various people. Three different names "pelite", "lutite" and "argillite" are employed to connote essentially the same thing. Many who, like myself, do not claim to belong to any particular school, but are concerned only in putting across observations and ideas clearly to others find this sort of thing very confusing.

May I suggest that the present Congress might consider appointing a committee to go into the whole question of standardising sedimentary rock classification and nomenclature? Attempts have been made before, but so far as I am aware nothing tangible has yet emerged.

REFERENCES

- KRYNINE, P. D. (1948): "*The megascopic study and field classification of sedimentary rocks*". J. Geol. 56, pp. 130-165.
 PETTIJOHN, F. J. (1957): *Sedimentary Rocks*, 2nd ed. Harper and Brothers, New York, 718 pp.
 TYRRELL, G. W. (1926): *The Principles of Petrology*. Methuen and Company, London, 349 pp.
 WILLIAMS, H., TURNER, F. J., & GILBERT, C. M. (1955): *Petrography*. W. H. Freeman and Company, San Francisco, 406 pp.

31. – NICOLAS OULIANOFF (Lausanne): L'eau comme sédiment.

ABSTRACT

The most common sedimentary rocks are shale and marl. They depend largely from precipitation of mud composed of argillaceous micelles. Being of colloidal nature they are able to adsorb many molecules of water and selectively of various salts dissolved in seawater. The micelles are precipitated directly or after coagulation of them. The adsorbed water is consequently sedimentary water. Mud of clay and marl is to be ram before they reach the stage of diagenesis. Many think it is one effect of pressure of the overloaded layers of mud. But there are very serious objections to accept this explication. There is also one other factor of importance. I understand the uninterrupted vibration of the Earth-crust (seismes, tides, storms, atmospheric pressure variations) enregistered without stopping and everywhere by seismographs and gravimeters. The effect of these vibrations is comparable with those of the vibrated concret as employed by great modern constructions. It is a ram of layers and an elimination of excessive water. An other effect of these vibrations relates to coarse sediments of non colloidal nature and deposited near the seashores. The continental shelf being weakly sloped the everduring vibrations do to advance the sediments on the bottom and also to class them. The fossilized water reaches a chemical equilibrium with the packing sediments. But later when the sedimentary layers are folded (and all foldes are not plastic but realized by an assemblage of infinity of faults) innombrable new ways are open for the 'mise en mouvement' of the fossilized waters. Their contact with the new rock layers baits new reactions, what is a real beginning of the regional metamorphism.

Le titre de ma communication en exprime déjà suffisamment le programme.

Il est évident qu'il ne s'agit pas de la seule période de sédimentation, mais bien aussi de la transformation des sédiments en roches sédimentaires, de même que des avatars successifs (métamorphisme) de ces roches à la suite de l'influence de divers facteurs dont le champ d'activité est la croûte terrestre.

Les dictionnaires classiques donnent la définition suivante: «roche = masse de pierre dure». Cependant, l'expression courante parmi les géologues «roche meuble» trouve déjà sa place sur les pages des grandes «encyclopédies». Il s'agit des dépôts de sable, d'accumulations glaciaires, de même que des couches compactes, mais

rendues partiellement et localement meubles par suite de l'écrasement tectonique (OULIANOFF, 1942 et 1955). Alors, il faut être logique et admettre comme terme légitime aussi celui de la « roche liquide ». Le pétrole, par exemple, n'appartient-il pas, à titre égal avec les autres espèces de masses rocheuses, aux constructeurs de la croûte terrestre ?

Parmi divers produits de sédimentation, le pétrole attire, depuis quelques dizaines d'années, une attention spéciale des géologues. Grâce à l'intérêt économique considérable que présente son exploitation, cette espèce de sédiment est plus étudiée que n'importe quelle autre. En plus, ces études sont favorisées par les conditions particulières de son extraction, par le recours à de très nombreux forages qui vont sonder profondément la croûte terrestre en ramenant à la surface de nouveaux et précieux renseignements.

Cela n'empêche que beaucoup de points obscurs subsistent encore relatifs au problème général du pétrole. Je ne me propose nullement de discuter, dans la suite, ce problème. Je veux seulement relever ici un point le concernant, notamment le fait que le sédiment nommé pétrole est un sédiment mobile. Bien entendu, le pétrole n'est pas la seule matière dans la croûte terrestre à posséder cette propriété. On peut citer le mercure, et même la houille qui fait preuve d'un certain « écoulement » sur de courtes distances (A. HEIM, 1921). Pourtant ces derniers cas perdent complètement leur importance comparés à l'immense extension des nappes de pétrole toujours prêtes à la migration.

L'eau, qui est beaucoup plus répandue dans la croûte terrestre que le pétrole, est aussi caractérisée par une mobilité remarquable. Peut-on considérer cette eau comme susceptible de faire partie des sédiments ? Le raisonnement logique la met déjà dans la catégorie des minéraux (VERNADSKY, 1933). Alors l'eau contenue dans les couches serait une espèce de roches liquides.

L'eau dans la croûte terrestre représente la combinaison chimique la plus remarquable, et c'est particulièrement grâce à sa mobilité singulière. L'eau se trouve partout : sur la surface de la terre, dans les roches sédimentaires, dans les schistes cristallins, dans les laves qui s'écoulent des cratères volcaniques, et même dans les gaz que déversent les volcans lors des éruptions.

La célèbre controverse entre BRUN (1911) et DAY et SHEPHERD (1925) relative à l'existence de l'eau dans les « produits d'éruptions volcaniques » a été tranchée dans le sens que le matériel gazeux des éruptions est nettement hydraté.

« In summarizing the results obtained between 1912 and 1919, SHEPHERD points out that the principal emanation from Kilauea is water, which averages about 70 per cent of the total gas evolved » (SHAND, 1943, p. 35).

Toutes les laves contiennent aussi de l'eau : rhyolite — 1,50 %, trachyte — 1,26 %, andésite — 1,26 %, phonolite — 2,04 %, basalte — 1,62 %.

Faisons abstraction de toute eau qui se situe à la surface de la Terre, l'eau des océans, des mers, des lacs, des rivières, de même que l'eau à l'état solide (glaciers et glaces flottantes) et ne considérons, dans la suite, que l'eau qui imbibe la croûte terrestre proprement dite. Les observations géologiques, ainsi que les analyses chimiques, confirment le fait que l'eau se trouve partout, du moins dans cette partie de l'épaisseur de la croûte terrestre qui se prête, d'une façon ou d'une autre, à nos investigations directes.

On peut admettre, que dans les profondeurs dépassant 4000 m l'eau se trouve déjà à l'état gazeux. Mais entre ce niveau et la surface de la Terre les eaux dans les masses rocheuses ne sont pas soumises partout aux mêmes conditions physiques. Notons, entre autres, que l'on admettait, anciennement, que les eaux chaudes, juvéniles, sont strictement localisées. Actuellement, avec la multiplication des forages, on sait que dans les profondeurs accessibles à la technique humaine, les eaux chaudes sont largement répandues.

Mettons de côté également l'eau qui se trouve dans la partie supérieure de la croûte terrestre, dans la zone d'altération où l'eau d'origine météorique pénètre pendant les pluies, ce que la porosité des roches altérées facilite particulièrement, et d'où cette eau remonte étant appelée, plus tard, par la tension capillaire.

Plus profondément nous rencontrons une zone où les eaux sont déjà d'une autre origine. Et ces eaux ne remontent plus sous l'impulsion de la tension capillaire réalisée dans les roches poreuses.

Les eaux situées dans la zone en dessous de la nappe phréatique (dont le niveau inférieur varie, très approximativement entre -5 m et -200 m et même, exceptionnellement, davantage) doivent être classées en deux catégories. L'une comprend les eaux qui forment un réseau dépendant des systèmes de cassures dans la masse rocheuse. Leur mouvement est soumis à l'exigence de la gravité. C'est cette catégorie des eaux qui a été soigneusement décrite par LINDGREN (1919) tenant compte de l'intérêt pratique des mineurs. Il constate qu'au fur et à mesure que les travaux d'exploitation des mines avancent dans la profondeur, l'eau devient de plus en plus rare et on atteint, enfin, la zone sèche. La raison en est dans le fait qu'avec la profondeur les fissures ouvertes tendent de plus en plus à se fermer. Il ne faut pas croire que c'est uniquement sous l'action de la pression. Les fissures représentent les espaces où la pression est inférieure à celle à laquelle est soumise la masse rocheuse encaissante. Par cela même les fissures facilitent le lessivage de la roche (exsudation), et favorisent la formation des cristaux de quartz, de calcite, etc., qui bouchent ainsi les fissures.

Mais il y a encore quatre autres catégories d'eau dans l'épaisseur de la croûte terrestre. Toutefois leur présence n'est pas toujours facile à déceler.

Il s'agit, dans trois cas, d'eau complètement emprisonnée.

C'est, d'abord, l'eau qui fait partie des inclusions liquides dans les cristaux (DEICHA, 1955).

La seconde catégorie comprend les eaux emprisonnées dans les vides lenticulaires de la roche. Ils peuvent être nombreux (selon la nature du terrain) et en plus, complètement isolées par des parois étanches (intervention de l'argile). «Les sondages ou les galeries de mines recoupent souvent des bancs imprégnés d'eau salée; c'est le cas pour le terrain houiller de Belgique et pour les champs pétroliers où les gîtes d'hydrocarbures sont accompagnés d'eau salée dont l'origine marine ne semble faire aucun doute» (P. FOURMARIER, 1939).

«Les roches argileuses et marneuses renferment de l'eau dans leurs vides», quoique «elles n'ont pas été, jusqu'à présent, considérées comme des roches aquifères.» (PIMENTA, 1957).

La troisième catégorie comprend l'eau chimiquement liée dans les cristaux et qui – chaleur aidant – peut abandonner le réseau cristallin.

La quatrième catégorie est certainement la plus importante par son volume et sa facilité (relative) de déplacement. Il s'agit là de très minces nappes, de pellicules d'eau (VERNADSKY, 1933) qui remplissent tous les interstices dans la roche: les pores, les canaux, les vides entre les grains minéraux restés incomplètement cimentés. Une partie de cette eau peut se déplacer, l'autre restant plus fermement liée à la surface des grains (eau adsorbée). La quantité de cette eau dans les roches est considérable. Presque toutes les analyses chimiques de roches constatent sa présence. Ainsi, par exemple, dans le granite du massif de l'Aar H_2O^+ varie entre 0,39% et 3,61% et H_2O^- entre 0,00% et 0,36%. La quantité d'eau varie entre 0,68% et 9,61% dans les roches métamorphiques du massif du Mont-Blanc (NIGGLI, DE QUERVAIN et WINTERHALTER, 1930). Et encore il convient de noter que les méthodes habituelles d'analyse, de même que les méthodes de prélèvement et de conservation des échantillons, ne peuvent pas garantir une précision suffisante. Une forte partie de cette eau échappe toujours et inévitablement à l'opérateur le plus attentif. On suppose habituellement que pendant la sédimentation le poids des sédiments jeunes pèse sur la masse sous-jacente et détermine l'élimination de l'eau. Certainement ce facteur n'est pas à négliger. Cependant le tassement sous l'action de cette pression rencontre aussi une opposition de l'émulsion formée du matériel colloïdal (micelles) et de l'eau. La puissance du gonflement de l'argile est extrêmement édifiante sous ce rapport.

L'expérience avec l'argile imbibée d'eau montre également 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 de transposer au cas des sédiments dans la nature les coefficients obtenus par l'expérimentation au laboratoire. L'eau que la pression chasse doit s'en aller quelque part, doit trouver les voies de fuite. Dans le cas de l'expérimentation, sous presse hydraulique, l'eau échappe latéralement. Mais quand il s'agit des couches sédimentaires, l'échappement latéral est quasiment inexistant, vu la grande extension des couches sédimentaires. D'autre part les couches qui n'ont pas pris part à un mouvement tectonique ne sont pas encore coupées par des cassures perpendiculaires à la stratification. L'échappement de l'eau devrait se produire à travers les lits de sédiments plus jeunes. Or, cette voie ne pourra rester disponible indéfiniment. Le tassement progressant, les lits formés du matériel colloïdal présenteront, avec le temps, des barrières imperméables. L'eau qui reste encore sous ces couches passera alors à la catégorie d'eau *fossile* ou *connée*, ou encore *connate* des auteurs anglais (voir à ce sujet une discussion très intéressante chez H. SCHOELLER, 1956, chap. VII). Réfugiée dans les couches plus ou moins poreuses ou dans les poches à parois dont l'étanchéité est assurée par des pellicules argileuses, cette eau est condamnée à rester morte pendant tout le temps que les couches sédimentaires garderont leur immobilité.

Mais en dehors de la pression des couches superposées il y a lieu de considérer encore un autre facteur qui facilite également le tassement des sédiments. En effet, on peut comparer le tassement du matériel sédimentaire imbibé d'eau au tassement du béton vibré. Fraîchement préparé le béton contient encore beaucoup d'eau. La vibration facilite la descente, sous l'influence de la gravité, des particules minérales plus lourdes que l'eau. Or, les vibrations dans la nature ne manquent jamais.

1) La croûte terrestre est perpétuellement en état de «frissons» dont les origines sont fort diverses. Les tremblements de terre en grande partie de nature tectonique, mais, partiellement, dépendant aussi de l'activité volcanique, se produisent dans les diverses régions de la terre tous les jours et même plusieurs fois par jour. Pendant ces soixante dernières années le nombre de tremblements de terre enregistrés est en forte augmentation. Toutefois ce n'est que l'effet du perfectionnement des appareils d'enregistrement (les séismographes modernes construits d'après les principes de GALITZINE) de leur sensibilité et de l'augmentation du réseau de stations séismiques. L'enregistrement par les séismographes des secousses lointaines, même dans les cas où ces secousses ne résultent pas des tremblements catastrophiques, témoigne que la terre se trouve en vibration constante à la suite des effets des déformations mécaniques de la croûte terrestre.

2) Les changements rapides de la pression atmosphérique produisent la compression ou la dilatation des parties supérieures de la terre ferme et aussi des eaux océaniques. Ces changements dans le sens vertical se traduisent en vibrations plus ou moins prolongées, que les séismographes et les gravimètres enregistrent nettement.

3) et 4) Les tempêtes, irrégulièrement, et les marées régulièrement, font trembler la croûte terrestre et ceci pas seulement au voisinage immédiat des rivages océaniques, mais jusqu'à la distance de plusieurs centaines, voire des milliers de kilomètres. Les gravimètres enregistrent ces vibrations avec une netteté parfaite.

En résumé, la croûte terrestre se trouve en vibration perpétuelle. Ce que l'on constate au moyen des stations d'enregistrement situées sur la terre ferme est juste aussi pour les fonds des mers. Les sédiments sont donc soumis constamment aux vibrations. Ces dernières ne sont pas, dans la plupart des cas, aussi brutales, tenant compte de l'échelle des phénomènes, que la vibration du béton utilisée par la technique moderne de construction. Toutefois il ne faut pas oublier, une fois de plus, l'intervention du facteur important qu'est celui du temps géologique. Ce dernier permet l'intégration des effets différentiels des vibrations. Mais, d'autre part, pendant ces temps géologiques la sédimentation continue, et les couches des sédiments deviennent de plus en plus épaisses. On estime ces épaisseurs possibles par centaines et même par milliers de mètres.

Il faut prendre en considération encore un autre et très important effet de la vibration perpétuelle de la terre.

La masse principale des sédiments sur les fonds marins se classe tout naturellement en partant des rivages. Mettons de côté les sédiments formés dans les lagunes ou dans les bassins exceptionnels comme celui de Kara-Boghaz (la Caspienne). On constate, en général, en allant des rivages vers la haute mer, que les sédiments détritiques deviennent de plus en plus fins, granulométriquement. Ceci est bien compréhensible si l'on tient compte du volume et de la densité des grains. Jusqu'au début du XX^e siècle on supposait que la limite de la zone des sables fins ne devait pas être trop éloignée des rivages. Mais les résultats des recherches océanographiques de ces dernières années obligent d'introduire de sérieuses corrections dans cette conception. Les sondages marins profonds ont amené du sable des profondeurs dépassant 1500 m. Et, ce qui est particulièrement frappant, les photographies sous-

marines ont révélé, qu'à ces profondeurs, la surface du sable peut porter des ripple-marks (Recherches océanographiques du Lamont geological Laboratory). On a cherché à expliquer la présence du sable sur les fonds océaniques loin des rivages par le glissement des sédiments. Mais, tout comme dans les cas de solifluxions, le déplacement du matériel détritique sur les faibles pentes n'est possible que grâce à l'intervention d'une force physique qui facilite ce déplacement (le gel et le dégel dans les solifluxions, ou l'écoulement de petits filets d'eau). Dans les profondeurs, sur les fonds marins, en supposant que l'eau y est morte, les glissements différentiels du matériel ne pourraient pas avoir lieu, dans le cas général, que si la pente était exceptionnellement forte. Par contre, sur une pente même très douce (ce qui est caractéristique pour la plupart des plates-formes continentales) l'effet de la vibration du fond marin se traduit inévitablement par l'entraînement du matériel meuble dans la direction du pendage du fond.

D'autre part, cette vibration qui se répercute aussi dans la masse d'eau océanique est susceptible de maintenir en suspension le matériel détritique fin pendant plus longtemps que ce ne serait le cas dans le milieu des eaux parfaitement immobiles, eaux mortes. Ce mouvement vibratoire justifie la possibilité du transport des particules détritiques à de grandes distances des rivages.

L'eau de mer dans laquelle les petites particules restent longtemps en suspension retient en solution un très grand nombre de cations et d'anions. En chiffres ronds, sa salinité s'exprime par 35 ‰. Mais déjà la somme des premiers dix composants atteint un peu ce chiffre (sodium, kalium, magnesium, calcium, strontium, chlore, brome, sulfate, bicarbonate, acide borique). Exprimés en pour-cent, les sels principaux forment la série suivante: $\text{NaCl} - 77,76\%$; $\text{MgCl}_2 - 10,88\%$; $\text{MgSO}_4 - 4,74\%$; $\text{CaSO}_4 - 3,60\%$, $\text{K}_2\text{SO}_4 - 2,46\%$; $\text{MgBr}_2 - 0,22\%$; $\text{CaCO}_3 - 0,34\%$.

Les autres composants se trouvent dans l'eau océanique sous forme de «traces» que l'on exprime en mg par m^3 . K. KALLE (1952) en donne une liste contenant 32 éléments. Elle commence par le fluor et finit par le radium. L'expression «des traces» ne doit pas nous prédisposer à négliger ces composants. En effet, on sait que, par exemple, l'or qui figure dans cette liste à l'avant-dernière place ($0,004 \text{ mg/m}^3$) représente l'objet de plusieurs brevets visant son extraction industriellement profitable. De là on peut conclure à l'importance de tous ces éléments dans les réactions géochimiques.

Le radium participe à la composition de l'eau de mer dans la proportion de $0,0000001 \text{ mg/m}^3$. On ne connaît rien du rôle que jouent, dans les eaux souterraines, les atomes radioactifs. Mais il est permis d'admettre que l'énergie provenant de leur désintégration provoque la dissociation des molécules d'eau et rend cette dernière plus active chimiquement.

La salinité de l'eau des mers exprimée par 35 ‰ n'est que la moyenne, de laquelle s'écarte assez considérablement la salinité et la composition de l'eau de certaines régions localisées.

D'après CLARKE (1924) la salinité des eaux de la mer Baltique s'exprime par $0,72\%$ et celle de la mer Noire par $1,83$ à $2,22\%$, tandis que le pourcentage de Ca y est plus élevé que la moyenne. Par contre la salinité particulièrement élevée a été constatée dans la Méditerranée orientale ($3,84$ à $4,12\%$), dans la mer Rouge ($5,09$ à $6,85\%$) et dans beaucoup d'autres régions.

L'eau de mer, très chargée par divers sels, l'est aussi par des gaz.

Parmi les gaz dissous dans l'eau de mer trois sont principaux, comme dans l'atmosphère: l'azote, l'oxygène et le gaz carbonique. Mais la quantité de ces gaz et leur proportion dans l'eau est tout autre que dans l'atmosphère (ROUCH, 1946).

Dans un litre d'air	N ²	O ²	Co ²
(en moyenne)	780	210	0,3 cm ³
Dans un litre d'eau de mer			
(salinité moyenne-35) à 100°	12,0	6,4	0,3 cm ³

On voit que l'oxygène est davantage soluble que l'azote et le gaz carbonique encore plus que l'oxygène, comparés à leur proportion dans l'air.

Les analyses de l'eau de mer prise dans les profondeurs ont montré que, malgré l'augmentation de la pression, la quantité totale des gaz dissous reste à peu près constante (ROUCH, 1946).

Par contre, la proportion réciproque des gaz dissous varie considérablement. L'oxygène diminue, et souvent rapidement, avec la profondeur. Entre la surface et 4000 m de profondeur une moitié ou même deux tiers d'oxygène disparaît, étant consommé par l'oxydation du matériel en suspension (MERCIER, 1957). Un détail important est encore à relever. Les résultats de certains sondages ont montré que la diminution de l'oxygène jusqu'à une profondeur de quelque 400-800 m est suivie d'une augmentation dans les profondeurs plus grandes, augmentation n'atteignant toutefois jamais la proportion caractérisant la surface. Ce phénomène (qui n'est pas général, mais local) confirme l'existence des courants profonds qui déplacent les masses d'eau contenant des quantités variables de matières en suspension qui sont, en plus, différentes quant à leur composition chimique. Ainsi la réaction de l'oxydation ne consomme pas la même quantité d'oxygène suivant les différents profils des sondages.

Il est intéressant, que les gaz dans l'épaisseur de la croûte terrestre, sont aussi représentés essentiellement par CO², O², N², auxquels s'ajoutent éventuellement les hydrocarbures et la vapeur d'eau. La proportion de CO² et O² diminue avec la profondeur par la suite des réactions chimiques. La proportion de N², gaz neutre, augmente tout naturellement. Les vapeurs d'eau résultent de l'augmentation de la température dans les profondeurs de la croûte terrestre. Les vapeurs provenant de l'eau salée initiale (eau de mer fossilisée) sont susceptibles d'alimenter les sources d'eau douce, en pénétrant dans les parties supérieures de la croûte terrestre. D'autre part, la condensation en sels dissous du résidu de l'eau de mer, qui reste dans les zones profondes crée de nouvelles possibilités de réactions entre les matériaux solides et liquides.

Un facteur physique, très important, est encore à considérer en examinant l'eau de mer.

Les variations considérables des températures de la couche supérieure de l'eau de mer sous différentes latitudes tendent à diminuer et la température de l'eau dans les profondeurs marines à s'égaliser. Toutefois, ce n'est qu'une conclusion généralisée. Par contre, on constate, en examinant les valeurs du gradient thermique, que ce dernier varie avec la profondeur d'une manière très capricieuse. Les sondages

des navires «Dana», «Meteor» et «Atlantis» (ROUCH, 1946) ont permis de constater les températures suivantes:

au point 44° N/ 7° W pour les profondeurs (en mètres): 100 m – $4,95^{\circ}$; 300 m – $0,33^{\circ}$; 500 m – $0,09^{\circ}$; 700 m – $0,20^{\circ}$; 900 m – $0,09^{\circ}$.

au point 4° N/ 26° W pour les profondeurs (en mètres): 100 m – $9,26^{\circ}$; 300 m – $2,72^{\circ}$; 500 m – $1,44^{\circ}$; 700 m – $0,66^{\circ}$; 900 m – $0,02^{\circ}$.

au point 42° S/ 30° W pour les profondeurs (en mètres): 100 m – $0,25^{\circ}$; 300 m – $2,20^{\circ}$; 500 m – $0,44^{\circ}$; 700 m – $0,19^{\circ}$; 900 m – $0,14^{\circ}$.

Cette distribution complexe des zones thermiques dans l'épaisseur des mers permet de prévoir l'existence des courants dans la profondeur. Mais longtemps, on considérait que les courants marins affectent une couche superficielle et relativement faible tandis que le reste a été considéré comme eau morte. Ce n'est que récemment que l'on est arrivé à faire les constatations directes de l'existence des courants complexes qui déplacent de grandes masses d'eau, quoique très lentement. L'importance géochimique de ces courants est évidente. Si la salinité varie relativement peu autour de 35‰ (de 32 à 38), la nature des composants à l'état colloïdal peut varier beaucoup plus substantiellement. En effet, ils viennent de diverses parties des continents, et les courants profonds peuvent les sédimenter très loin de leur origine et créer ainsi de nouvelles conditions pour les réactions chimiques.

Nous venons de mentionner le problème capital pour le mécanisme de la sédimentation, celui de l'état colloïdal de la matière.

L'état colloïdal, qui résulte de la dispersion dans l'eau de petites particules (micelles) de matériaux solides, est d'une importance primordiale pour leur transport dans les masses d'eau de mer et par les nappes (films) capillaires. Les micelles des solutions colloïdales peuvent avoir les diamètres variables allant de 100 Ångström jusqu'à 100.000 Å. Notons que les solutions colloïdales (sols ou hydrosols, quand le dissolvant est l'eau) abandonnent les micelles en masses coagulées (gels) sous l'influence des charges électriques, tandis que l'eau continue son déplacement. L'état colloïdal est caractéristique pour les zones supérieures de la croûte terrestre. Les eaux naturelles de la surface de la terre sont toutes partiellement des sols. Même l'eau de pluie pour laquelle l'analyse chimique, précise jusqu'à $0,02\text{‰}$, ne donne que l'O et l'H, contient en réalité de minuscules micelles en suspension. Il faut recourir aux procédés de laboratoire pour obtenir l'eau pure.

Avec la profondeur, les sols dans l'eau de mer deviennent plus rares, car l'augmentation de la pression favorise la coagulation. Ainsi, par exemple, le sol de la limonite est déjà coagulé sous une pression inférieure à 300 atmosphères.

Rappelons encore que la plus grande masse des sédiments est argileuse ou marneuse. Dans ces deux catégories se retrouvent également les grains de sable mais en proportion relativement faible.

La comparaison des particules de l'argile avec celles du sable fin montre que la surface des premières pour la même unité de masse est 10.000 fois plus grande. La plasticité de l'argile résulte du fait que toutes les particules sont séparées les unes des autres par une pellicule d'eau.

De cette façon «les formations argileuses immobilisent des masses gigantesques d'eaux souterraines» (KAMENSKY et PRIKLONSKY, 1957). «Dans la croûte terrestre,

jusqu'à la profondeur de 20 km, dans tous les cas, l'eau totale n'est pas inférieure à 8% comme poids» (VERNADSKY, 1933). Les minéraux qui contiennent l'eau de cristallisation sont particulièrement répandus dans la partie supérieure de la croûte terrestre. Mais les minéraux avec l'eau de constitution se trouvent aussi dans les grandes profondeurs (micas, épidote, amphiboles, etc.). Le nombre des minéraux qui contiennent les molécules d'eau dans leur composition est très grand, pas moins de 500.

Mais il est évident qu'au début de la formation des roches sédimentaires ce sont les micelles argileuses, les argiles ensuite qui retiennent des quantités d'eau particulièrement grandes. Déjà le fait que la densité de l'argile est environ 2, tandis que les minéraux du groupe d'argile ont une densité réelle autour de 2,6 montre que la porosité des argiles est de l'ordre de 25% ou même davantage. D'après G. MILLOT (1942), les recherches en France (Est), en Allemagne et en Suisse (régions voisines) ont montré que les sédiments argileux marins sont formés essentiellement d'illite (50 à 100%), dont la densité est environ 2,645. Mais l'humidité dans ces minéraux se tient fermement entre les feuillets. Ainsi la détermination de la densité exige un traitement prolongé au four. La même illite contient normalement jusqu'à 76% d'humidité ce qui ramène sa densité à 1,48. (DE WIT and ARENS, 1950). En concluant, on peut donc dire avec P. URBAIN (1951), que «les roches argileuses sont assimilables à des systèmes colloïdaux puisqu'elles unissent des particules très divisées à des solutions d'électrolytes».

La suspension des micelles argileuses est maintenue par une certaine charge électrique. Mais quand la stabilité d'un champ donné est dérangée, une coagulation se produit et, par la suite, la sédimentation. Chimiquement, il s'agit de la variation du pH en fonction des rencontres de lents courants pouvant former des zones dans l'épaisseur totale de l'eau.

Quel est le sort des grandes masses d'eau emmagasinée dans les sédiments et qui y participe au même titre que les matériaux solides? Jusqu'à ce que les masses sédimentées conservent une immobilité parfaite, l'eau des sédiments reste immobile, elle aussi.

Cependant les couches peuvent subir un déplacement sous l'influence de l'une des espèces de mouvement de l'écorce terrestre: l'épirogenèse ou l'orogénèse. La première espèce est caractérisée, du point de vue cinétique, essentiellement par le vecteur vertical. Par ce déplacement simultané des grandes aires, ces dernières sont ramenées au-dessus du niveau de la mer, en conservant sensiblement la position horizontale. Les roches sédimentaires participent alors à la formation des vastes plaines surélevées, des plateaux. Si ce stade reste sans changement après l'arrêt du mouvement épirogénique, le régime des eaux fossiles ne change pas non plus. Mais en réalité, un autre facteur apparaît inévitablement, notamment l'érosion fluviale. Les vallées sont creusées, les escarpements riverains sont façonnés représentant des coupures souvent très profondes dans le paquet des couches horizontales, coupures que l'on peut comparer à celles de grandes failles. C'est ainsi que la continuité uniforme des couches sédimentaires est détruite. L'effet de cette nouvelle morphologie est évident: l'écoulement latéral des eaux fossilisées est rendu possible, partiellement du moins.

Tout autre est le sort des eaux incluses dans les couches sédimentaires dans le cas où la croûte terrestre est atteinte par un mouvement orogénique. Les poussées violentes tangentielles déterminent la formation de plis, de plis couchés, de plis-failles.

Le terme « plis » inspire une idée de plasticité qui est à l'origine de l'expression devenue courante ces dernières années dans le langage des géologues : « la tectonique plastique » par opposition à la « tectonique cassante ». Ces termes sont suffisamment expressifs pour servir de base au classement des effets tectoniques que l'on examine sur le terrain ou en lisant les cartes et les coupes géologiques. Or, à l'examen des surfaces rocheuses de quelques mètres carrés ou encore plus petites, en descendant même jusqu'à celles qui exigent l'intervention du microscope, la distinction entre les effets des tectoniques plastique et cassante disparaît : la pression tectonique se traduit toujours par les cassures. La réalisation dans les masses rocheuses des plis les plus élégants, comme forme, n'est possible que grâce à l'assemblage d'une multitude de cassures qui forment un réseau complexe permettant les déplacements différentiels des lamelles rocheuses. Alors, suivant les plans de glissement, se produit un écrasement donnant lieu à la formation de mylonites. Les roches situées entre les zones de mylonitisation, peuvent subir une influence considérable de la pression qui s'exprime par le dérangement souvent très profond de la structure intime, de la cohésion entre les cristaux composant la roche (OULIANOFF, 1942, 1955). Voici, pour en donner un exemple, le granite du massif du Mont-Blanc. Les cristaux de quartz et de feldspaths y sont presque tous fendillés, les feldspaths kaolinisés ou séritisés, le quartz recristallisé (P. CORBIN et N. OULIANOFF, 1927-1958). L'apparition de nouveaux minéraux hydratés (séricite, chlorite, épidote, dont la présence intriguait beaucoup les géologues au milieu du XIX^e siècle) prouve que toutes ces fissures submicroscopiques ont ouvert de nouvelles voies à la circulation des eaux.

Depuis ce moment, l'eau (sédiment fossilisée) abandonne son état plus ou moins inerte pour devenir une sorte de plasma actif comparable à ce liquide nutritif qui, chez les animaux, alimente diverses parties de l'organisme. L'eau mise ainsi en mouvement porte, en solution et en suspension, diverses substances qui entrent en réaction avec les parties solides de la roche encaissante. Ainsi se réalise l'ensemble prodigieux des manifestations du métamorphisme régional.

PUBLICATIONS CITÉES

- BRUN, A. (1911): *Recherches sur l'exhalaison volcanique*. Genève.
- CLARKE, F. W. (1924): *The data of Geochemistry*. U. S. Geol. Surv. Bull. 770.
- CORBIN, P. & OULIANOFF, N. (1927-1958): *Carte géologique du massif du Mont-Blanc au 1:20000*. Douze feuilles parues, accompagnées de « Notices explicatives », Paris.
- DEICHA, G. (1955): *Les lacunes des cristaux et leurs inclusions liquides*. Paris.
- DE WITT, C. P. & ARENS, P. L. (1950): *Moisture Content and Density of Some Clay Minerals*. Transactions 4 Intern. Congr. Soil Sc. Vol. II.
- FOURMARIER, P. (1939): *Hydrogéologie*. Paris et Liège.
- HEIM, ALBERT (1921): *Geologie der Schweiz*. Vol. II.
- KALLE, K. (1952): In *Landolt-Börnstein. Zahlenwerte und Funktionen*. Bd. III.
- KAMENSKY, T., & PRIKLONSKY, B. (1957): *Problèmes actuels de l'hydrogéologie*. Messenger Acad. Sc. Moscou (en russe).

- LINDGREN, W. (1919): *Mineral deposits*. New York.
- LOMBARD, AUD. (1957): *Géologie sédimentaire*. Paris.
- MERCIER, P. (1957): *L'aération naturelle et artificielle des lacs*. Rev. suisse d'Hydrol. 19, fasc. 2.
- MILLOT, G. (1942): *Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses*. Geol. App. Vol. II, Nancy.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, & WINTERHALTER, R. (1930): *Chemismus d. schweiz. Gesteine*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [Geotechn. Ser.].
- OULIANOFF, N. (1942): *Effet de l'écrasement naturel et expérimental des roches*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 62 et Bull. Lab. géol., min., géophys. et du Musée géol. Lausanne, N 76.
- (1955): *Ecrasement sans trituration et mylonitisation des roches*. Eclogae geol. Helv. 47.
- PIMIANTA, J. (1957): *Exploitation de l'eau souterraine contenue dans les marnes et les argiles*. Sols africains 4.
- ROUCH, J. (1946): *Traité d'océanographie physique*. T. II (*L'eau de mer*). Paris.
- SCHOELLER, H. (1956): *Géochimie des eaux souterraines*. 213 pp. Extrait de la Revue de l'Inst. franç. du pétrole, 1955.
- SHAND, J. (1943): *Eruptiv rocks*. London.
- SHEPHERD, E. S. (1925): *The analysis of gases obtained from volcanoes and from rocks*. J. Geol. 33 Suppl.
- VERNADSKY, W. (1933): *Histoire des minéraux de la croûte terrestre*. 2. livr. 1 et 2 (en russe).
- URBAIN, P. (1951): *Recherches pétrographiques et géochimiques sur deux séries de roches argileuses*. Mém. Carte géol. France.

32. — JOHN EDWARD PRENTICE (Ph. D., F. G. S. London): **The Radiolarian Cherts of North Devonshire, England.**

ABSTRACT

Two facies of the chert beds, brought into juxtaposition by overthrusting, are described. A study of the sedimentary structures and of the detailed petrology, suggests that movement of sediment during its deposition was important. The arguments concerning 'deep' or 'shallow' origin for these cherts are examined.

I. INTRODUCTION

The Radiolarian Cherts occur in the Lower Culm Measures of North Devon, lying above the Pilton Beds (Upper Devonian to Tournaisian, see GOLDRING, 1955) and below strata of Namurian age. Fossil evidence, as yet largely unpublished, shows that they include parts of the subzones II δ , III α and III β of the German sequence, and P₁ of the British sequence i. e. they are largely Visean in age. They outcrop more or less continuously along the northern margin of the Culm synclinerium in North Devon, from west of Barnstaple to the east of Bampton. The present author has made a special study of these beds at the western end of their outcrop. Here it can be recognized that they occur in two distinct facies, which have been brought into proximity by large-scale overthrusting. Recent studies by J. M. THOMAS (unpublished) show that these same two facies can be recognized at the eastern end of the outcrop. The two facies, which are here called the Northern and the Central facies respectively, differ in the nature of the cherts and in the sediments which are associated with them.

The radiolarian character of these rocks was recognized by HINDE and FOX, who published a very full account of them in 1896.

II. LITHOLOGY

In the Northern facies, beds of chert form only some 30% of the total rock, the remainder being limestones and mudstones. No regular sedimentary rhythm can be discerned in the sequence.

The limestones are compact, hard, dark and very fine-grained; they contain little non-calcareous detritus or organic material. They are frequently finely laminated, and occasionally show weak small-scale false bedding. The mudstones are pale grey to black in colour and are frequently silty; they are laminated but rarely shaly, tending to split along a rather imperfect cleavage. The cherts are often so deeply decayed that it is difficult to obtain a fresh section; when unweathered they are black and flinty in aspect; they weather to a soft dark-brown rottenstone. Under the microscope the chert is seen to consist of granular material and microfossils set in a fine matrix. The matrix is a uniform mass of cryptocrystalline silica apparently devoid of structure, but containing evenly disseminated, very finely divided black dust whose exact nature has not been ascertained. Minute flakes of white mica are found abundantly. Within the matrix lie abundant radiolarian tests, rarely showing the remains of skeletal structure. The margins of their tests are corroded and replaced by silica in optical continuity with the matrix. They are infilled by finely fibrous chalcedony; the fibres radiating sometimes from the centre of the test, but more commonly from a point or points on its side. The grains are angular and range from 0.14 mm in diameter down to a diameter of 0.02, but mostly in the upper size range. These grains frequently appear to have crystal form; lozenge-shapes are commonest but occasional hexagons are seen. The crystal form is strongly reminiscent of dolomite; but the original material has been replaced by opaline silica. A reddish-brown limonitic mineral (? goethite) is also present; it occurs mainly within the boundaries of the grains forming either a distinct margin or a complete infilling. Thin limonitic infilling is also seen along fine vertical cracks.

The chert beds vary in thickness from an inch to eighteen inches; the main part of each is dark grey and unlaminated; it consists largely of radiolaria and matrix with a few scattered detrital grains. Each of these grains is from 10–60% replaced by limonite, the centre of the grain being filled by opaline material. At the top of each bed distinct lamination is apparent; this part shows a greater abundance of fragments, which may comprise up to 50% of the rock, whilst radiolaria are less abundant. The darker laminae show a heavy concentration of limonite so that the fragments are often completely replaced by it; in the lighter laminae limonite is sometimes totally absent. Even within the laminated portion the mica needles show no preferred orientation.

The lithology of the Central facies is more uniform than in the Northern, the calcareous and non-siliceous mudstones being absent. The whole sequence is made up of beds of fine-grained siliceous rock, ranging in thickness from one inch to one foot. Each bed consists of a dark, compact base, gradually becoming lighter towards the top and terminating in a white or pale yellow friable 'clay'.

The compact material which forms the bulk of the bed is seen to consist of four elements. The largest fragments are similar to the opaline pseudomorphs

described above, but are in general of smaller size (all less than 0.1 mm) and less angular than in the Northern facies, and have not been ferruginized. Complete replacement of smaller grains may account for particles of limonite which are scattered abundantly through the matrix. These particles sometimes show angular crystal boundaries similar to those described above, but more frequently are irregular. Fine subangular fragments of quartz (c. 0.05 mm in diameter) form a major part of the rock and are accompanied by very abundant flakes of sericitic mica. These latter show no obvious parallelism. The whole is set in a crypto-crystalline chalcedonic matrix, which forms a much smaller part of the rock than in the Northern facies. Radiolarian tests are rare, and largely recrystallised. The rock shows an indistinct streaking in shades of grey and black, the colour of the streaks being due to the relative abundance of fine black 'dust', and not to any discernible difference in grain size.

The top few centimetres of each chert bed are distinctly laminated; the dark laminae contain larger opaline pseudomorphs and very abundant limonite. This latter does not occur within the pseudomorphs however, but surrounding them and finely disseminated throughout the matrix. The light bands are similar to the main mass of the chert, and contain very little limonite. Throughout the laminated portion the micas show a clearly defined parallelism with the bedding. This portion is usually reduced by weathering to a soft, white material resembling unglazed porcelain. Some degree of secondary ferruginization is sometimes apparent, for concentric 'shells' of iron-mineral are found which cut across the lamination.

III. SEDIMENTARY STRUCTURES

1. Streaking and crumpling.

The main mass of each chert bed in the Central facies shows irregular fine streaking in shades of grey and black. The boundaries of dark and light bands may be sharp, or either upper or lower boundaries may be gradational. The streaks may attenuate very slowly, which gives the rock a laminated appearance, but microscopic examination shows that this is not due to difference of grain size. In other specimens the dark streaks thin out very rapidly, so that the rock is composed of innumerable lenticles of dark and light chert. In general the lighter streaks show greater lateral continuity than the dark. The edges of the lenticles show a parallel alignment through each rock specimen.

The dark streaks have sometimes assumed a crumpled form; in the more extreme cases they are bent into small overfolds, whose axial planes are parallel with the bedding and lamination. More commonly the crumpling takes the form of tiny crenulations of the streaks; in all cases the crenulations and folds have a constant trend, which is parallel to the alignment of the edges of the streaks.

In some cases fragmentation of the darker streaks seems to have occurred. In the smallest example seen a subangular fragment of the dark chert (2 mm by 3 mm) lies at a high angle to the bedding. It has been impressed into the laminae below it, which are bent down for four or five millimetres underneath the fragment;

whilst the laminae above it are deflected upwards. These same relationships are seen in larger examples, which often take the form of ellipsoidal nodules up to twenty millimetres in diameter. In these larger examples the long axes of the nodules lie parallel to the plane of the bedding.

2. Slump structures.

In the Northern facies of the cherts there occur certain beds which show evidence of penecontemporaneous deformation. The structures observed are 'anticlinal' thickenings of the chert bed, whose upper surface is thus puckered into a series of subparallel ridges. The chert bed consists of the usual un laminated base and laminated top; within the un laminated part there are indications of contortion, and a series of nearly vertical wisps of dark material. The light and dark laminae at the top of the bed are thickened in the 'anticlines' and thinned in the 'synclines'; although attenuated the laminae are nowhere seen to disappear. In one case the relationship to the beds above could be made out; limestone seems to have been deposited on either side of the ridge followed by further deposition of laminated chert. The laminae of this upper chert show no trace of deflection as they pass over the summit of the ridge; it is therefore concluded that the ridge was formed by movement of the lower chert during or immediately after its deposition. The ridges are nearly constant in their strike; six measured examples in two adjacent beds show a divergence of only 5° from one another.

Similar structures have been seen by the author in the Kulmkieselschiefer near Erdbach, Western Germany. Here the ridges are not so regular; on sectioning they show the same thickening and upward bending of the lamination as in the Devonshire examples, but the bending is accompanied by minute faulting of one limb of the fold.

IV. MACROFAUNAL CONTENT

In the Northern facies the most abundant fossil is the pelecypod *Posidonia*, of which the species *P. becheri* occurs throughout, except at the summit of the series, where it is replaced by *P. membranacea* and *P. corrugata*. *Posidonia* occurs in abundance at two distinct levels; one near the base where the shell is found in shale, mudstone and chert, and one near the top where it is preserved in a cherty shale. In all cases the shells lie parallel with the bedding. CRAIG (1954) has argued for a benthic existence for *P. becheri* on the analogy of the living *Pectinidae*, but it seems at least as likely that it had a pelagic or epiplanktonic mode of life (see discussion to paper by CRAIG). Sphaerocone goniatites are found, a few small chonetids, and an occasional fish-scale. The virtual absence of any undoubted inhabitant of the littoral benthos is very striking.

The fauna of the central facies is more varied. In the laminated top of at least two of the beds there are numbers of flattened prolecanites lying parallel to the lamination; these are accompanied by pericyclids, orthocone cephalopods and by trilobites. Trilobite fragments also occur in the un laminated part of the beds, together with isolated crinoid ossicles, colonial bryozoa, 'button corals' and portions of reptant tabulate corals; all these tend to lie across the bedding direction rather than parallel to it. The lower *Posidonia* horizon is not found, but this shell occurs in a cherty shale at the top of the series.

The faunal evidence may be used to infer the conditions of deposition, although of necessity this involves some speculation. TRUEMAN (1941) has argued convincingly for a nekto-benthic existence for the ammonoids generally, but pointing out that the evolute genera would have less difficulty in orienting their shell for crawling than the involute ones. CURRIE (1957) has suggested that the goniatites generally could crawl as well as swim. The form of the shell of a prolecanite suggests, however, that it would present little resistance to forward movement, in contrast to that of the sphaerocone goniatites. On this basis it is suggested that the goniatites of the Northern facies were nekto-benthic, in contrast to the pelagic prolecanites of the Central facies.

It is noteworthy that the *Phillipsia-Griffithides* group of trilobites, so distinctive of the shelf-facies of the Visean in the British Isles, has not been found in North Devon. These trilobites have thick shells, and large eyes. In contrast, in Devonshire the *Cyrtosymbole-Phillibole* group prevails, a group whose characteristics are thin shells and small eyes. One genus, *Cystispina*, is provided with hollow spines which in one German species are expanded into distinct bladders. RICHTER (1939, p. 104) has suggested that this is a flotation mechanism. In fact the inference that these are pelagic trilobites does not seem to be unreasonable.

The presence of 'button-corals' gives in itself no clue to conditions of deposition. They are found today down to very considerable depths, and appear not to require a firm base for attachment. In fact they are common in several clay formations in the Mesozoic (e. g. GAULT). The crinoid ossicles are slender; they probably belong to genera described from Germany (SCHMIDT, W. E., 1930). There is no reason to suppose that these required a firm rock-base for attachment. Again, this is clearly not a littoral benthic fauna, nor is it one which would be expected further inshore than the margins of the continental shelf.

V. CONCLUSIONS

The deposits of the Northern facies show little sign of disturbance during their deposition. They contain an abundance of radiolaria, with very few other fossils. The only rock forming today with which these cherts can be compared is the radiolarian ooze, found in the Pacific and Indian oceans below 2,350 fathoms. It must be admitted the radiolaria can be found abundantly quite near shore, but sediments formed in this region would surely be likely to contain an abundant fauna of other organisms. Moreover, recent studies of enclosed gulfs (e. g. VAN ANDEL and POSTMA, 1954), show a very marked decline of radiolaria as the shore is approached. For this reason the explanations of these cherts as of lagoonal origin (e. g. DIXON & VAUGHAN, 1911, pp. 522-524) are not acceptable to the author.

Isolated rhombs of dolomite have been recorded from deep-sea deposits between 500 and 2000 m by a number of authors (see FAIRBRIDGE, 1957, p. 150), and are regarded as the only known instance of authigenic dolomite. They are similar in size and shape to the opaline pseudomorphs which are so abundant in the northern facies of the Devonshire cherts. The almost total absence of clastic material is the most striking feature of the cherts of the Northern facies. The occurrence of struc-

tures attributable to slumping, and the disorientation of the mica throughout the chert bed, suggests that movement of sediment occurred after deposition of that bed was complete.

The cherts of the Central facies are quite different, being predominantly detrital, whilst radiolarian remains are comparatively sparse. The upper part of each bed, which is distinctly laminated and in which the mica flakes lie parallel to the lamination, could well have been deposited as a 'veil of lutite' from ocean waters. The lower compact portion, however, shows in its streaking and crumpling, clear evidence of sediment movement during deposition. It is tentatively suggested that these central cherts may have been formed by turbidity currents, or perhaps by 'interflows' of the type described by MENARD & LUDWICK (1951).

The feature that the cherts of the two faunas have in common is the siliceous cement, much sparser in the Central than the Northern facies. Some of this may have been derived from the solution of radiolarian tests, since they frequently show evidence of corrosion of their edges. A more likely source of the silica, however, is the vulcanism and extrusion of spilitic lavas known to occur in South Devon and North Cornwall at this time (DEWEY, 1948). By releasing silica into the waters of the Carboniferous sea, this vulcanicity would not only provide an abundant silica cement for the sediments, but would produce suitable conditions for the radiolaria to secrete their tests.

It is thus suggested that the cherts of both facies were deposited in a trough, whose depth was comparable to that of the deep abysses today. In the south there was an influx of fine clastics, perhaps introduced by turbidity currents; this detritus did not reach the north, where a siliceous ooze consisting largely of radiolaria, was deposited. The sediments which follow the cherts in both facies are typical 'Flysch', so that this conception is in harmony with the general palaeogeographic setting.

REFERENCES

- CRAIG, G. V. (1954): *The Palaeoecology of the Top Hosie Shale*. Q.J.G.S. 110, 103-119.
- CURRIE, E. D. (1957): *The mode of life of certain goniatites*. Trans. Geol. Soc. Glasgow 22, 169-186.
- DEWEY, H. (1948): *British Regional Geology: South-west England* (2nd ed.). London, 72 pp.
- DIXON, E. E. L., & VAUGHAN, A. (1911): *The Carboniferous Succession in Gower (Glamorganshire)*. Q.J.G.S. 67, 477-571.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1957): *The Dolomite question in Regional Aspects of Carbonate Deposition*. Soc. Econ. Pal. and Min. Special Publ. 5, 125-178.
- GOLDRING, R. (1955): *The Upper Devonian and Lower Carboniferous trilobites of the Pilton Beds in N. Devon*. Senckenbergiana 36, 27-48.
- HINDE, G. J., & FOX, H. (1895): *On a well-marked horizon of radiolarian rocks in the Lower Culm Measures of Devon, Cornwall, and West Somerset*. Q.J.G.S. 51, 609-668.
- MENARD, H. W. & LUDWICK, J. C. (1959): *Application of hydraulics to the study of marine turbidity currents*. Soc. Econ. Pal. and Min. Special Publ. 2, 2-13.
- RICHTER, R., & E. (1939): *Proetidae von oberdevonischer Tracht im deutschen, englischen und mittelmeeischen Unter-Karbon*. Senckenbergiana 21, 82-112.
- SCHMIDT, W. E. (1930): *Die Echinodermen des deutschen Unterkarbons*. Abh. Preuss. geol. Landesanst. 122, 31-92.
- TRUEMAN, A. E. (1940): *The ammonite body-chamber, with special reference to the buoyancy and mode of life of the living ammonite*. Q.J.G.S. 96, 339-78.
- VAN ANDEL, T. J., & POSTMA, H. (1954): *Recent sediments of the Gulf of Paria*. Verh. Kon. Nederl. Akad. 20, 1-238.

33. – LÉONID W. PUSTOWALOW (USSR): Über die Formation der Lagerstätten sedimentärer Bodenschätze.

Das vorliegende Referat möchte zeigen, wie notwendig heute das gründliche Studium der Sedimente auf eventuelle Bodenschätze hin geworden ist.

Die jüngste Entwicklung der menschlichen Gesellschaft hat eine starke Ausdehnung der verschiedensten Betriebe mit sich gebracht. Im Zusammenhang damit ist auch die Gewinnung von Bodenschätzen bedeutend vergrößert worden. Der Weltverbrauch an Roheisen pro Jahr beträgt heute ca. 350–400 Mio. Tonnen. Täglich wird somit über eine Million Tonnen Roheisen geschmolzen. Um die Produktion zu sichern, müssen deshalb täglich ca. 2–2,5 Mio. Tonnen Eisenerz, 1 Mio. Tonnen Koks-Kohle und ungefähr dieselbe Menge Hüttenkalk aus dem Erdinnern gewonnen werden. Allein die Produktion von Roheisen erfordert demnach eine tägliche Gewinnung von 4–4,5 Mio. Tonnen Bodenschätzen (Eisen, Kohle, Zuschlag).

Wenn wir dabei beachten, dass über 90% der Weltproduktion an Roheisen durch sedimentäre Eisenerze versorgt werden (F. PERSIVALE, 1955) und dass Koks-kohlen und Hüttenkalke ebenfalls sedimentär entstanden sind, so kann man sagen, dass die Schwerindustrie der Welt fast vollständig vom sedimentären Mineralrohstoff abhängig ist.

Auch die ganze Naphta- und Kohlenindustrie ist auf sedimentären Rohstoffen aufgebaut.

Alle Aluminium-, Mangan- und Kalierze sind sedimentärer Herkunft. Ein bedeutender Teil der Phosphor-, Uran-, Kupfer-, Titan- und vieler anderer Erze ist sedimentär entstanden.

Nach den Angaben von K. TAUPITZ (1954) versorgen die sedimentären Lagerstätten zurzeit etwa 40–50% der Weltproduktion an Blei und Zink und etwa 15–20% der Weltproduktion an Kupfer. Wenn man die grosse Verbreitung von Kupfererzen in Form von kupferhaltigen Sandsteinen berücksichtigt, darf man annehmen, dass die letzte Zahl noch zu klein ist.

Bei allen diesen Angaben muss noch beachtet werden, dass viele sedimentäre Lagerstätten irrtümlicherweise für magmatogen gehalten werden. Zusammenfassend darf also gesagt werden, dass in der Gesamtmenge der gewonnenen Erze die sedimentären Erze eine sehr bedeutende Stellung einnehmen und ihr Anteil ständig zunimmt.

Die ausgedehnte Industrialisierung fordert grosse und sichere Reserven an Rohstoffen! Da die neueren Industriebetriebe innerhalb kurzer Zeit bedeutendste Lagerstätten ausbeuten (z. B. die grossen Lagerstätten an Eisenerz im Gebiet des Lake Superior in USA u. a.).

Der magmatische Prozess besitzt im grossen und ganzen nur *lokalen* Charakter und schafft deshalb gewöhnlich auch nur lokale Erzlager, die oft nicht ausreichen, um grosse Industriebetriebe mit der notwendigen Rohstoffmenge zu versorgen. Der Ablagerungsprozess erfolgt dagegen stets *regional*. Dabei wird angenommen, dass die durch den Sedimentationsprozess gebildeten Lagerstätten ausgedehnter dafür aber rohstoffärmer sind als diejenigen die durch magmatische Tätigkeit entstehen. Diese Annahme bedarf allerdings noch der weiteren Forschung.

Nehmen wir aber die oben erwähnten Aussagen als richtig an, so muss man der Anreicherungstechnik, das heisst der möglichst einfachen Umwandlung von minderwertigen Naturerzen in reiche Erzkonzentrate, noch bedeutend mehr Beachtung schenken.

Charakteristisch für die heutige Entwicklung in der Industrie ist der Übergang von der Verwendung hochwertiger Erze aus lokalen Lagerstätten mit knappem Bestand (was leider für die meisten Ganglagerstätten zutrifft) zu minderwertigen Erzen sedimentärer Herkunft, die dafür in grossen Mengen vorkommen.

Unsere geologischen Vorstellungen über Erzlagerstätten erfahren gegenwärtig tiefgreifende Änderungen.

Die Lehre von den magmatogenen Erzlagerstätten erlebt zurzeit eine ernste Krise. Selbst so wichtige Probleme, wie zum Beispiel die Frage, ob sich bei der Erstarrung des Magmas erzhaltiges hydrothermales Wasser ausscheidet, sind noch heftig umstritten.

Dagegen ist die Frage nach der Herkunft des Erzes in den sedimentären Lagerstätten einfach und sehr überzeugend gelöst worden.

Nach den Berechnungen von W. L. SCHISCHKIN (1954), der für seine Arbeit CLARK's bekannte Tabelle der Verbreitung chemischer Elemente benützte, entstehen bei der Zerstörung von 1 km³ Gesteins:

2,25 Millionen Tonnen Mangan
2,00 Millionen Tonnen Phosphor
375,00 Tausend Tonnen Vanadium
250,00 Tausend Tonnen Kupfer
40,00 Tausend Tonnen Blei
7,50 Tausend Tonnen Uran usw.

Das bedeutet, dass zum Beispiel eine sehr grosse Lagerstätte der Manganerze mit dem Bestand von 225 Millionen Tonnen von metallischem Mangan entstehen könnte, wenn die Gesteinsoberfläche Europas 1 cm tief verarbeitet würde. Es ist offensichtlich, dass im Maßstab der geologischen Zeit die sedimentäre Verarbeitung einer solchen Materialmasse durchaus möglich ist.

Genaue chemische Analysen der kohlenhaltigen Ablagerungen des Podmoskowni-Beckens haben pro 1000 g untersuchten Materials folgenden Fluorgehalt ergeben: 1500 mg in kalkhaltigem Ton, 500 mg in dolomitisierten Kalken und 40 bis 250 mg in Kalken (A. S. BELITZKY, T. A. NIKOLAewa, 1955). Der Fluorgehalt des Grundwassers im Podmoskowni-Bassin beträgt bis zu 5 mg/l und lässt sich mit demjenigen in hydrothermale Wasser vergleichen. Dort wird dem Fluor bekanntlich eine wichtige mineralbildende Bedeutung zugeschrieben.

In letzter Zeit haben verschiedene Forscher, gestützt auf neueste Untersuchungen, bewiesen, dass viele Lagerstätten, die man früher für hydrothermal oder metasomatisch hielt, sedimentär oder sedimentär-metamorph entstanden sind.

Tiefbohrungen in der UdSSR und in anderen Ländern haben gezeigt, dass das die Sedimente durchtränkende und nicht mit magmatischer Tätigkeit in Beziehung stehende Grundwasser heiss ist und hydrothermalen Charakter besitzt.

Wir wissen heute, dass bereits in einer Tiefe von ca. 2700 m das im Sediment enthaltene Wasser den Siedepunkt erreicht (J. GOGUEL, 1954). Dabei nimmt die Fähigkeit, Gestein anzugreifen und wegzulösen, bedeutend zu. Die empordringenden Ströme warmen Wassers und Dampfes können, bei ihrem Aufstieg zur Erdoberfläche, verschiedene Komponenten aus den Sedimenten herauslösen und bei günstigen Bedingungen in entsprechenden «Fallen» Anreicherungen verschiedener Elemente bilden. Als solche «Fallen» können tektonische Strukturen, Schichtenebenen und Spalten dienen. Dabei bilden sich Ganglagerstätten, die alle Merkmale hydrothermalen Entstehung besitzen, trotzdem sie keine Beziehung zu Magmatismus aufweisen.

Die Bedeutung des während der Metamorphose ausgeschiedenen Wassers für die Entstehung solcher Lagerstätten ist in einer Reihe von Beiträgen sowjetischer und anderer Autoren untersucht worden (A. I. GERMANOW, 1953; A. M. OWTSCHINNIKOW, 1955; L. W. PUSTOWALOW, 1956; P. W. GUILD, 1953; S. CAILLERE & F. KRAUT, 1954; u. a.).

Fast alle Forscher, die sich mit dem Studium sedimentär-metamorpher Lagerstätten beschäftigen, stellen äussere Ähnlichkeit mit hydrothermalen Lagerstätten fest. Deshalb sind früher viele sedimentär und sedimentär-metamorph entstandene Lagerstätten fälschlich für hydrothermale Lagerstätten gehalten worden. Ich möchte dazu einige Beispiele anführen:

Die polymetallischen Lagerstätten in Rudni Altai wurden zu den typisch hydrothermalen Lagerstätten gerechnet. 1954 hat W. I. KUSSOTSCHKIN Konglomerate aus diesem Gebiet untersucht und dabei festgestellt, dass sie geologisch viel älter sind als die Magma-Tätigkeit, mit der man früher die altaische Erzbildung erklärte. Das Studium der Komponenten dieser Konglomerate hat gezeigt, dass es sich um Bruchstücke erzführender Gesteine des Devons handelt. Die Vererzung ist also vor den viel jüngern magmatischen Erscheinungen erfolgt und hat deshalb keinerlei Beziehung zu diesen.

L. N. BELKOWA, W. N. OGNEW und A. I. SEMENOW (1954) sind ebenfalls auf Grund eigener Untersuchungen zu der Schlussfolgerung gekommen, dass die altaischen, polymetallischen Lagerstätten, darunter der in der UdSSR bekannte Smeinogorski Komplex, viel früher entstanden sind als die Intrusivbildung.

K. I. SATPAEW (1954) untersuchte die Kupferlager im Akmolinski-Gebiet, die man früher für hydrothermale Bildungen hielt und stellte fest, dass sie ebenfalls sedimentärer Entstehung sind. Er verwies auch auf die Ähnlichkeit zwischen den Akmolinski-Kupfererzen, und dem kupferhaltigen Sandstein des Priuralje-, Donbass- und Prilenski-Bezirks.

A. A. KUDENKO (1955) hat in Zentralkasachstan in den Ablagerungen des Unter-Silurs, des oberen Devons und des untern Karbons polymetallische Lagerstätten angetroffen, die nach Morphologie und Materialbestand auch hätten hydrothermal sein können.

Nach gründlicher Untersuchung ist A. A. KUDENKO zur Erkenntnis gekommen, dass es sich nur um sedimentäre Lagerstätten handeln kann. Etwas früher hat W. I. POPOW die sedimentäre Entstehung der Kupferlagerstätten Dscheskasgans festgestellt, die früher für typisch hydrothermal galten. Durch die Arbeiten von N. S. MANUILOW (1954) sind die Untersuchungen POPOWS erneut bewiesen worden.

Die Gruppe der polymetallischen Lagerstätten Nordkirgisiens, die in der Kalkfolge des Unter-Karbons im Bereich des Nordbogens Tienschans liegen, sind 1954 von A. M. MINSHILKIEW untersucht worden. Die Erzminerale sind hier durch Bornit (Buntkupfererz), Chalkopyrit (Gelbkupfererz) und Fahlerze vertreten und werden von Baryt, selten von Fluorit begleitet. Der Verfasser konnte keine Spuren der vermuteten hydrothermalen Tätigkeit feststellen und kam zur Schlussfolgerung, dass die polymetallischen Lagerstätten Nordkirgisiens effusiv-sedimentär in was-serarmen Becken auf chemogene Art entstanden sind.

Nicht nur in der UdSSR, sondern auch in anderen Ländern haben die Meinungen über die Entstehung polymetallischer sowie vieler anderer Erzlagerstätten (Eisen, Mangan, Uran u. a.) grundlegende Änderungen erfahren.

Wiederholt ist versucht worden, die mit der sedimentären Erzbildung zusammenhängenden Fragen zu klären. Doch sind heute noch immer wesentliche Probleme ungelöst.

Viele Forscher, die die Ursachen der Bildung sedimentärer Erzlagerstätten zu ergründen versuchten, haben den sekundären Umgestaltungen, welchen die Sedimente nach ihrem Absatz unterlagen, keine Beachtung geschenkt.

Heute gibt es verschiedene Gründe anzunehmen, dass sich während der Sedimentation nur Erzlagerstätten von besonders verbreiteten Elementen wie Eisen, Aluminium usw. bilden können.

Seltenere Elemente wie Blei, Zink, Molybdän, Quecksilber u. a. entstehen meist als Ergebnis von zwei Vorgängen: während der Ablagerung des Sediments entstehen diffus verstreute Anreicherungen, die meist noch nicht abbauwürdig wären. Dann kommt es zu einer Konzentration der verstreuten Anhäufungen und damit zur Bildung von den abbauwürdigen Lagerstätten.

Wenn wir das eben Gesagte vergleichen mit der Bildung der Naphta- und Gaslagerstätten, die aus dem Primär in Sedimenten regional verstreuten organischen Material entstehen, können wir viele gemeinsame Züge feststellen. So wie es unmöglich ist, die Bildung der Naphtalagerstätten richtig zu verstehen ohne den Prozessen der sekundären Migration des organischen Materials entsprechend Beachtung zu schenken kann auch die Entstehung der sedimentären Erzlagerstätten nicht richtig beurteilt werden, wenn dabei auf die sekundäre Materialumgestaltung und -verteilung nicht Rücksicht genommen wird. Während die Ansammlung von Naphta dank dessen Beweglichkeit verhältnismässig schnell vor sich geht (geologisch gesehen), so fordert die Anreicherung fester Erzkomponenten aus Ablagerungsgesteinen erstens viel mehr Zeit und zweitens wirksamere Faktoren, die meist nur zur Zeit des Metamorphismus vorhanden sind.

Aus dem Gesagten folgt, dass es *unmöglich ist, die Bildung der Erzlagerstätten ohne gründliches Studium der sekundären Umgestaltung der Ablagerungsgesteine zu verstehen*, das heisst ohne gründliches Studium der Epigenese- und Metamorphosierungsprozesse.

Leider hat man diesem Umstand bis heute zu wenig Beachtung geschenkt.

Damit erhalten Sedimentpetrographen eine neue lohnende Aufgabe, nämlich das Studium der Epigenese- und der Metamorphosierungsprozesse der Sedimente.

LITERATURVERZEICHNIS

- BELITSKY, A.S., & NIKOLAEWA, T.A. (1955): *Gesetzmässigkeiten der Fluorverteilung im Gewässer der Steinkohlenablagerungen in Podmoskowni paläozoischen Talkessel*. Sow. geologija, Nr. 44, S. 78–86.
- BELKOWA, L.N., OGNEW, W.N., & SEMENOW, A.I. (1954): *Zwei Hypothesen über die Genesis der polymetallischen Vererzung in Altai*. Isw. Akad. Wiss. UdSSR. [Geol. S.], Nr. 1, S. 30–39.
- GERMANOW, A.I. (1953): *Über die Möglichkeit des Anteils vom Grundgewässer in der hydrothermalen Vererzung*. Isw. Akad. Wissensch. UdSSR. [Geol. S.], Nr. 6.
- KUDENKO, A.A. (1955): *Über die Bildungsbedingungen der sedimentär-metamorphischen Bleilagerstätten in Zentralkasachstan*. Raswedka i ochrana nedr., Nr. 1, S. 14–18.
- KUSSOTSCHKIN, W.I. (1954): *Rollsteine und Kieselsteine der polymetallischen oxydierten Erze vom Devonalter in Rudni Altai*. Raswedka i ochrana nedr., Nr. 3, S. 8–18.
- MANUILOW, N.S. (1954): *Zu einigen Fragen betreffs der Genesis von kupferhaltigen Sandsteinen in Dscheskasgan*. Sap. Wsesojusn. miner. obschestwa., 83, Nr. 4, S. 363–375.
- MINSHILKIEW, A.M. (1954): *Über effusiv-sedimentäre Genesis von einigen polymetallischen Lagerstätten Kirkisiens*. Raswedka i ochrana nedr., Nr. 3, S. 18–22.
- OWTSCHINNIKOW, A.M. (1955): *Zur Frage über die «Juwengewässer»*. Sammelband «Woprosi petrographii i mineralogii». H. I. Ausg. Akad. Wiss. UdSSR, S. 238–248.
- PERSIVALE, F. (1955): *Welteisenerzvorräte*. Sammelband «Welteisenerzlagerstätten». Band I. Ausg. Int. Lit., S. 8–21 (Übersetzung aus dem Französischen).
- PUSTOWALOW, L.W. (1956): *Sekundäre Umwandlungen sedimentärer Gesteine und deren geologische Bedeutung*. Sammelband «Über sekundäre Umwandlungen der Sedimentgesteine. Veröff. Geol. Inst. Akad. Wiss. UdSSR., H. 5, Ausg. Akad. Wiss. der UdSSR.
- SATPAEW, K.I. (1954): *Über einige spezifische Eigenschaften in der Geologie der kupferhaltigen Sandsteine im Atbassar-Terssaekanski Bezirk*. Isw. Akad. Wiss. Kasachischen SSR., Nr. 134 [Geol. S.], Nr. 18, S. 81–99.
- SCHISCHKIN, W.L. (1954): *Zur Frage über die Materialquelle für die Bildung sedimentärer Lagerstätten*. Veröff. Inst. Geol. Akad. Wiss. Kirkisischen SSR, Nr. 5, S. 117–122.

34. — LEV B. RUKHIN (USSR): **The rate of accumulation of sedimentary deposits and duration of breaks in them.**

It is noteworthy, that in each part of the earth's surface the accumulation of sediments is interchanged with epochs of nondeposition or downscour. This accounts for the absence of an absolutely full sequence of sedimentary rocks in each section. Hiatuses correspond in some cases to geological eras, periods, epochs or to very short cut- and -fill phenomena.

An interruption in sedimentation was usually accompanied by subarial erosion stripping many older deposits. It makes the breaks, which we can study in an outcrop, more prolonged compared to time of nondeposition. The rapid sedimentation stresses still more this difference.

In many continental, lagoonal or deltaic environments the rate of sedimentation is measured by some decimetres or even metres in a short space of time. For example, in some coal deposits are seen the trunks of fossil trees which maintained their normal vertical position with regard to the soil of coal stratum. These buried erect trunks are known in Jurassic deposits of Gissar Mountains in Middle Asia (SHEKHTMANN, 1944), in Pennsylvanian deposits of the USA (SCHUCHERT and DUNBAR, 1944) and other regions. Recently KLUSEMANN (1954) described such

numerous trunks of *Lepidodendron* and *Sigillaria* in carboniferous rocks of the Ruhr Basin in Germany. They are buried among some strata of mudstone to 6–8 metres thick.

These well known facts bear witness to very rapid accumulation of sediments. In some cases they formed, in a space of time, not more than a few years or even months because the trunks of these plants were not solid enough.

Some other types of continental deposits were accumulated also very swiftly. Especially, it is true for the landslide accumulations which are buried rather frequently, for some fluvial sediments, especially in stream channels and flood-plains adjoining them. In each separate stream, the deposits develop as elongated cross-bedded lenses, each of them having a thickness of some decimetres usually. These lenses are formed by the displacement of sand ridges. The sandy grains roll up the gentle slope and roll down the other more steep side, so the ridge as a whole, comparatively quickly, moves downstream.

The thickness of such crossbedded series in the eolian sandstones is very big (tens of metres) frequently. These series also are formed comparatively rapidly.

Evidently, this significant rate of accumulation of continental sediments is equal to some decimetres or even metres, the period of time comprising a few days, months or years. This rate was observed at every other moment only in restricted parts of dry land. But after some time these conditions may arise elsewhere.

To sum up, many continental formations are accumulated very disproportionally and are composed of innumerable lenses of rapidly accumulated sediments, separated by unrecorded "lost intervals". BARREL (1917) fifty years ago supposed already the important fact, that deposits in a stratigraphic column may represent only a small part of the total elapsed time.

It is to be noticed, that just the same stratigraphic subdivisions are represented in various regions by formations of different thickness. In some places, they are facially homogeneous. The rate of accumulation of identical sediments in different regions is the same of course. BARREL (1917), BELOUSSOV (1953) and other geologists emphasized that the rate of sedimentation is controlled by the rate of subsidence of the earth's crust. This subsidence is not permanent as it is interrupted by numerous oscillations which permit removal of part or all the material deposited during the previous submergences. Such oscillations produce a corresponding number of disconformities or diastems in the stratigraphical sequence.

In regions with small thickness, the majority of sections of sedimentary formation hiatuses are innumerable. In negative areas with considerably thickened formation, many of the hiatuses disappear or become less significant.

In many outcrops there are no traces of rocks scoured during breaks. Only occasionally, bone beds or pebbles of rocks in the continental formations are found, which are missing in these regions today.

The heaps of bones in these bone-beds are sometimes enormously great. For example, in the cretaceous Continental red beds of Middle Asia so many dinosaurs' bones were accumulated, that their weight may be measured by billions of tons (EFREMOV, 1950). In some places outcrops of bone beds are traced at

the length of ten kilometres or even more and the explorer's leg touches dinosaur bones at every step.

It is very doubtful that such enormous accumulations of bones were formed as a result of synchronous perishing of so many dinosaur species. It is more probable that these bone-beds are the residual products of reiterated scouring or erosion of sediments that consisted at first only of bones. This process can be compared in some degree to screening through huge sieves. The minute detrital grains were shifted away as if they passed through the meshes of a sieve. The big bones remained and formed a residual product. After some time, new sediments were accumulated again on these residual bones and then the process of erosion repeated anew. Finally, the alternation of periods of accumulation and scouring may give rise to a very big heap of bones.

On the whole, during the sedimentation of continental deposits, the breaks play a very important role. A question arises if it is true for other sedimentary formations?

Investigations in regions of existing volcanoes show that volcanic activity, especially explosive eruptions, may produce such large quantities of dust that ash not only forms thick layers on the land, but also predominates in marine sediments.

HOLMES (1879), SCHROK (1948) and others geologists described from the Tertiary formation of the Yellowstone National Park in USA 17 rock units with fossil forest or soil buried under volcanic tuffs. The trunks of trees maintain their normal vertical position with regard to fossil soil.

This indicates considerable rapid accumulation of volcanic ash. Consequently, the whole formation of a few hundred metres thickness corresponding to a considerable part of the Tertiary Period, was accumulated in 17 short intervals of time.

In East Greenland there were intensive volcanic eruptions in the Paleocene during which 6500 metres of effusive rocks were accumulated. This formation corresponds approximately to 10 million years, but its accumulation was not gradual. Short periods of lava effusions were followed by periods of nondeposition.

It is notable also, that thick volcanic accumulations were distributed only within small regions, but outside of them there are practically no volcanic sediments in these very stratigraphical units.

NEKHOROSHEV (1948) recently described one of these phenomena in the Carboniferous deposits of Altai Mountains. In the valley of Bukhtarma river a volcanic formation a few hundred metres thick is known to exist. Northwestward and in the south-east, this volcanic formation wedges out at a distance of some tens of kilometres ahead and in its stratigraphical equivalents there are no tuffs or even tuffaceous shales or sandstones.

A thick volcanic formation may have such local distribution only on condition that in adjoining regions the ash was not accumulated because of synchronous or postdepositional erosion. Paleontological correlation cannot make out the difference in age between these great lenses within one stratigraphical unit.

In the lagoonal environment, the rate of sedimentation in some cases is also considerable. For example, rock salt and other evaporites are composed of annual layers or varves. The thickness of varves in rock salt is 7-8 centimetres and in

karnalite even 15–20 centimetres (FIVEG, 1954; RICHTER-BERNBURG, 1950). The thickness of a salt formation seldom exceeds 500–1000 metres so that it must have been accumulated during some thousands or tens thousands of years whereas the field stratigraphical data tell us that salt formations of this kind corresponds to a period of time equal to some million years.

Consequently, during the salt and karnalite sedimentation hiatuses also were inevitable. The traces of them are obvious in some sections (RICHTER-BERNBURG, 1955). In other cases there were probably many diastems or periods of a very slow accumulation of clayey sediments.

Finally, we can say that not only continental sediments, but also some lagoonal sedimentary deposits correspond only to a part of geological time interval when being formed.

Marine sediments usually are formed slowly and more or less continuously. However, amongst them also appear instances of rapid accumulation. So MÜLLER (1953) described a stem of Crinoidea buried in vertical position. From this we can conclude, that the rate of sedimentation was about some centimetres per year. Sometimes sands were accumulated still faster.

KOUSMIN (1950) observed that in some Carboniferous limestones of Kuznezky Alatau Mountains coral-colonies sprawled at definite levels in a tree-like manner, others forming only a simple cylindrical stem. This can be explained by interchange of periods of swift and slow sedimentation. While tree-like parts of colonies seemed to be formed during the period of slow sediment accumulation, the cylindrical stems were formed by a great rate of sedimentation.

In many other cases the traces of interruption of sedimentation and removal of part of the deposits which were sedimentated long ago can be seen. Thus, many phosphatic nodules appear as pebbles and occur at major and minor unconformities with rolled and phosphatized organic remains.

PETTIJOHN (1949) interpreted zones of phosphaties rich in such phosphate pebbles, as the residium of a corroded surface or diastemic plane due to submarine solution. But the high degree of roundness of phosphatic nodules and their association with equally rolled bones, shark-teeth and casts of certain gastropoda and other invertebrates points to products of erosion or scour, formed above sea level and transported by waves.

The age of the younger sediments containing these phosphatic pebbles may be almost the same as that of the sediments to which they had belonged earlier. In some other cases, the age may differ greatly. For example, the phosphatic nodules disseminated in Silurian shales of the Podolian Plato (USSR) were concentrated at the base of Cretaceous strata.

As the outcome of the above facts we conclude that among shallow marine sediments many examples are known of alternation periods of comparable rapid deposition and hiatuses.

In flysch sequences there are also many short breaks in sedimentation; on the bases of the flysch cycles the number of these breaks increased in the zone of accumulation of "wild" flysch. They are observed on lower parts of flysch cycles. There exists many hieroglyphs in them, which are known in the continental strata

too. And it is possible, that graded bedding originates in shallow waters. All that made doubtful that all flysch sequences are accumulated in the deep sea.

But rapid deposition is registered even for recent deep oceanic sediments. Investigations of a large number of cores in the North Atlantic and the Gulf of Mexico, taken from a depth of more than 2000–3000 metres, show that everywhere the uninterrupted particle-by-particle deposition was broken either by removal of a part of the section or by intercalation of layers of sediment transported and deposited by turbidity currents or slumping. In some places, deposition of a metre or even more of sediment proceeded within the space of a few hours (ERICSON, EWING and others, 1955, p. 213).

Shallow-water origin of a part of these rapidly accumulated sediments is often proved by the presence of certain species of Foraminifera and particles of calcareous algae or other plant debris. In some layers there occur concentrations of coarse vegetal debris several centimetres thick.

Another very important characteristic of these sediments is their distribution with respect to ocean bottom topography. They have not been found on isolated rises. For example, calcareous sand containing shells of shallow-water Foraminifera and particles of calcareous algae have been cored in the Puerto-Rico trench at a depth of 8000 metres. However, cores taken on the ridge north of this trench between 5000–6000 metres contain only red clay of abyssal facies. Elsewhere, depth differences of no more than 100 metres have been found to be enough to separate quite different types of sediments.

In the Pacific Ocean, the bottom is also irregular and there, even on slight topographic highs erosion, nondeposition or greatly reduced deposition is evident (REVELLE, BRAMLET and others, 1955).

Therefore, the rate of accumulation of abyssal sediments is very different. In some places and in some segments of time, deposition is very rapid. In other places (usually on submarine rises) sedimentation is extremely slow and deposits are often winnowed.

Summing up, it is possible to say that very probably the accumulation of deposits of various kind is very unconstant. This refers more to continental environments and less to oceanic depth, but everywhere the rate of sedimentation was not identical even in neighbouring regions during the same space of time. Besides, in each region the periods of accumulation were interchanged with more or less prolonged breaks of sedimentation, so that each stratigraphic unit consists of more or less extended lenses depending first of all on the relief of the surface of sedimentation. In its turn, each section of sedimentary deposits is composed by more or less rapidly accumulated layers divided by numerous breaks.

To keep in mind this important peculiarity of sedimentary units is necessary when studying the properties of rocks. Taking these properties into consideration the reconstruction of the environment having given rise to the above-mentioned rocks is possible. But these environments are not strictly synchronous. This is particularly important for studies in paleogeography, more especially when applied to long periods of time. If some elements of ancient landscapes were not stable, the paleogeographic reconstructions have been impossible. In many sections of

sedimentary rocks, deposits may represent only a small part of the total elapsed time.

The average rate of sedimentation in various tectonical regions is given in many books. However, these figures do not illustrate the average rate of sedimentation, but only the average rate of accumulation of sedimentary formations. The true rate of sedimentation in these regions as a rule was much bigger.

The thickness of sedimentary formations and the rate of sedimentation are quite different conceptions which are not related with each other directly. Even very quickly accumulated sediments can form thin formations and in turn slow sedimentation can give rise to thick sequence of strata (RUKHIN, 1955, 1958).

REFERENCES

- Белоусов, В. В. (1948): Общая геотектоника. Госгеолиздат
Ефремов, И. А. (1950): Тафономия и геологическая летопись. Труды Палеонтологического института Академии наук СССР. 24.
Кузьмин, А. М. (1950): Слой и наложение. Труды Горно-геологического института Зап. сибирского филиала АН. СССР вып. II.
Нехорошев, В. П. (1948): Фациальные особенности нижнего карбона Алтая. Материалы ВСЕГЕИ, общ. серия, сб. 8.
Фивег, М. П. (1954): Однотельности накопления соляных толщ. Труды Всесоюзного научно-исследовательского института геологии т. 29.
Шехтман, П. А. (1941): Геология Среднеазиатского нижнемезозойского угленосного бассейна. Ташкент.
EARDLE, A. J. (1951): *Structural geology of North America*. New-York.
ERICSON, D. B., EWING, M., BRUCE, C., HEEZEH & WOLLIN, G. (1955): *Sediment deposition in Deep Atlantic*. Geol. Soc. Amer. Sp. paper 62.
HOLMES, W. H. (1879): *Fossil forests of the volcanic Tertiary formations of the Yellowstone National Park*. Bull. U. S. Geol., geol. Survey Terr. 5.
KAZAKOV, A. V. (1939): *The phosphorites and geological factors of deposits formation*. Trans. of the Scient. inst. of fertilizers and insectofungicides 145.
KLUSEMANN, H. (1933): *Begrabene Wälder im Ruhrkohlenbecken*. Natur und Volk, Bd. 84
MUELLER, A. H. (1953): *Über die Bildungsgeschwindigkeit der Schreibkreide und die sich ergebenden Schlüsse*. Geologie, Jg. 2, n. 1.
PETTIJOHN, F. J. (1949): *Sedimentary rocks*. New York.
REVELLE, R., BRAMLETTE, M., ARREBENIUS, G. & GOLDBERG, E. D. (1955): *Pelagic sediments of the Pacific*. Geol. Soc. America. Sp. paper 62.
RICHTER-BERNBURG, G. (1955): *Über salinäre Sedimentation*. Ztschr. deutsch. geol. Ges. 105, Th. 4, 1953.
RUKHIN Z B. (1958) *Grundzüge der Lithologie*. Berlin
ROUKHINE, L. B. (1955): *Bases de la Lithologie (Etude des formations sédimentaires)*. Ann. Cents. d'Etudes docum. paléont. n. 9, fasc. 1-3.
SCHUCHERT, CH., & DUNBAR, C. O.: A textbook of geology, pt. 2, Historical geology, 4 ed., New York.
SCHROK, R. R.: *Sequence in layered rocks*. New York, Toronto, London.

35. – S. G. SARKISYAN (Petroleum Institute, Academy of Sciences of the USSR Moscow): **A survey of petrographical and mineralogical investigations by the oil, industry of the USSR.** With 4 Tables in the Text.

SUMMARY

The Oil Industry of the USSR makes wide use of mineralogical investigations, because they solve its urgent practical and theoretical problems. These investigations consist in the examination of the substantial composition of rocks, the determination of their collecting properties, the correlation of cross sections and in the reconstruction of the paleogeography and time when they were formed. These investigations resulted in establishing the agents which exert influence on the formation, transfer and sedimentation of detrital minerals in the geosyncline and platform regions. A schedule has been developed which allows to find out the specific process of sedimentation of oil-bearing deposits which were formed under different geological conditions.

Mineralogical investigations are widely used in the oil industry of the USSR because they solve its practical and theoretical problems. At their first stage of development, mineralogical works had very narrow problems of investigating the composition of oil-bearing sediments and the correlation of sequences. At present mineralogical methods are called to solve wider problems, including paleogeography of the epoch during which the principal oil-bearing fields were formed. Mineralogical methods solve practical problems such as the determination of reservoir conditions of oil-bearing rocks, their porosity, permeability and petroleum yield.

The principal sediments on which the oil industry of the USSR is based are the Devonian, Carboniferous and Permian in the Ural-Volga Region, the Tertiary sediments in the Azerbaijan Republic and Krasnodar Territory, the Tertiary and Mesozoic sediments in Grozny, Daghestan and North Osetia, the Tertiary sediments in the Turkmenian Republic, the Mesozoic and Permian-Triassic sediments in the Emba Region, the Mesozoic and Tertiary sediments in the Fergana Valley, the Tertiary sediments in Sakhalin Island and the west Ukraine, etc. In all the oil-bearing regions we usually examine the material composition of rock: the size distribution of sediments, mineralogical composition and typomorphic features of the terrigenous, authigenous and argillaceous minerals, the determination of reservoir rock characters, the correlation of oil-bearing sequences and oil-promising sediments and, finally, the reconstruction of the paleogeography of the epoch in which they were formed.

The detailed petrographical and mineralogical investigations carried out in the oil-bearing provinces situated both in the geosyncline and platform regions, as well as the study of the present day sediments make it possible to reveal the agents which affect the formation, transport and sedimentation of terrigenous minerals.

Which of these agents (Table 1) are guiding? Firstly, it is probably the character of parent rocks, and, secondary, the geotectonic conditions; the latter, to this or that degree, determine geomorphology of the region and its climatic conditions. One cannot but note that many geologists attach a great importance to the geotectonic agent and almost completely disregard the significance of the character of parent rocks. The geotectonic agent undoubtedly plays an important role in the formation of detrital rocks; but one cannot underestimate the influence of the character of parent rocks.

Table 1. *Agents which affect the formation of terrigenous minerals*

PLATFORM	GEOSYNCLINES
1. Composition of parent Rocks	
Crystalline rocks of shield foundations (gneisses, granites, basic igneous rocks and crystalline schists). More ancient sedimentary rocks of the platform and adjacent folded areas. Volcanic rocks of adjacent regions. Disintegration products of the whole above complex of rocks were not reworked at once, but passed a considerable way to the platform and contain concentrations of stable minerals (quartz, tourmaline, garnet).	Volcanic lavas and intrusive rocks, as well as sedimentary and igneous rocks of the inner uplifts. As a result of their disintegration a complex is being formed which is distinguished by comparatively low stability of the minerals feldspars, pyroxene, hornblendes.
2. Geotectonics	
The rise of the earth crust in the erosion area. The speed of these movements and their relation.	Intensive earth crust shifts and volcanic activity.
3. Geomorphology	
Cently sloping peneplain with feebly dismembered relief.	Strongly dismembered relief.
4. Climate	
Comparatively uniform climate over vast territories. The possibility of long chemical weathering is not excluded. Sometimes the dominance of physical weathering is possible.	Climatic zonality in conformity with the relief. Chiefly physical weathering.
5. Volcanic action	
Feebly manifested. Indirect influence due to material transfer from adjacent folded zones.	Strongly manifested.

Now we discuss which agents affect the transfer of terrigenous minerals in a fluvial medium (Table 2).

Of all the agents which affect the detrital minerals during their transfer the most important are the hydrodynamic conditions of flowing waters, which depend on the tectonics, and partially the chemism of the medium.

Now we discuss the agents which affect the distribution of detrital minerals and the formation of autigenous minerals in the seas of platform and geosyncline regions (Table 3).

Among the principal agents of Table 3, which affect distribution of terrigenous minerals on the bottom of a basin, the most important are the bottom relief and connected hydrodynamic conditions of the sea.

In the formation of syngenetic minerals a great role is played by the hydro-chemical conditions of the basin, by organic realm and partially by submarine

Table 2. *Agents which affect terrigenous minerals during transfer*

PLATFORM	GEOSYNCLINES
I. Water Medium	
1. Geotectonics	
Feeble movements	Frequent and strong movement
2. Geomorphology	
Comparatively weak variation of the gradient. Feebly dismembered relief.	Strong variation of the gradient of water currents. Strongly dismembered relief.
3. Hydrodynamic Conditions of flowing Waters	
Slow and long way of transfer; good sorting. Sand, silt and argillaceous rocks with sub-angular and well rounded forms of grains.	Fast transfer; short ways of transfer; bad sorting. Coarse detrital and sand-silt rocks with angular forms of grains. Sometimes argillaceous rocks.
4. Chemism of the medium	
Great influence of the composition of detrital minerals due to their slow transfer and burial. Large-scale development of new formed minerals.	Comparatively weak influence on the composition of minerals due to their fast transfer and burial.
5. Climate	
Strong influence on the composition of minerals due to their slow transfer.	Comparatively weak influence on the composition of minerals due to their fast transfer.
II. Air medium	
Long way transfer.	Short way transfer.

volcanic eruptions (Table 3). Among them decisive role in the formation of syngenetic minerals in a water medium is played first of all by the hydrochemical conditions (salinity, rH and pH) and then the biogenetic agent.

Of great importance in the formation of diagenetic minerals are the tectonic processes, hydrochemical conditions as well as the character and composition of the sediments (Table 3).

So the tectonic processes and, as a consequence, the change in physical and chemical conditions as also the character and composition of the sediments themselves play an important role in the formation of diagenetic and other new formed minerals.

Much work is being done in the USSR in the field of paleogeographical investigations.

The Table herewith enclosed gives a schedule of such investigations establishing the source area and ways of transfer of the detrital material, determining also the character of the transfer medium and the reconstruction of the environment of sedimentation (Table 4).

Table 3. *Agents which affect distribution of terrigenous minerals in the basin and formation of new minerals*

PLATFORM	GEOSYNCLINES
I. Detrital minerals	
1. Bottom relief	
Comparatively smooth relief, constant lithological composition of rocks, a complex of stable minerals. As an exception one can find a complex of dark coloured minerals (if the detrital materials were brought from the nearest geosyncline region).	Dismembered relief (submarine mountain ranges—the Cordilleras, underwater and above-water islands); strong lithological changeability of rocks; diverse lithological composition of rocks.
2. Hydrodynamic conditions	
Comparatively constant but not rapid underwater currents. Comparatively weak influence of river streams emptying into the basin (with rare exceptions when the detrital material is brought from folded areas).	Rapid currents in the upper layers of water and often stagnant water at the bottom mostly of local character. Strong influence of river streams on the distribution of detrital minerals near the river mouths as parts of the basin.
3. Climate	
Strong influence on the appearance of detrital minerals due to their slow sedimentation on the bottom of the basin.	Weak influence on the character of detrital minerals due to their rapid burial.
4. Hydrochemical conditions	
Strong influence of chemical disintegration (rH and pH) on the detrital minerals.	Comparatively weak influence of chemical disintegration (rH and pH) on the detrital minerals due to their high rate of accumulation.
II. Syngenetic minerals	
1. Hydrochemical conditions	
Formation of rather uniform minerals at constant salinity, rH and pH, and gas conditions. Halmyrolisis.	Formation of various minerals at different salinity, different rH and pH, and different gas conditions.
2. Climate	
Strong evaporation of water and precipitation of new formed minerals over vast areas and of relative considerable thickness.	Evaporation of water and local precipitation of new formed minerals (in marginal trough).
3. Biogenic agent	
The influence of vital activity of organisms (and bacteria) on the composition of sediments and on the formation of new minerals.	
4. Submarine volcanic phenomena	
Weak influence.	Strong influence supplying new minerals.
III. Diagenetic minerals	
1. Geotectonics	
Comparatively weak influence on diagenesis.	The movements change the physical and chemical conditions of the basin and contribute to the formation of new minerals.
2. The character and composition of sediments	
Secondary processes (recrystallization, leaching, dolomitisation, fluorization, calcitization) with formation of new minerals, particularly various pseudomorphs, and alteration of the appearance and composition of detrital minerals.	

Table 4. *Paleogeographical Investigations Must*

Reconstruct the Source Areas and the Ways of Transfer of Detrital Material

This Task Implies a Solution of the Following Problems:

I. *The Location of Mountains and the Ways of Transfer of Detrital Material Are Established by Means of*

1. determining the orientation of pebbles and sand material;
2. investigate the direction of the dip of cross bedding;
3. finding out the textural features of rocks (areal distribution of rocks of different granulometric composition);
4. determining the petrographic composition of pebbles, the composition of terrigenous minerals and their paragenetic association;
5. investigating the change of the form of pebbles and sand particles in space.

II. *The Altitude and Relief of Mountain Structures Are Established by Means of*

1. calculating the volume of sediments (thickness multiplied by the area of extension of the sediments);
2. measuring the size and examining the form of pebbles and the form of sand particles;
3. determining the textural features of rocks (sorting of the material).

III. *The Composition of Parent Rocks Is Established by Means of*

1. finding out the petrographic composition of pebbles and fragments of fractions;
2. determining the composition of terrigenous minerals, their paragenetic associations and their typomorphic features.

IV. *The Sequence and Rate of Erosion of the Massives Which Make up Mountains (the Character of Tectonic Movements) Are Established by Means of*

1. finding out the sequence in the change of a complex or terrigenous minerals and their paragenetic associations in time (in a column) and in space (in the area);
2. comparing the complex of terrigenous minerals and paragenetic associations with parent rocks which make up the massives of mountains;
3. calculating the thickness of sediments.

V. *The Climate of the Source Area Is Established by Means of*

1. determining the composition of spore pollen and other plant remainders as well as of land fauna;
2. determining the character and composition of the crust of weathering;
3. studying the colouration of rocks;
4. revealing the degree of intactness and disintegration of terrigenous minerals.

Determine the Character of the Transferring Medium of Detrital Material

This Task Implies a Solution of the Following Problems:

I. *The Conditions of Transferring Medium Are Established by Means of*

1. finding out the structure of rocks (the character of bedding);
2. examining the surface of the grains (ground, polished, rough, transparent, dull);
3. determining the textural features of rocks (sorting of the material);
4. revealing the degree of intactness or disintegration of terrigenous minerals;
5. determining the composition of new formed minerals.

II. *Strength and Rate of the Transferring Medium Is Established by Means of*

1. determining textural features of rocks: the size of grains pebbles and study of their form;
2. finding out the degree of intactness or disintegration of terrigenous minerals.

Determine the Areas and Conditions of Accumulation

This Task Implies a Solution of the Following Problems:

- I. *The Boundaries of the Accumulation Area Are Established by Means of*
 1. analysing the boundaries of the present day distribution of the sediments in question (analysis of a geological map);
 2. determining the relationship of different facial zones in space (including lithological composition of rocks);
 3. examining the structure of rocks (direction of the dip of cross bedding);
 4. determining the orientation of pebbles, sand particles and fragments of organic fossils.
- II. *The Character of the Accumulation Medium (Water, Land) Is Established by Means of*
 1. examining the organic fossils (fauna, flora);
 2. revealing structure of rocks: the character of bedding the presence of concretions and their composition, the presence of ripple marks, mud cracks on the bottom;
 3. determining the composition of autigenous (singenetic) minerals, including a cementing substance;
 4. finding out textural features of rocks (relationship of the contents of granulometric fractions).
- III. *The Genetic Type of the Basin (Marine, Lacustrine, Lacustrine-Swamp) Is Established by means of*
 1. determining the composition of the fauna and flora;
 2. examining the structure of rocks (the character of bedding);
 3. finding out the presence of autigenous (singenetic) minerals;
 4. determining the textural features of rocks (relationship of the contents of granulometric fractions of the material)
- IV. *The Geotectonic Peculiarities of the Basin (Platform, Geosyncline, Intermountain) Are Established by Means of*
 1. determining the constancy of lithological and facial complexes and their thickness in space;
 2. determining the composition of terrigenous minerals and their paragenetic associations;
 3. finding out the presence of volcanic material;
 4. determining the composition of autigenous minerals.
- V. *The Relief of the Basin Bottom Is Established by Means of*
 1. determining the constancy of the lithological composition of rocks;
 2. finding out the textural features of rocks (the size of grains, the character of their distribution on the bottom of the basin);
 3. finding out the change in the composition of terrigenous minerals and of their paragenetic associations.
- VI. *The Composition of Rocks on the Bottom of the Basin Is Established by Means of*
 1. examining the succession of stratifications and the composition of rocks in the sequence and the change of rocks in space;
 2. determining the composition of terrigenous minerals and of their paragenetic associations;
 3. finding out the textural features of rocks (the size of grains).
- VII. *The Depth of Basin Is Established by Means of*
 1. studying the change in the types of rocks in space (terrigenous, argillaceous, carbonate, sulphate, halogenic);
 2. determining of organic fossils (fauna and flora);
 3. finding out the structure of rocks (the character of bedding, the presence of ripple marks);
 4. determining the composition of autigenous (singenetic) minerals.
- VIII. *The Direction and Strength of Currents in the Basin Are Established by Means of*
 1. determining the orientation of pebbles, sand particles, organic fossils;
 2. examining the structural features of rocks (the direction of the dip of cross bedding);
 3. finding out textural features of rocks (the size and form of grains, their distribution on the bottom of the basin).

IX. *The Temperature Conditions of a Basin Are Established by Means of*

1. revealing the presence of carbonate siliceous and other rocks;
2. determining the character of organic fossils (fauna and flora).

X. *The Gas Conditions of a Basin (Degree of Acidity of the Medium) Is Established by Means of*

1. finding out the presence and character of organic fossils (fauna, flora);
2. revealing the presence of iron sulphides, iron hydroxides, glauconite etc.;
3. determining the composition of argillaceous minerals;
4. finding out the presence, composition and character of carbonates;
5. determining the composition of the products of submarine volcanic eruptions;
6. revealing the presence of organic material (including organic carbon).

XI. *The Salt Composition of Water Is Established by Means of*

1. determining the composition of organic fossils (fauna and flora);
2. revealing the presence of carbonate, sulphate and halogenous rocks;
3. examining the composition and typomorphic features of singenetic minerals and the sequence of their origin (crystallization);
4. examining the composition and typomorphic features of argillaceous minerals;
5. finding out the degree of intactness of unstable terrigenous minerals;
6. examining the colouration of rocks and finding out the conditions of its origin.

XII. *The Accumulation Rate of Sediments (the Character of Tectonic Movements) Is Established by Means of*

1. calculating the thickness of separate parts of the sequence and their changes in space with account of lithological composition of the sediments;
2. finding out the degree of intactness of unstable minerals and the presence of autigenous (singenetic) minerals;
3. examining the structural features of rocks (the character of bedding);

4. investigating the textural features of rocks (sorting of the material).

XIII. *The Breaks in Accumulation of Sediments Are Established by Means of*

1. revealing the presence of an ancient crust of weathering;
2. examining the character of the surface of the layers (irregularity, roughness, mud cracks, vestiges of animal, creeping ripple marks);
3. investigation of the paleontological sequence and evolutionary development of faunal assemblages;
4. analysis of the mineralogical composition (i.e. concentration of some heavy minerals in the contact zones).

XIV. *The Character of Diagenetic and Epigenetic Processes Is Established by Means of*

1. investigating the sequence of origin of autigenous minerals and finding out their diagenetic and epigenetic differences;
2. revealing the presence of streaks noddles, concretions, their composition and origin;
3. revealing the signs of recrystallization of rocks, of mutual transition of rocks into each other, of the presence of growths on the grains of terrigenous minerals;
4. investigating the changes in the character of the surface of the sandy and coarser particles (rupture vestiges, etc.);
5. determining the composition of argillaceous minerals and the sign of their recrystallization;
6. investigating the bituminous material and determining the period in which it was formed.

XV. *The Climate Is Established by Means of*

1. determining the composition of organic fossils (fauna and flora);
2. revealing the presence of carbonate, sulphate and halogenous rocks;
3. determining the composition of argillaceous minerals;
4. examining the composition of autigenous (singenetic) minerals and the sequence of their formation;
5. finding out the changes in the appearance and composition of terrigenous minerals.

The given schedule of paleogeographical investigations is most complete and allows to closely show the conditions in which sedimentary deposits, including oil-bearing rocks, are formed.

The paleogeographical maps which were made on the basis of this schedule show the dynamics of sedimentation processes.

In the zone of source areas the maps show the ancient altitude of ridges, the character of the relief and the succession of erosion on separate massives which make up mountains.

In the zone where detrital material is transferred the maps show not only ancient streams or air flows, but also the rates and strength of the transporting medium.

In the zone where sediments are accumulated the maps show not only the contours of the ancient basin (or land areas) but also the direction and rate of currents, basin bathymetry, hydrodynamical and hydrochemical conditions, rate of sedimentation possibilities of accumulation of organic material and other characteristics.

Finally, the maps show diagenesis and epigenesis which are very important for the formation of sedimentary rocks, for the transformation of organic material into bitumen and for the variation of reservoir rock characters. A study of these processes is of vital importance for petroleum geology.

The modern paleogeographical investigations should make wide use of detailed stratigraphical, geotectonic, geochemical, paleoecological, paleophytological and bitumenological data, because all these data are necessary for the reconstruction of a full picture of the geological history.

36. – EUGEN und ILSE SEIBOLD (Tübingen): **Kalkbankung und Foraminiferen.**
Mit 7 Textfiguren.

Zusammenfassung

In den Bankkalken des Unteren Malm Süddeutschlands und des Schweizer Jura zeigen manche Foraminiferenarten eine deutliche Abhängigkeit vom Kalkgehalt. Es werden dazu Beispiele für unterschiedliche Häufigkeiten der Verbreitung und Grössen gegeben. Daraus wird geschlossen, dass die Kalk/Mergel-Bankung primär angelegt worden ist und sekundäre Anlösung oder nachträglicher Transport keine Rolle spielen können.

Vorbemerkungen

Ein sicherer Beweis, wie die Kalk/Mergel-Bankung zustande kommt, steht trotz vieler Ansätze noch aus. Zudem ist immer wieder der Einwand zu vernehmen, dass die Abfolge solcher Bänke gar kein primäres Bild der Sedimentation vermittelt, sondern durch sekundäre Vorgänge entstanden sei. Hierher gehören die Vorstellung, dass partielle Anlösung oder Auslaugung aus einem ursprünglich mehr oder weniger homogenen Sediment eine Bankfolge herausarbeitet oder die Annahme, dass abgesetzte Lockermassen langsam übereinander wegwandern, bis sie an den tiefsten Stellen eines Sedimentationsraumes zur Ruhe kommen.

Dieser Einwand wird im folgenden anhand der Foraminiferenfauna in gebankten Kalken geprüft. Es soll damit gezeigt werden, dass manches rein sedimentologische Problem auch, in vereinzelt Fällen vielleicht nur, durch mikropaläontologische Methoden behandelt werden kann.

Wenn es in unserem Fall in diesen Faunen klare Beziehungen zum Kalkgehalt des Sediments geben sollte, so darf gefolgert werden, dass dieser ein primärer Zug desselben ist und nachträgliche Änderungen durch Lösung oder Transport belanglos sind.

Als Beispiel werden Ablagerungen des epikontinentalen, oberjurassischen Meeres am Nordrand der Tethys herangezogen. In ihm lebten praktisch nur benthonische Foraminiferen, da planktonische Formen, «Globigerinen», fast ausschliesslich an der Grenze mittlerer/oberer Jura gefunden wurden. Es handelt sich dabei um Bankkalke, deren vertikale Abfolge oft in viele Kilometer voneinander entfernten Aufschlüssen bis in jede Einzelheit übereinstimmt. Die damit angezeigten, extrem ruhigen Sedimentationsbedingungen verraten sich auch in der Einbettung – mitunter stehen Belemnitenrostren vertikal – und Erhaltung der Fossilien, wie im fast völligen Fehlen klastischer Quarze. Nur zwei Komponenten bestimmen danach den Charakter dieser Schichtfolge im unteren Malm: der Kalk- und Tongehalt.

Um diese «reinen» Versuchsbedingungen zu erhalten, müssen Gebiete ausgeschlossen werden, in denen Verschwammung vorliegt. Hier können Sonderinflüsse die Faunen verändern. Zudem werden die Werte für den Kalkgehalt durch viele organische Reste gestört. In der Bankfazies sind diese nach Auszählung dagegen nur mit rund 1%, wohl selten mehr, beteiligt, die Foraminiferen mit Bruchteilen eines Promille. Schwamm-Gebiete können leicht ausgeschaltet werden, teils schon nach dem Aussehen des Gesteins, teils nach der Fauna, die dann Leitformen für Schwammfazies enthält.

Schwieriger ist es, in den restlichen Bankproben solche auszuscheiden, die eine Verfrachtung der benthonischen Organismen anzeigen. Bei niedrigen Kalkgehalten wäre indessen eine solche bei der ausgezeichneten Erhaltung der Mikrofossilien gut zu erkennen. Bei höheren liegen dagegen vielfach Gehäuse vor, die Spuren von Anlösung, Verkrustung, vielleicht auch von Abrollung zeigen, so dass sie – in seltenen Fällen – keine echten Lebensgemeinschaften, sondern Zusammenschwemmungen darstellen mögen. Gegen diese Möglichkeit dürfte sprechen, dass die Faunen stets Elemente aller Grössenordnungen enthalten. Ausserdem mussten aus technischen Gründen Proben untersucht werden, die stets einige Zentimeter mächtig sind, also ohnehin einen Durchschnitt der Verhältnisse liefern, bei dem Zufälligkeiten eliminiert werden.

Schliesslich eignen sich für unsere Fragestellung nur «Durchläufer», das heisst Formen, die in allen untersuchten Schichten in regionaler wie stratigraphischer Hinsicht vorkommen. Es könnte sonst zum Beispiel ein phylogenetisches Grössenwachstum einer Foraminifere, das Aussterben oder Einsetzen einer Art, die Beschränkung einer solchen auf den tethysnahen Bereich oder ähnliches die Beziehung Fauna-Kalkgehalt überlagern.

Diese Einengungen wurden nun an einem Material vorgenommen, das mit anderer Fragestellung in den letzten sechs Jahren mit Unterstützung der Deut-

schen Forschungsgemeinschaft vom Schweizer Jura bis in die östliche Frankenalb gesammelt werden konnte. Es wurden dazu 223 Proben aus dem Dogger zeta bis Malm gamma (Callovien bis Kimmeridge) ausgewertet. Die ausführliche Beschreibung der rund 120 Arten und deren stratigraphische, regionale und fazielle Verteilung soll im Neuen Jahrbuch für Geologie und Paläontologie (Stuttgart) veröffentlicht werden. Im folgenden werden zudem nur einige Beispiele für den hier interessierenden Zusammenhang herausgegriffen.

Häufigkeit und Kalkgehalt

Eine grosse Zahl dieser Arten zeigt keine Beziehung zum Kalkgehalt des Sediments. *Lenticulina (Astacolus) irretita* (SCHWAGER) (1865, S. 123, Taf. 5, Fig. 11) kommt nach Fig. 1¹⁾ beispielsweise in Mergeln von unter 40% bis in mergelige Kalke von über 85% «sehr selten» bis «nicht selten» vor. Bis rund 80% hinauf reichen Proben mit bis zu 25 Exemplaren («sehr häufig»), bis 75% solche mit mehr als 50 Exemplaren («massenhaft»). Alle Häufigkeitsstufen streuen also von niedrigsten bis zu höchsten Kalkgehalten, ein Verhalten, das auch mit einer Reihe weiterer Foraminiferen belegt werden könnte.

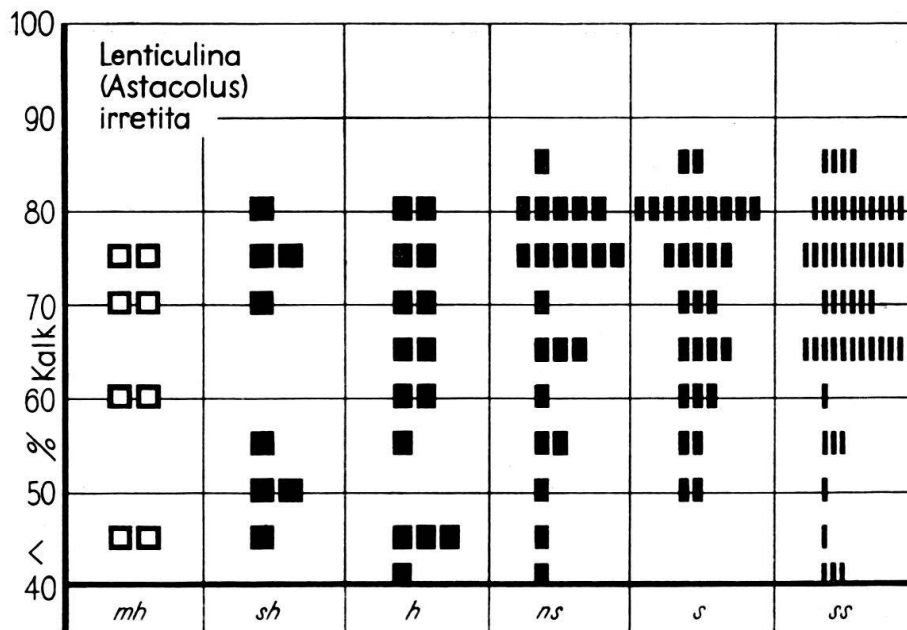


Fig. 1. *Lenticulina (Astacolus) irretita* (SCHWAGER) kommt bei jedem Kalkgehalt vor. Unterer Malm in Süddeutschland und im Schweizer Jura.

Im allgemeinen häufen sich jedoch Arten wie Individuen in tonreicheren Proben, treten in tonärmeren zurück. Dies gilt ausgeprägt für eine ganze Gruppe, die kieselig agglutinierten Foraminiferen, von denen in Fig. 2 wenigstens 3 Arten aufgeführt sind. In keiner Probe über 70% Kalk konnten mehr als jeweils 10 Exem-

¹⁾ In allen Abbildungen bedeuten «massenhaft» (mh) = über 50 gefundene Exemplare pro Sedimentprobe, «sehr häufig» (sh) = 25–50, «häufig» (h) = 11–25, «nicht selten» (ns) = 6–10, «selten» (s) = 3–5, «sehr selten» (ss) = 1–2.

plare der *Trochammina depressa* LOZO (1944, S. 552, Taf. 2, Fig. 4–5) gefunden werden. Bei *Proteonina compressa* PAALZOW (1932, S. 90, Taf. 4, Fig. 3) gilt dies schon für 60%, bei *Ammobaculites subcretaceus* CUSHMAN & ALEXANDER (1930, S. 6, Taf. 2, Fig. 9, 10) schon für 50%.

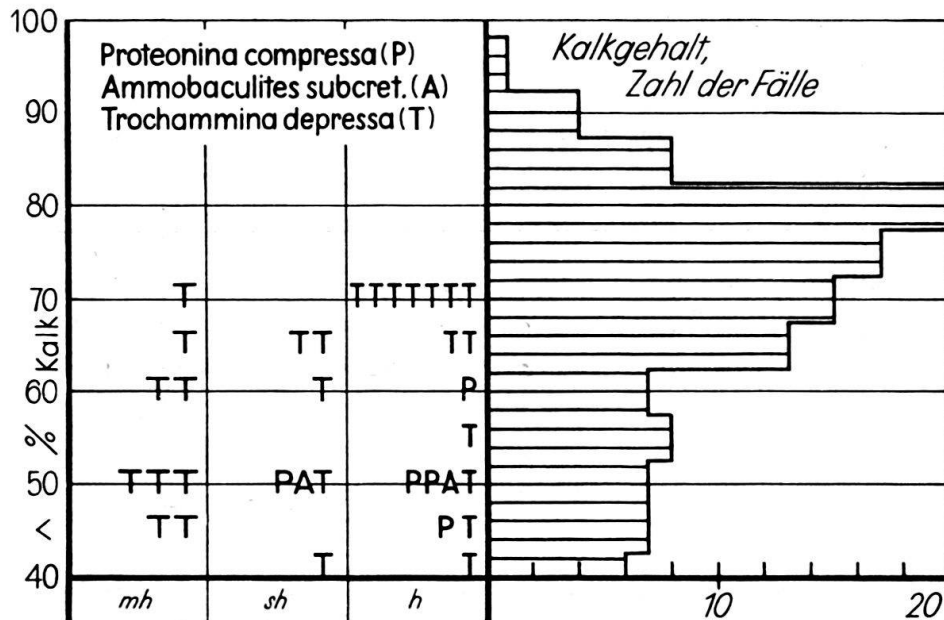


Fig. 2. Kieselig agglutinierte Foraminiferen häufen sich im kalkärmeren Sediment (links). Dies ist (rechts) nicht darauf zurückzuführen, dass vorwiegend kalkarme Sedimentproben bearbeitet wurden: Besonders häufig waren im Gegenteil in den hier ausgewerteten Bankkalken Werte um 80% Kalkgehalt. Unterer Malm in Süddeutschland und im Schweizer Jura.

Man könnte nun einwenden, dass eben höhere Kalkgehalte bei den von uns entnommenen Proben zurücktreten. Das Gegenteil ist jedoch nach der rechten Hälfte der Abb. 2 der Fall, in der die Kalkgehalte der Bankfazies zusammengestellt sind: Der Schwerpunkt liegt sogar höher als die genannten Werte, bei 80%.

Ganz ähnliches gilt für *Brotzenia parastelligera* HOFKER (1954, S. 180, Abb. 4–6), die nur unter 50% Kalkgehalt «massenhaft» vorkommt, bei 75% allerdings noch einmal «häufig» auftritt. Das Schwergewicht der Häufigkeitswerte liegt aber auch hier im unteren Teil des Diagramms (Fig. 3), bei den niedrigen Kalkgehalten.

Dieser Zusammenhang «niedriger Kalkgehalt = reichere Mikrofauna» muss jedoch bei unserer Fragestellung ausgeklammert werden, denn er besteht zwar fast allgemein, wird aber vielleicht von ganz anderen Faktoren mit beeinflusst. Bei einer früheren Untersuchung von Bankkalken Württembergs (E. & I. SEIBOLD 1953) hatte sich schon gezeigt, dass im mergeligeren Malm alpha und gamma die Arten- und Individuenzahl der Foraminiferen wesentlich höher liegt als in dem kalkigeren Malm beta. Mehr noch, die Kalkgehalts- und Artenzahlkurven sind – mit einigen Ausnahmen – auch gegenläufig, wenn man einzelne Bänke miteinander vergleicht. Es wurde schon damals darauf aufmerksam gemacht, dass dies kein in unserem Sinn echter Zusammenhang zu sein braucht, da hoher Kalkgehalt die Aufbereitung erschwert und damit automatisch die Ausbeute an Mikrofossilien verringert. In einem Teil dieser Profile scheinen zudem die kalkreicheren

Partien schneller sedimentiert worden zu sein als die Mergelzwischenlagen, so dass gleich mächtige Proben in den Mergeln wiederum mehr organische Reste erbringen müssen.

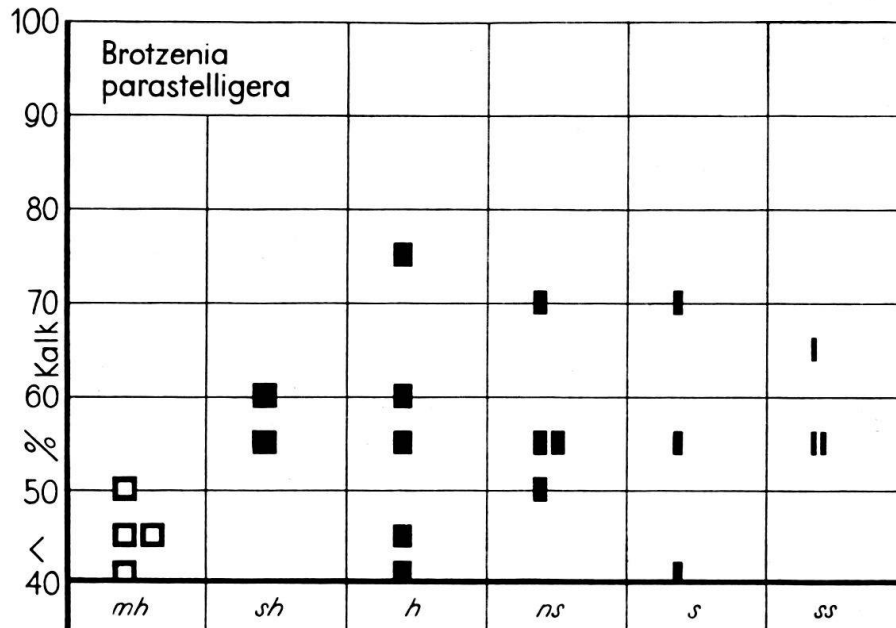


Fig. 3. *Brotzenia parastelligera* HOFKER kommt bevorzugt bei niedrigem Kalkgehalt vor. Unterer Malm in Süddeutschland und im Schweizer Jura.

Entscheidend ist danach die letzte Gruppe. Gegen die erwähnte allgemeine Tendenz kommen nämlich auch Arten vor, die nur bei hohem Kalkgehalt auftreten oder dort häufiger sind. *Saracenella tricarinata* n. sp.²⁾ wurde zum Beispiel

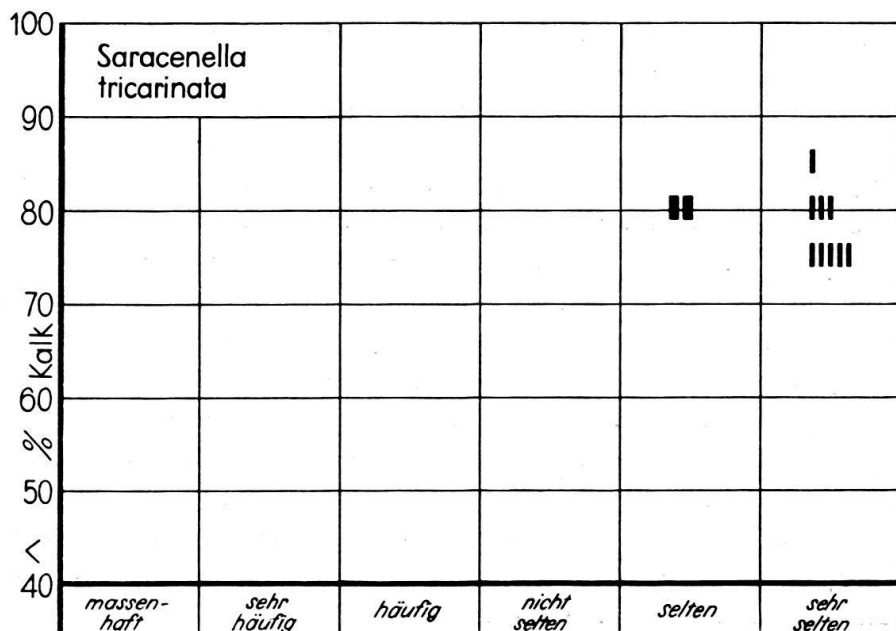


Fig. 4. *Saracenella tricarinata* n. sp. als Form, die selten, dann aber nur bei hohem Kalkgehalt auftritt. Unterer Malm in Süddeutschland.

²⁾ Ausführliche Beschreibung in der oben erwähnten grösseren Veröffentlichung.

in Proben unter 70% überhaupt nicht gefunden (Fig. 4). Doch könnte man deren seltenes Auftreten beanstanden.

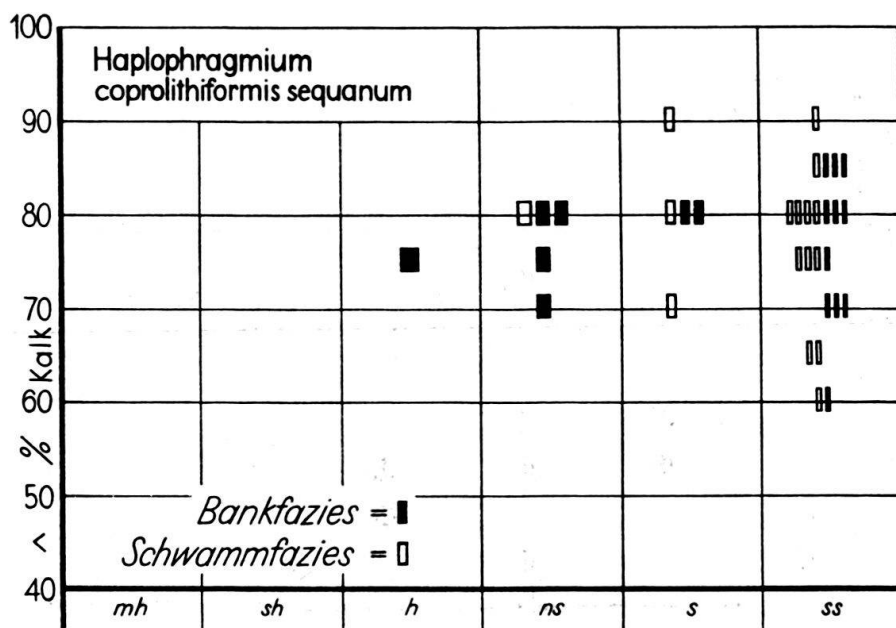


Fig. 5. *Haplophragmium coprolithiformis sequanum* (MOHLER) häuft sich in Sedimentproben mit 70–80% Kalkgehalt, sowohl in Bank- als auch in Schwammfazies. Unterer Malm in Süddeutschland und im Schweizer Jura.

Häufiger ist etwa *Haplophragmium coprolithiformis sequanum* (MOHLER) (1938, S. 11, Taf. 3, Fig. 1–7), das sich deutlich bei Werten um 70–80% drängt (Fig. 5).

Die verbreitete *Lenticulina* (*Planularia*) *tricarinella* (REUSS) (1863, S. 68, Taf. 7, 9, 12, Fig. 2–4) streut zwar etwas stärker (Fig. 6), zeigt jedoch durchaus dieselbe Tendenz. Über $\frac{1}{3}$ der 321 gefundenen Stücke kommt in Proben zwischen 73 und 77% Kalk vor, über $\frac{2}{3}$ zwischen 68 und 82%. Zu der Häufung der Gesamtstückzahlen in diesem engen Bereich tritt eine solche der Zahlen pro Probe: Nur hier liegen in Fig. 6 Signaturen für «sehr häufig» und – im wesentlichen – für «häufig». Dies trotz der Schwierigkeiten bei der Aufbereitung der härteren, kalkreichen Proben.

Zwischen 70 und 80 % liegt nun nach Fig. 2 auch der Kalkgehalt fast der Hälfte der Bankproben, so dass ein Teil der Häufung der genannten drei Arten bei diesen Prozentzahlen daraus zu erklären sein mag. Entscheidend kann es jedoch nicht sein, da die indifferenten Arten oder die vielen Fälle des betonten Vorkommens der Foraminiferen bei niedrigem Kalkgehalt dagegen sprechen.

So bleibt als erstes Ergebnis, dass zumindest die «kalkfreundlichen» Arten auch bei sehr kritischer Musterung eine deutliche Beziehung zwischen Kalkgehalt und Häufigkeit erkennen lassen.

Grösse und Kalkgehalt

Noch in anderer Weise verrät sich der Einfluss des Kalkgehalts auf die Mikrofauna. Bei manchen Formen fällt auf, dass sie im Malm beta grösser sind als in

den älteren und jüngeren, im allgemeinen kalkärmeren Schichten des Malm alpha und gamma. Nun könnten hierfür paläogeographische Sonderbedingungen verantwortlich gemacht werden. Sie müssten auszuschliessen sein, wenn die Beziehung Grösse-Kalkgehalt nur im Malm alpha und gamma untersucht wird. Fig. 7 zeigt

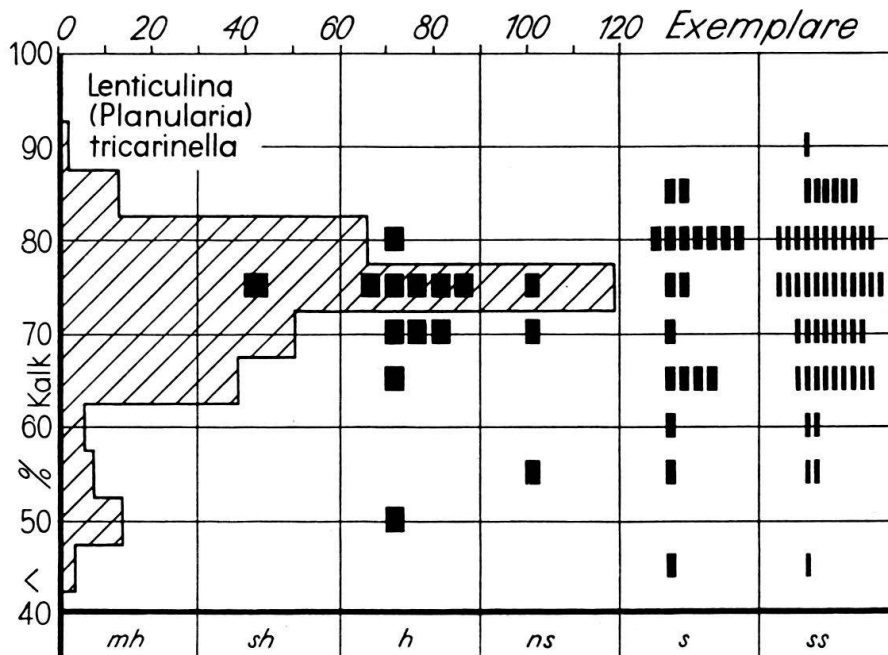


Fig. 6. *Lenticulina (Planularia) tricarinella* (REUSS) ist gleichfalls eine Art, die bei hohem Kalkgehalt bevorzugt vorkommt. Dies gilt (obere Skala) sowohl für die Individuenzahl aus sämtlichen Proben, als auch für die Häufigkeitswerte pro Probe (untere Skala). Unterer Malm in Süddeutschland und im Schweizer Jura.

als Beispiel das Verhalten der *Textularia jurassica* GÜMBEL (1862, S. 228, Taf. 4, Fig. 17a, b). Es wurden dazu nach Möglichkeit unverdrückte Stücke ausgewertet, deren Bau gut zu erkennen ist. Ferner wurde dafür Sorge getragen, dass die Zahl der Kammern und die makro- wie mikrosphärischen Exemplare gleichmässig streuen.

Während die Mittel- und Maximalwerte in den Proben mit Kalkgehalten unter 60% keine regelmässigen Abweichungen zeigen, nehmen sie über 70% ziemlich regelmässig ab. Bei höheren Kalkgehalten ist *Textularia jurassica* demnach kleiner.

Bei einigen andern Foraminiferen scheint das Gegenteil der Fall zu sein, was aber bei der nicht sonderlich reichen Fauna und den vorstehend erwähnten Einschränkungen nur schwer in Diagrammen zu belegen ist.

Schluss

Ein Teil der Foraminiferen-Arten des unteren Malm am Nordrand der Tethys zeigt weder in der Häufigkeit noch in morphologischen Merkmalen Beziehungen zum Kalkgehalt. Viele Arten werden in kalkärmeren Proben häufiger, was aber zum Teil mit der besseren Gewinnung der Stücke aus weichem Material zusammenhängen mag.

Der Rest kommt nur oder doch häufiger in kalkreicheren Bänken vor, dort auch bei gelegentlichen Grössenänderungen der Gehäuse. Diese Gruppe ist für die Feststellung entscheidend, dass hier tatsächlich eine Abhängigkeit Kalkgehalt-Foraminiferenfauna besteht.

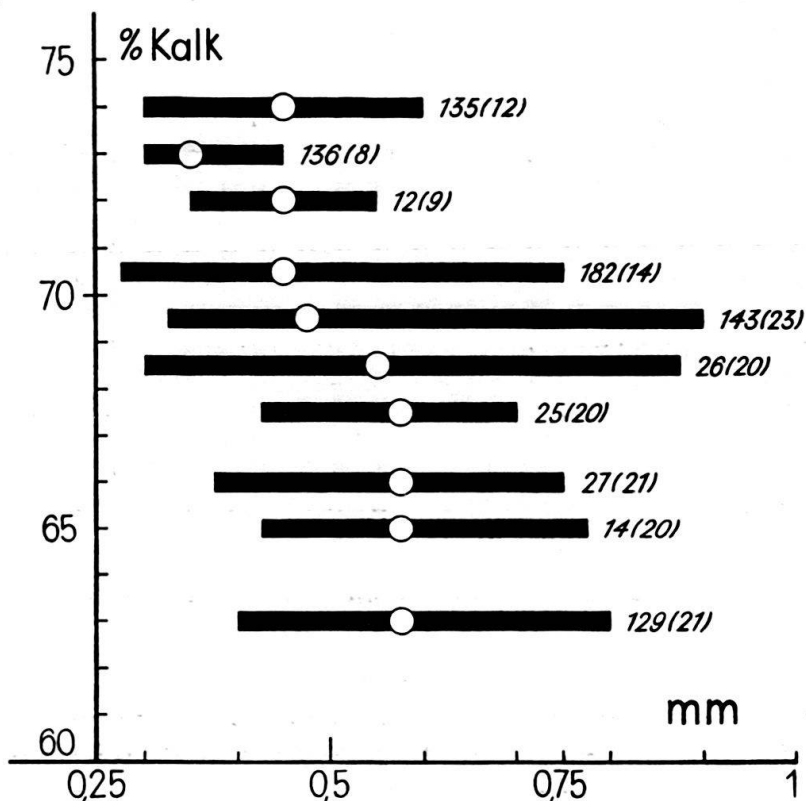


Fig. 7. Die durchschnittliche Länge (o) von *Textularia jurassica* GÜMBEL nimmt bei höheren Kalkgehalten (über 70%) ab. – Zahlen rechts: 135, 136, 129 = Profile Grubingen, Mittlere Alb; 12 = Lägernkette, Schweiz; 182 = Oberhochstadt, Frankenalb; 143 = Essingen, Ostalb; 14, 25, 26, 27 = Stoberg, Westalb. Zahlen in Klammern = Gemessene Stücke. Länge des schwarzen Balkens = Streuung der Länge in mm.

Der Grund für diese Abhängigkeit ist freilich nicht zu ermitteln. Sie ist zweifellos keine direkte, denn Kalk stand zum Gehäusebau sicher in fast allen Fällen reichlich zur Verfügung. Es könnte jedoch an Umwege über die Konsistenz des Meeresbodens, die Wassereigenschaften, schliesslich auch die Nahrung, gedacht werden, Faktoren, die alle das Sediment beeinflussen oder von ihm beeinflusst werden und die sich ausserdem auf die benthonischen Foraminiferen auswirken.

Wenn aber die Häufigkeitswerte einzelner Arten oder gar deren Grösse mit dem Kalkgehalt zusammenhängen, so muss das Sediment schon bei der Ablagerung kalkreicher bzw. kalkärmer gewesen sein. Wenn ausserdem so feine Kalkgehaltsunterschiede wichtig werden können, wie sie in den vorstehenden Diagrammen gelegentlich auftreten, so kann selbst die geringfügigste nachträgliche Durchmischung des Sediments durch Transport ausgeschlossen werden.

In diesen Schichten ist danach die Bankung primär angelegt.

Literatur:

- CUSHMAN, J. A., und ALEXANDER, C. I. (1930): *Some Vaginulinas and other Foraminifera from the Lower Cretaceous of Texas*. – Cushman. Lab. foram. Research Contr. 6, 1, S. 1–10, Ithaca, N.Y.
- GÜMBEL, C. W. (1862): *Die Streitberger Schwammlager und ihre Foraminifereneinschlüsse*. – Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ. 18, S. 192–238, Stuttgart.
- HOFKER, J. (1954): *Über die Familie Epistomariidae (Foram.)*. – Paläontographica, A, 105, 3–6, S. 166–206, Stuttgart.
- LOZO, F. E. JR. (1944): *Biostratigraphic relations of some North Texas, Trinity and Fredericksburg (Comanchean) foraminifera*. – Amer. Midland Nat. 31, S. 552, Notre Dame, Ind.
- MOHLER, W. (1938): *Mikropaläontologische Untersuchungen in der nordschweizerischen Juraformation*. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 60, S. 1–53, Basel.
- PAALZOW, R. (1932): *Die Foraminiferen aus den Transversarius-Schichten und Impressa-Tonen der nordöstlichen Schwäbischen Alb*. – Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ. 88, S. 81–142, Stuttgart.
- REUSS, A. E. (1863): *Die Foraminiferen des norddeutschen Hils und Gault*. – Sitz.-Ber. math.-nat. Cl., K. Akademie Wiss. Wien 46, S. 5–100, Wien.
- SCHWAGER, C. (1865): *Beitrag zur Kenntnis der mikroskopischen Fauna jurassischer Schichten*. – Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ. 21, S. 82–151, Stuttgart.
- SEIBOLD, E. und I. (1953): *Foraminiferenfauna und Kalkgehalt eines Profils im gebankten unteren Malm Schwabens*. – Neues Jb. Geol. u. Paläontol., Abh. 98, 1, S. 28–86, Stuttgart.

37. – MICHAÏL S. SHVETZOV (USSR). **Main types of limestones and their classification.** With 1 table in the text.

A good classification of the varieties of any rock is a generalized summary of information regarding these rocks, providing data on the conditions under which they had been formed, on their composition, structure and properties. That is why it is of great scientific and practical value.

As a basis of a correct classification rightly chosen genetic principles should be placed, permitting to connect the information available about the rock and all its varieties with their different properties, to establish their origin and to determine true relations between them.

Inasmuch as conditions under which different types of rocks are formed are not the same the principles of classifications for different rocks also should be not the same. So, for instance, classification principles for sandstones should considerably differ from the principles used for a classification of biochemical rocks such as limestones.

The best and latest non-Soviet manuals on petrography of sedimentary rocks are 'Sedimentary rocks' by PETTIJOHN and 'Pétrographie des roches sédimentaires' by CAROZZI. However, classifications of limestones in these very good books are not, in the author's opinion, the best possible. Beginning this report with a critical review of these classifications, the author certainly does not want to minimize the importance of these books, but only to discuss some features of these classifications and give greater stress to his ideas on the principles of classifications of sediments, in particular limestone rocks and thus justify his own classification.

In PETTIJOHN's final classification¹⁾ (page 294) limestones are divided into four main groups: 1. 'autochthonous (or accretionary biochemical)' limestones,

¹⁾ Sedimentary Rocks by PETTIJOHN, 1949.

2. 'allochthonous (clastic)' limestones, 3. 'chemical limestones' and 4. 'metasomatic' limestones and related rocks. The features which have been chosen for the division of the main groups of limestones in this classification are heterogeneous. It is not logical to oppose an allochthonous origin to a chemical origin, or a clastic – to a metasomatic one. These are incomparable concepts. Chemical rocks can prove to be both allochthonous and autochthonous; contrasting them is logically wrong. Autochthonous and biochemical origin are also heterogeneous concepts and should not be identified. Rocks of an obvious biochemical origin can be both autochthonous and allochthonous. In fact, PETTIJOHN includes into the group of 'allochthonous or clastic' limestones the main mass of limestones of an obviously biochemical origin (Coquina, encrinite, etc.). Into the same group of clastic or allochthonous rocks are included limestones of a definitely chemical origin – oolitic limestones, the only variety of chemical limestones which merits attention. Nobody has any doubts that oolitic limestones are chemical and not clastic rocks, which is obviously proven by the structure of oolites. Moreover, they can not be regarded as products of transport. Both data on the conditions of their formation and their distribution in rocks and especially in recent sediments (Red Sea, certain small sections on the bottom of the Caspian and Aral seas or Great Salt Lake in USA, etc.) show that they are purely *local* formations, which can originate and accumulate only in strictly definite environments and, owing to their size, weight and looseness do not submit to any kind of distant transportation.

If oolitic limestones are listed among clastic and allochthonous formations, the more unwarranted is the placing of 'pelagic limestones' among 'autochthonous' rocks. In these sediments and rocks even the smallest shells of foraminifers are poorly preserved. Considering that their size and weight are insignificant and that they are living in the upper parts of the thick mass of oceanic water, where strong currents are passing, there can be no doubt that silts and rocks of this type are in their majority 'allochthonous' in a far greater degree than the oolitic and shell limestones.

One can not agree with the placing of crinoid limestones among clastic (allochthonous) rocks as 'limestone sands' (according to CAROZZI²) – even 'microbreccias'). First of all, they are by no means 'clastic': the columnals of crinoid stems that form them are usually unbroken and they are not a result of crushing. They accumulate because after the death of the crinoids their soft parts decompose and the ossicles fall apart. The accumulation of the columnals testifies, probably, to their not having been subjected to a noticeable transportation. If currents arise, the clayey substratum and finer detritus of small shells will be washed out first, while the more massive columnals would accumulate, resisting considerable transportation. In any case these rocks are usually much less 'allochthonous' than 'pelagic silts'.

As to the group of 'metasomatic' limestones in the classification under discussion, it does not unite limestones of a definite origin, but other rocks that have been formed at the expense of a decomposition of limestones. Under a heading of metasomatic limestones, one would expect to find not products of destructed

²) A. CAROZZI. *Pétrographie des roches sédimentaires*, 1953.

limestones, but *limestones originated* at the expense of calcitization of other rocks: dolomites, sandstones. Such rocks are not scarce in nature, at least in USSR are not a rare occurrence, but are absent in the classification under discussion.

The classification suggested by CAROZZI is simpler and evokes fewer objections. CAROZZI divides limestones only into two main groups: 1) biochemical limestones and 2) clastic limestones. However, in this division disappears an undoubtedly existing group: limestones of purely chemical origin (without the participation of organisms), while a lack of coordination in the very basis of the classification is not less evident. Biochemical origin can not be opposed to clastic origin. The first group is segregated on the basis of a creative agent, while the second – turns out to be the product of an agent destroying the primary rock. Especially important is that it remains unclear what the origin of the rocks in the second group has been before they were broken up.

Contrary to PETTIJOHN, CAROZZI correctly places shell limestones, consisting even of broken shells, in the group of biochemical limestones and not in clastic. However, not quite logically, he lists crinoid limestones as clastic rocks. In other cases, he refers some rocks to the clastic group if they contain arenaceous fragmental grains the presence of which, however, could also be explained by the proximity of the coast, by the relief and other specific features of the land. The listing of chemical oolitic rocks among *clastic* is incomprehensible. The inclusion of his 'calcaires grumeleux' and other limestones of this type in the 'clastic' group is not correct because in their majority rocks designated in CAROZZI's paper by this name, are products of chemical processes of granulation and recrystallization.

The author's concepts regarding the types of limestones which should be differentiated and his views on their interrelations are reflected in the classification given below.

The limestones are divided here into three main groups. The first includes limestones that had not been subjected to noticeable changes, and preserved features of their original composition and genesis. They can easily be subdivided into two main types: biochemical and purely chemical including a number of minor varieties. The second group includes limestones which originated from different sediments or rocks subjected later to considerable alterations – mechanical, purely chemical (replacement), or associated with the influence of organismus, but which preserved sufficiently clear traces of their original composition and environments of transformation. The third group, named 'cryptogenic', includes limestones which were usually subjected to such considerable changes that their original composition, conditions of formation and transformation can not be established with any certainty or remain completely unknown. The last two groups, just as the first one, are subdivided into a number of minor varieties. The majority of these varieties is well known, but some are little studied; certain varieties are well known and described, may be only in the Soviet Union.

Amon such rocks 'rhizoidal limestones' of the first group should be mentioned, – a characteristic type of limestones from the Lower Carboniferous of the Russian platform. In some varieties of these limestones, sometimes deprived of organic remains, sometimes with an abundance of whole tests of large brachiopods and

corals, one quite often can see how rhizoids descending from horizontally lying thick roots of stigmarias dichotomously branching, penetrate in the underlying limestones, bend round the tests, leaving on them traces of dissolution. Underlying microgranular and microlaminated limestones devoid of organic remains, are usually characterized by a peculiar undulation (puckering) of their microlayers. The microscope does not show rhizoids but their extremely fine filiform roots, which in their growth bent and often pierced the microlayers of the limestone silt.

Worth noting, also is a wide development in the Soviet Union of dolomite rocks of different age altered into limestones as a result of dolomite replacement by calcite. The same refers to an alteration of sandstones into limestones by a replacement of feldspar and quartz particles by calcite. In these rocks the cement is likewise replaced by calcite. It is worthwhile also to mention, a not sufficiently studied but not rare variety of limestones with very complicated structures formed as a result of a change and sometimes an alternating recurrence of the processes of 'granulation', i. e. crystal decay into micrograins and recrystallization, i.e. the formation of large crystals.

Under a stable predominance of recrystallization processes, any limestone is converted into a homogeneous coarsegrained rock of the marble type. If the processes of granulation are just as predominant, the transformation results in homogeneous micrograined limestones.

If separate elements of the rock (for instance, remains of shells) are subjected to a complete granulation, the rock acquires a lumpy, sometimes clastic appearance. If a fully finegrained rock begins to get recrystallized along minute invisible cracks, the microscope shows that it first gets a singularly quaint patterned structure. A further crystallization results in the formation of a coarsegrained limestone with separate dark lumps (in a transmitted light) segregated on the background of a light coarsegrained mass. Sometimes such a rock acquires the deceptive appearance of limestone gravelite. In those cases, when the rock was subjected subsequently to both processes and especially if this happened repeatedly, its structure becomes exceptionally complicated and fanciful.

Rocks of the last three types in different variations are widely developed in limestone rock masses of the Soviet Union and, what is interesting, they are usually attached to definite horizons.

Limestones may contain:

1) in any amounts admixtures of limestones of other types. So whole-shelly rocks—an admixture of coprogenic material; microgranular limestones—an admixture of oolitic grains. 'Lacustrine marls' are sometimes a mixture of chemical microgranular and whole-shelly limestones, etc. and 2) admixtures of various foreign material: clastic, clayey, organogenic, chemical; or partly be replaced by dolomite, sulphates, phosphates, ferruginous minerals, etc.

There is no reason to introduce into the classification as separate types limestones which contain such admixtures in small quantities, the more so as these admixtures can be found in almost all types of limestones. The presence of such admixtures in big quantities brings about the formation of quite new, special

Table 1

Genetic classification of limestones according to their predominant components

Main genetic groups of limestones	Structural and genetic types	Examples, varieties, specific features
First group. Limestones, which preserved their original composition and texture according to which they can be divided into their primary genetic types	Biohermal and stromatolitic	Coral, bryozoan, algal, etc.
	Whole-shelled	Large-shelled shelly rocks (pelecipods, brachiopods, etc.)
		Fine-shelled limestones (ostracods, foraminifera, etc.)
	Shelly-detrital	Coarsely-detrital (the composition of the detritus is easily determinable in a section)
		Finely detrital (composition of the detritus is practically undeterminable in a section)
	Finegrained (partly)	Chalk (mostly), consisting of coccolitophorids, small foraminifers and the products of their decay
	In the main part obviously chemical (including bacterial)	Limestone tuffs and travertines
		Coarse-pored with impressions of plants
		Crusts, incrustations, stalactites
		Usually non-porous, microlayered with crystals elongated crosswise to the lamination
Second group. Limestones-products of alterations not strong enough to obliterate the main features and composition of the original sediment or rock	Oolitic and pisolitic	Rounded forms, concentric structure
	Microgranular (partly)	Limestones of arid regions, Black Sea limestone silt, rhizoid limestones from the Carboniferous of the Russian platform, etc.
	In the main part products of mechanical disintegration of the original limesediment or rock	Clastic, rounded-granular (Carozzi's 'pseudo-oolitic')
		Consisting of small rounded debris of shells or small fragments of limestones with a granulated surface. Characteristic for platforms and stages of shallowing.
	Coarsely clastic	Consisting of sometimes large and poorly sorted and rounded fragments
	In the main part products of reworking by animals	Coprogenic, sometimes erroneously called 'pseudo-oolitic'
	In the main part products of a chemical replacement of other rocks	Consisting of rounded excrements, built by finegrained calcite
		Limestone of dedolomitization (calcitized dolomites)
	Limestones-products of sandstone calcitization	Usually coarsegrained, sometimes breccia-like. In thin section calcite crystals include corroded rhombohedrons of dolomite. Not rare in USSR
		Consisting of rounded-angular calcite grains, which preserved the shape of the minerals they replaced and the larger outgrown grains. Contain remains of original minerals. Quite often in USSR

Main genetic groups of limestones		Structural and genetic types	Examples, varieties, specific features
Third group. Cryptogenic limestones-products of an intense reworking of the original material, not permitting to establish its main features and condition of formation with any precision.	Recrystallization products without traces of the original structure	Recrystallized with a loss of the original structure	Finely-recrystallized with obscure traces of primary structures
			Sharply recrystallized. Anisometric
			Fully recrystallized equigranular (marbles)
	Microgranular of an undetermined origin	Finely grained homogeneous (partly)	Homogeneous or heterogeneously grained. Some varieties of 'chalk', 'lithographic limestones', etc.
	Mottled or lumpy anisometric products of granulation and recrystallization	'Lumpy' limestones of different types	Patterned product of the first stage of recrystallization along cracks
			'Pseudoclastic' lumpy-product of a far-gone recrystallization
			Limestones of a complicated structure with traces of an alternation of granulation and recrystallization

'mixed' rocks, like combustible slates, sandstones with calcite cement, marls, etc., which can not be regarded as limestones.

The strength of rock cementation, which is of great practical importance, is not introduced into the classification, as virtually all rocks (with the exception, maybe, of the rocks of the last group), can possess a different degree of cementation, which depends upon the rate of weathering, the thickness of the overlying rocks, the time of deposition and the geotectonic character of the region of its formation. Thus, for instance, chalk very loose on the platform, in a geosyncline region (Caucasus), preserving the exact composition (as the thin sections demonstrate), is a firmly cemented stable building stone with a conchoidal fracture.

38. — R. A. SONDER (Zug): **Über die Fazies von Schichtverbänden.** Mit 3 Tabellen im Text.

ZUSAMMENFASSUNG

Der Aufbau der historischen Schichtverbände als Ganzes bildet eine besondere Forschungsaufgabe. Wichtig sind dabei die Schichtung und ihre Ursachen, die zyklische Sedimentation und die Definition des Faziesbegriffes von Schichtverbänden. Es wird gezeigt, dass die epirogene Tektonik auf die Ausbildung der Schichtungsverhältnisse wahrscheinlich einen besonders grossen Einfluss hat, so dass die tektonographische Faziesanalyse auf dieser Basis berufen scheint, zur Grundlage von vergleichenden Faziesbetrachtungen ganzer Sedimentserien zu werden.

Über die Ursachen der Schichtung

Das Studium von Schichtverbänden und das Vergleichen verschiedener Vorkommnisse ist eine besondere Forschungsaufgabe. Vergleiche müssen in erster Linie auf die auffälligsten Faziesmerkmale der Serien abstellen, d. h. auf die Art der Schichtung, auf die petrographischen Wechsel und damit auch auf die prozentuale Anteilnahme einzelner Schüttungstypen am Gesamtaufbau der Serie. Die Frage nach der Ursache der Schichtung und der Schichtwechsel ist oft gestellt, aber sehr verschieden beantwortet worden. Es werden meistens tektonische, klimatische, chemische und biologische Ursachen angeführt, woraus sich die aller- verschiedensten Kombinationsmöglichkeiten ableiten lassen, wie die Schichtung im Detail zu erklären ist. Meistens aber ist die Sachlage so, dass der Einzelfall vieldeutig ist.

Die zyklische Sedimentation

Bei sehr feinen Schichtungen können manchmal jahreszeitliche Repetitionen wahrscheinlich gemacht werden. Wir wollen uns aber nur mit gröberen zyklischen Bankungserscheinungen befassen. Bei solchen Zyklen können verschiedene Bautypen gefunden werden. Statistisch dominierend ist die «normale Rücksprungsrepetition». Normal, weil dieser Typ bei weitem überwiegt, Rücksprungsrepetition, weil sich die Ablagerungen in einer bestimmten, festlegbaren Sequenz folgen, um dann plötzlich 2, 3 oder allfällig noch mehr Glieder zurückzuspringen. Die normale Schichtfolge ist fast immer gemäss der Abnahme der aquatischen Transportkapazität festgelegt, d. h. sie geht von gröberer zu immer feinerer Körnung, um schliesslich im reinen Lösungsprodukt zu enden. Die Hauptglieder sind: Kies–Sand–Ton–Mergel–Kalk. In bezug auf Zahl der auftretenden Zyklenglieder findet man recht wechselnde Typen, wovon in der beistehenden Tabelle 1 einige der wichtigsten auszugsweise dargestellt sind.

Sorgfältige Untersuchungen zeigten, dass die Schichtfuge, über welche der Rücksprung erfolgt, meist einen Zeitraum der Nichtsedimentation (mit unter Umständen zusätzlicher Erosion) einschliesst, der sehr häufig länger ist als die sedimentär aufgezeichneten Zeiträume. Man ist deshalb gar nicht immer sicher, ob die zyklischen Schüttungen ohne beweisbare Zeitlücken nicht doch Sedimentationsunterbrechungen enthalten, welche vor allem dort gesucht werden müssten, wo der Rücksprung erfolgt (in Tabelle durch Strich markiert). Zeitstudien scheinen somit bei der Untersuchung von Sedimentationsproblemen unerlässlich. Wenn es nicht gelingt, die absoluten Zeitverhältnisse einer längeren Schüttung einigermaßen abzuklären, so können ganz wesentliche Beurteilungsmomente unerkannt bleiben.

Besonderes Interesse verdienen die vielgliedrigen Zyklen, da in diesen Fällen das Durchlaufen einer grösseren Schüttungsskala anzeigt, dass hier die Ursache der Schüttungsänderung sich besonders stark auswirkte. In vielen Kohlezyklen, welche dem Typ Kolonne 4 der Tabelle 1 entsprechen, kann der Kalk, welcher auf die Kohle folgt, marin sein und Erosionsspuren zeigen, während die Ablagerung vor der Kohle subaerisch ist und unter Umständen mit einer kiesigen Schüttung beginnt, welche ihrerseits auf einer erodierten Unterlage liegt. Hier dürfte kein Zweifel bestehen, dass die zyklischen Schüttungen durch oszillatorische Vertikal-

schwankungen epirogener Natur ausgelöst worden sind (SONDER, 1956, S. 48). Auch bei der Molasse, die in vieler Hinsicht den Schüttungen der Kohleformation verwandt ist, scheinen oszillatorische Bodenschwankungen die immer wieder auftretenden Sedimentationsunterbrüche mit Erosionsspuren weitaus am besten zu erklären.

Wenigliedrige Zyklen		Vielgliedrige Zyklen	
Mergel	Zeitlücke		Zeitlücke
Kalk	Kalk	Kalk	Kalk
Mergel	Mergel	Mergel	Mergel
Ton	Zeitlücke	Ton	Ton
Kalk	Kalk	Sand	Sand
Mergel	Mergel	Mergel	Zeitlücke
Kalk	Ton	Ton	Mergel
Mergel	Zeitlücke	Kalk	Ton
Ton	Kalk	Mergel	Sand
		Ton	Kies
		Sand	Zeitlücke

Tabelle 1. Beispiele von normalen Rücksprungsrepetitionen

Gegenüber den genannten zwei Beispielen ist die Flyschfazies durch eine viel dünnere Bankung ausgezeichnet, weist aber fast immer den Typus der normalen Rücksprungsrepetition auf (Tabelle 1, Kolonne 3). Erosionsspuren sind in den Flyschsedimenten in der Schweiz anscheinend nicht bekannt. Die Armut an Fossilien macht es schwierig, Zeitsprünge fossilmässig zu belegen. Es besteht deshalb im allgemeinen die Meinung, dass es sich beim schweizerischen Flysch um eine Ablagerung handle, die möglicherweise in tieferem Wasser entstanden ist und keine Emergenzen enthalte. Immerhin müssen die Analogien mit dem Typus der Kolonne 4 gewissen Bedenken gegenüber dieser Deutung Raum geben, um so mehr als man auch bei den gutbekannten Ton-Mergel-Kalk-Zyklen den Typus der Kolonne 2 wiederfindet, wobei in einigen Fällen nachgewiesen werden konnte, dass das Diastem resp. die Zeitlücke auf eine Trockenlegung, d. h. auf eine Aufwärtsbewegung zurückgeht. In allen diesen Fällen kann ohne besondere Schwierigkeiten die Ansicht vertreten werden, dass zyklische Repetitionsschichtungen sich aus grösseren und kleineren epirogenen Oszillationen erklären lassen, bei denen sich die Ablagerungsräume nahe dem Meeresniveau oder leicht darunter befunden haben. Diese Deutung hat viele Anhänger gefunden (siehe SONDER 1956). CAROZZI (1954) nimmt für die grösseren der schönen Sedimentationszyklen des Alpenvorlandes eine tektonische Beeinflussung an, möchte aber die vielen untergeordneten Kleinzyklen doch wieder anders (klimatisch) erklären. Wie man aber diese Zyklen mit ganz verschiedenen zeitlichen Längen an nah benachbarten Orten klimatisch erklären kann, ist mir unverständlich. Wenn man alle Aspekte der zyklischen Repetitionsschichtung bedenkt und die darüber bekannt gewordenen Tatsachen zusammenstellt, hat man den Eindruck, dass eine «einheitliche Erklärung» am ehesten im tektonischen Gebiete liegt. Bedenken wird man allerdings haben, alle Kleinzyklen des Flysches und anderer Beispiele so zu erklären, weil

sich dann eine oszillatorische Unruhe ergibt, welche im Zeitraum seit dem Perm bis heute gegen 100000 solcher Kleinzyklen erzeugt hat.

Die Fazies von Schichtverbänden

1894 hat M. BERTRAND in einer vielbeachteten Studie den Versuch unternommen, bestimmten Sedimentserien eine verwandte Fazies zuzuerkennen, wobei er vor allem auf das Problem der Bündnerschiefer, des Flysches, der Molasse und der roten Sandsteine zu sprechen kam. Er nahm von diesen Bildungen an, dass sie eine irgendwie tektonisch bedingte Sequenz bilden und faziell in verwandten Ausbildungen unabhängig von Raum und Zeit mit dem Prozess der Gebirgsbildung verknüpft seien. Das Thema steht als solches auch heute in lebhafter Diskussion.

So ist umstritten, ob die Begriffe Flysch und Molasse sich zu allgemeingültigen Vorstellungen ausweiten lassen. EARDLEY & WHITE (1947) haben ausgeführt, dass es unklar sei, was unter den beiden Begriffen generell zu verstehen sei, und dass sie sich auf amerikanische Verhältnisse kaum anwenden lassen. PETTIJOHN (1957) möchte jedoch an dieser Verallgemeinerung der Begriffe festhalten. Auch die schweizerischen Geologen sind uneinig. Viele wollen in andern Gebirgen flysch- und molasseartige Gesteine klar erkennen. RUTSCH betonte an der Tagung, dass schweizerischer Flysch und Molasse etwas Spezifisches und Eigenartiges seien, so dass man diese Lokalbegriffe nicht verallgemeinern dürfe. Tatsache ist aber, dass man sie verallgemeinert hat, und zwar seit etwa 6 Dezennien. Es scheint also kaum mehr am Platze, noch darüber zu rechten, ob man diese Lokalnamen zu einem allgemeineren Familienbegriff ausweiten dürfe. Eine solche Begriffserweiterung hätte den Sinn, dass der schweizerische Flysch oder die schweizerische Molasse zwar Gesteinsserien sind, die alles zusammen betrachtet einmalig sind, dass sie aber auch wichtige Gesamtmerkmale aufweisen, welche sie einer umfassenderen Gemeinschaft der Flysche und Molassen zuordnen lassen.

Bisherige Klassifikationsversuche von Faziesgruppen in Schichtverbänden

Ein Durchgehen der neueren Literatur lässt klar erkennen, dass sich zwar das Bedürfnis nach einem Faziesbegriff für Sedimentserien allgemein geltend macht, dass aber die ganze damit verknüpfte Begriffswelt sich in unabgeklärter Gärung befindet. Einige Hinweise scheinen notwendig. NIGGLI (1952) sucht einige Leitlinien zu ziehen, wobei er den Gedanken von sedimentpetrographischen Provinzen verfolgt, aber resigniert feststellt, dass man über die dafür notwendigen Leitlinien noch nicht recht klar wird. Er formuliert das Ziel wie folgt: «Die Einzelformation bleibt wohl etwas Einmaliges, ist aber zugleich Repräsentant einer allgemein zu fassenden Erscheinungsgruppe, die sich in Varianten im Laufe der Erdgeschichte immer wieder einstellen musste, da die für ihre Entstehung notwendigen Bedingungen immer wieder repetierbar waren» (S. 514). Er sucht skizzenweise einige Hauptfaziesbezirke aufzustellen, wobei er sich in ähnlicher Richtung bewegt wie TERCIER (1940), welcher in einer umfassenden Betrachtung

5 Hauptfaziesbezirke umschreibt, wobei das bestimmende Moment z. T. in orographischen, z. T. in tektonischen Verhältnissen gesucht wird.

In der amerikanischen Literatur kann man ein deutliches Anwachsen des Interesses am Problem der Fazies der Gesteinsserien feststellen, beginnend vielleicht mit der Diskussion über die Zyklothemen und zyklischen Sedimentationserscheinungen (WELLER, 1930, WANLESS, 1932, MOORE, 1931) und daran anschließende Überlegungen. Bei den Lehrbüchern treten KRUMBEIN und SLOSS (1951) entschieden für die starke tektonische Bedingtheit der Sedimentation ein. Sie suchen die regionale Faziesausbildung durch ein Schema zu umfassen, das einerseits auf das tektonische Element und andererseits auf die allgemeineren Sedimentationsbedingungen (sedimentary environment) abstellt. Dabei finden auch die Überlegungen von KRYNINE besondere Beachtung, der in verschiedenen Abhandlungen ab 1940 den tektonischen Beziehungen der Sedimentation nachgegangen ist (1951). PETTIJOHN (1957) nähert sich vielleicht am meisten den ursprünglichen Ideen BERTRANDS, indem er 4–5 massgebliche Faziesgruppen (S. 637) in einen grösseren tektonischen Geozyklus einzugliedern versucht.

Intensiv wird das Problem der Entstehung der Sedimentassoziationen in der Sowjetliteratur diskutiert (PUSTOWALOW, 1940, STRACHOW, 1950, SCHWEZOW, 1951, RHUKIN, 1955 usw.). Leider besteht das sprachliche Hindernis, so dass diese Ansichten im Westen nur ungefähr bekannt sind. Immerhin liegen die Diskussionspunkte und Meinungsverschiedenheiten ähnlich wie in der westlichen Literatur. Die Abhängigkeit der Sedimentation von der Tektonik wird stark betont.

Bemerkenswert ist die Arbeit LOMBARDS (1956), weil sie das Problem der Fazies von Sedimentserien zum eigentlichen Thema macht. Mancher wird es vielleicht enttäuschend finden, dass zwar sehr viel Material beigebracht wird, der Verfasser aber doch nicht zu einer eindeutigen Stellungnahme kommt. Die Ursache liegt aber an der Komplexität der Fragestellung, welche es äusserst schwierig macht, von den Anregungen und Feststellungen der praktischen Beobachtung zu einer Synthese zu gelangen. LOMBARD glaubt, dass die Änderungen der sedimentären Fazies in grösseren Zeiträumen vor allem tektonisch bedingt sind, dass aber die kurzfristigeren Veränderungen auf andere Vorgänge zurückgehen. Wertvoll ist die umfangreiche Literaturzusammenstellung.

Die Gesichtspunkte der geomechanischen Theorie

Es scheint, dass die geomechanische Theorie zur Faziesfrage von Serien neue Gesichtspunkte und Präzisierungen beibringen kann. Ihre Folgerungen sind so weitgehend, dass man bei der geomechanischen Betrachtungsweise zum Schlusse kommt, dass die wichtigsten Tatsachen der tektonischen Erdgeschichte in den stratigraphischen Verhältnissen zu suchen sind. Dies hat dazu geführt, dass in der «Mechanik der Erde» (SONDER, 1956) den stratigraphischen Belangen fast $\frac{1}{3}$ des Inhalts gewidmet wurde, was im Lichte der bisherigen tektonischen Forschung überraschend wirkt.

1. Was sind die Aussagen der mechanischen Theorie in bezug auf den tektonischen Inhalt der stratigraphischen Daten?

2. Wie kann man diese Aussagen stratigraphisch erkennen, und lässt sich an Hand der Stratigraphie auch die Richtigkeit der theoretischen Aussagen nachprüfen?

Ohne auf irgendwelche genauere mechanischen Formulierungen und Rechnungen einzutreten (siehe SONDER, 1956), lassen sich die Beziehungen, welche zwischen Tektonik und Stratigraphie bestehen, durch zwei symbolhafte Beziehungsgleichungen ausdrücken. Die erste dieser Beziehungen besagt, dass die epeirogenen Niveauschwankungen der Erdkruste (Ko) in direkter funktioneller Abhängigkeit (f) von der Dicke (D) der spannungstragenden Tektonosphäre und dem tangentialen Spannungszustande der Erdkruste (P) stehen. Da die Grösse D eine Konstante (c) ist, die in langen Zeiträumen kaum wechselt, so kann man sagen, dass Krustenoszillationen die Folge von Spannungsvariationen in der Erdkruste sind, was sich symbolisch wie folgt ausdrücken lässt

$$Ko = f \cdot D \cdot P = c \cdot P \quad (1)$$

[Elastostatischer Effekt (SONDER, 1956, S. 206 ff.).]

Die vertikalen epeirogenen Ausschläge des Krustenniveaus von einer ideellen Mittellage, d. h. die Amplituden der epeirogenen Oszillation, variieren also proportional zu den Änderungen der tangentialen Spannungen. Dies gilt aber nur für den Fall, dass keine Krustenverbiegungen vorhanden sind. Solche können aus verschiedenen Gründen eintreten, was dann je nach dem Verbiegungsgrad oder Undationsgrad (U) der vorliegt, einen variablen zusätzlichen Undations- oder auch dynamostatischen Effekt bedingt. Dies kann symbolmässig etwa wie folgt ausgedrückt werden:

$$Ko = c \cdot P + f \cdot U \cdot P = P (c + f \cdot U) \quad (2)$$

In tektonischer Sprache heisst dies, dass die epeirogenen Oszillationsamplituden, welche durch Schwankungen von P ausgelöst werden, in den Zonen der Erdkruste, die keine Verbiegungen enthalten, viel kleiner ausfallen als in den Zonen, die undiert sind. Je nach dem Undationsgrad kann dort die Oszillationsamplitude ein Vielfaches von dem sein, was für den nicht undierten Zustand resultiert.

An Hand von genaueren mechanischen Beziehungen ergeben sich gewisse Anhaltspunkte über die Grössenordnungen der möglichen Spannungsschwankungen und damit über die möglichen epeirogenen Oszillationen in Raum und Zeit. Im Verlaufe einiger tausend Jahre können elastostatische und dynamostatische Effekte regional epeirogene Oszillation auslösen, die das Krustenniveau um 10 und mehr Meter vertikal verlagern. In flachem Lande nahe dem Meeresspiegel wird dies die Küstenlinie entsprechend verschieben und so alternative Zustände von Sedimentation und Nichtsedimentation schaffen. Den kleinzyklischen Schwankungen der Spannung sind nach der Theorie grössere Schwankungen mit wesentlich längeren Zeitperioden aufgelagert, diesen noch grössere und noch längere usw., so dass man zur Vorstellung von einer komplizierten unregelmässig ineinandergeschachtelten Zyklizität des tangentialen Spannungsverlaufes kommt. Alle diese Schwankungen setzen sich nach der Theorie in epeirogene Oszillationen der Kruste und damit in entsprechende Änderungen des Erosions-Sedimentationsprozesses

um. Diese zyklischen Variationen der Spannung müssen deshalb irgendwie in den Sedimentationsprozessen abgebildet sein.

Nun ist ja bekannt, dass viele Schichtungsprozesse zyklisch verlaufen. Zeitliche Längenschätzungen der Bankungsschichtung gehen fast immer in die Tausende von Jahren. Sie können also ohne weiteres epeirogene Ursachen haben. Auch das Problem der ineinandergeschachtelten Zyklen ist in den grösseren Sedimentserien unzweideutig belegt. Es drängt sich somit der Schluss auf, dass solche Schichtwechsel einen tektonischen Hintergrund haben und mehr oder weniger direkt auf das ständige epeirogene Oszillationsspiel und die dahinter stehenden Spannungsvariationen zurückgehen. So gewinnt die stratigraphische Schichtung ein eminentes Interesse für die geomechanische Theorie. Ob die theoretischen Überlegungen über die Fluktuationen der Spannung richtig sind, muss sich in der stratigraphischen Schichtungsweise bestätigen. Das Problem konzentriert sich somit darauf, die «tektonische Sprache», welche in den Sedimenten enthalten ist, richtig zu entziffern, d. h. man muss die Methoden entwickeln, welche eine tektonographische Faziesanalyse ermöglichen.

Die Elemente der tektonographischen Faziesanalyse

Mit dem Abtransport der Verwitterungs- resp. Erosionsprodukte setzt die sedimentäre Differentiation ein, welche in erster Linie von der Transportkraft des Wassers und der Distanz des Transportes abhängt. Mit abnehmender Transportkraft und auch mit zunehmender Transportdistanz setzen sich sukzessive Kies-, Sand-, Ton- und Lösungsprodukte ab. Auch wenn an der sedimentären Differentiation noch andere Faktoren mitwirken, so ist die vorgenannte physische Aufbereitung der massgeblichste Faktor. Bei flachen Reliefverhältnissen, welche für die überwiegende Zahl der historischen Ablagerungen zutreffen, ist die sedimentäre Differentiation weitgehend abhängig von der epeirogenen Oszillation. Wir werden bei der Mehrzahl der historischen Sedimentwechsel richtig beraten sein, wenn wir deren auslösende Ursache in der epeirogenen Oszillation suchen.

Damit will nicht behauptet werden, dass nicht in einigen Fällen andere Faktoren massgebend waren. Es wird aber im Einzelfalle meist möglich sein, festzustellen, ob solche wesentlich waren. Auf diesen Überlegungen ist die tektonographische Faziesanalyse aufgebaut (SONDER, 1956, S. 53ff.), deren Elemente in Tabelle 2 zusammengestellt sind. In der letzten Kolonne ist angeführt, inwieweit verwandte Begriffe von andern Autoren aufgestellt wurden.

Es wurde hin und wieder festgestellt, dass die Sequenz der Faziesklassen oft «gesetzlich» geregelt scheint, doch wurde bei umfassenderen Betrachtungen dieses Moment meist nicht einbezogen. In LOMBARDS Arbeit ist es wertvoll, dass er diese Gesetzmässigkeit im Begriffe der virtuellen Serie herauszuarbeiten sucht. Sie ist im Grunde genommen identisch mit der Aufbereitungsskala des aquatischen Transportes. In einigen Fällen mögen allerdings gewisse Verzerrungen durch andere Einflüsse (z. B. Windtransport) eintreten.

Viele Autoren, welche die faziellen Aspekte von Sedimentserien studieren, treten seltsamerweise nicht auf den prozentualen Aufbau in einzelnen Schüttungselementen ein. Dies dürfte aber unerlässlich sein, da damit ein ganz wichtiges

fazielles Merkmal erfasst wird. Man hat gegen meine Klassifikationsmethode eingewendet, dass z. B. unter den Begriff «orotype Sedimentnorm» Serien fallen können, die im Grunde genommen unter sich gar nicht verwandt seien. Dieser Einwand ist vollkommen richtig, übersieht aber, dass der Begriff orotyp nicht benutzt wird, um verwandte Gesteinsserien zu bezeichnen, sondern nur ein Teilelement der Bestimmungsmerkmale ist, welche herbeigezogen werden, um die tektonographische Fazies einer Serie zu definieren.

Tektonographische Fazies (SONDER 1956)		Andere Autoren
Begriff	Aussage	äquivalente Begriffe
Orographische Faziesklassen	Aquatische Aufbereitungs-skala	Série virtuelle (LOMBARD)
Fazieselemente:		
1. Sedimentnorm	Prozentualer Anteil der Faziesklassen an totaler Mächtigkeit	Analog bei SCHUCHERT, PETTIJOHN, «elastic ratios» bei KRUMBEIN, SLOSS
2. Amplitude	Ausschlag sukzessiver epeirogener Oszillationen	bei LOMBARD lithologische Kurve, Histogramme usw.
3. Standardwert der Sedimentationsgeschwindigkeit \times Jahrwertfaktor \times Mächtigkeit	Zeitwert in Jahren pro Schichtdicke	effektive Schichtdicke in Metern
4. Hiatusfaktor	verlorene Zeiten	Diasteme, Diskonformität
5. Frequenz oder Zyklenlänge	Dauer eines vollen Zyklus inkl. verlorene Zeiten	

Tabelle 2. Zur tektonographischen Faziesanalyse

Der Begriff der Amplitude und die Methoden zur Erfassung dieses Begriffes sind neu. Immerhin ist festzustellen, dass der Begriff «lithologische Kurve» bei LOMBARD auf ein ähnliches, resp. damit verwandtes Merkmal hinweist.

Ganz wichtig sind die Elemente 3–5 der Tabelle, welche in der einen oder andern Form mit der absoluten Zeit zu tun haben. Hier hat die Kritik eingewendet, dass man damit gezwungen sei, willkürliche Annahmen zu machen, so dass diese Begriffe sehr anfechtbar seien. Dies ist teilweise richtig, teilweise falsch. Es ist nicht so, dass wir über die absoluten Zeitverhältnisse keine Anhaltspunkte hätten. Es ist nur unmöglich, genaue zeitliche Daten zu erhalten, so dass man sich vorläufig mit ungefähren Schätzungen begnügen muss, von denen man aber hoffen kann, dass sie sich durch Ausbau der Methoden verfeinern lassen. Es ist seit jeher das Kennzeichen der geologischen Forschung gewesen, dass man gezwungen wird zu extrapolieren, um Schlüsse ziehen zu können. Für bisherige Zwecke genügte es oft, sich auf die Schichtmächtigkeit zu beziehen. Sobald man aber die Aussagen der Schichtserien interpretieren will, wird eine Ablaufdarstellung, bezogen auf die Schichtmächtigkeit zu einer Eselsleiter, die zwar jeder benutzen kann, wobei man aber von vornherein weiss, dass die erhaltenen Daten ganz

verzerrt und deshalb unrichtig sind. Es kann sich keine irgendwie brauchbare Fazieslehre der Sedimentserien entwickeln, ohne Einführung der zeitlichen Charakteristika. Sedimentserien sind sporadische Schüttungen, und der besondere Faziescharakter versteckt sich vor allem in der Sequenz und Dauer der Schüttungen mit den eingeschalteten Unterbrüchen. Eine Kritik kann sich also unmöglich gegen die Einführung von zeitlich definierten Begriffen wenden, sondern nur gegen die angewandten Begriffe, wenn sie sich durch etwas Besseres ersetzen lassen. Ansonst entspringt die Kritik dem hergebrachten Konservatismus, der in dieser Frage ganz fehl am Platze ist, da die zentrale und grundsätzliche Bedeutung der zeitlichen Faziesmomente bei Sedimentserien auf der Hand liegt.

Der Begriff verwandter Gesteinsassoziationen

Es wurde nicht versucht, in der Mechanik der Erde dieser Frage nachzugehen, weil deren Abklärung noch mancherlei Forschung und statistischer Arbeit bedarf. Ich möchte hier nur skizzieren, wie eine solche Lehre und Klassifizierung im Lichte der tektonographischen Fazieslehre ungefähr aussieht. Es ist klar, dass man in eine tektonische Verwandtschaftsbeziehung nicht Faziesmerkmale einbeziehen kann, die nichttektonisch sind. Einige Kritiker haben deshalb zu Unrecht eingeworfen, dass in meinen Darlegungen von 1956 keinerlei nichttektonische Elemente berücksichtigt würden. Natürlich existieren solche, und sie werden sich den tektonisch verwandten Serien im Einzelfalle auflagern. Eine allgemeine Lehre von der Sedimentation wird sich auch mit den andern Faktoren befassen und dabei feststellen, dass man fazielle Verwandtschaften auch auf klimatischer oder biologischer Basis usw. konstruieren kann. Es scheint aber ausgeschlossen, dass alle diese möglichen Fazieseinflüsse sich in der Natur immer parallel kombinieren, so dass universelle natürliche Verwandtschaftsbeziehungen auf panfazieller Basis existieren. Die ursächlich verschieden begründeten Faziesmerkmale kombinieren sich sicher divergent, so dass jede Gesteinsserie in bezug auf die Kombination aller Faziesmerkmale wohl einmalig ist. Da aber Gründe bestehen anzunehmen, dass die tektonischen Faziesmerkmale dominierend sind, scheint eine natürliche Klassifikation von Gesteinsserien nach tektonischen Gesichtspunkten sinnvoll.

Es ist aber notwendig, die Untersuchung nach Faziesprovinzen durchzuführen, weil das Erdrelief sehr unterschiedliche hydrologische und topographische Verhältnisse schafft, welche die Fazies tiefgehend beeinflussen. Mir würde dabei folgende provinziale Unterteilung vorschweben:

- I. Hochlandprovinzen mit Karru-ähnlichen Ablagerungsverhältnissen (oberhalb der marinen Amplitude (SONDER, 1956, S. 45).
- II. Tieflandprovinzen im Bereiche der marinen Amplitude. Hierher gehört der Grossteil der epikontinentalen Sedimentation.
- III. Kontinentalrandprovinzen.
- IV. Semikontinentale Provinzen.
- V. Ozeanische Provinzen.

Die überwiegende Mehrzahl der stratigraphischen Angaben bezieht sich auf die Verhältnisse der Tieflandprovinzen. Das tektonische Klassifikationsschema

kann deshalb am besten an Hand dieser Faziesprovinz ausgebaut werden. Es muss, gemäss vorgängigen Darlegungen, unterscheiden zwischen den Gebieten, welche relativ schwach oszillieren und die man somit als kratonisch bezeichnen kann und solchen, die stark oszillieren. Kratonisch können sich nur nicht undierte Krustensegmente verhalten. Die Theorie besagt, dass auch die kratonischen Krustensegmente oszillieren, wobei Stadien relativ beruhigter Oszillation mit Stadien grösserer Unruhe abwechseln.

Neben den kratonischen Gebieten stehen die Gebiete, in denen sich Undationseffekte geltend machen und die deshalb wesentlich stärker oszillieren. Man kann somit den kratonischen Gebieten die undatonischen gegenüberstellen, d. h. diejenigen Regionen, welche zu geosynklinalen und geoantiklinalen Bildungen neigen. Auch hier verlangt die Theorie eine Unterscheidung zwischen verstärkter und verringerter Oszillationstätigkeit. Geomechanisch noch anders liegen die Verhältnisse, wenn Gebirgsbildungen einsetzen, bei denen sich längs den Randzonen tektoundatonische Zustände einstellen, welche stark oszillatorisch erregt sind. Bei paroxysmaler Faltungsintensität, die normalerweise sich erst über ein längeres Vorbereitungsstadium einstellt, verlangt die Theorie das Einsetzen maximaler randlicher Bodenschwankungen mit Periodenlängen von einigen Zehntausenden von Jahren und Amplituden, die unregelmässig sein mögen, aber nach rechnerischer Schätzung Beträge bis zu 100 m erreichen können. Dies ist die grösste und intensivste oszillatorische Bodenunruhe, welche theoretisch rekonstruiert werden kann und welche infolgedessen entsprechend typische Serien geschaffen haben muss. Diese heftige Oszillationen hängen damit zusammen, dass der Faltungsprozess gewaltige lokale bis regionale Spannungsschwankungen in der Kruste auslöst, die sich allerdings mit seitlicher Distanz vom Gebirge rasch verlieren. Das allgemeine tektonographische Oszillationsschema, das die tektonische Verwandtschaft von Serien begründet, sieht etwa wie folgt aus:

Oszillationszunahme \longrightarrow

Oszillationszunahme \downarrow	$Ko = c \cdot P$ kratonisch	$Ko = c \cdot P + f \cdot U \cdot P$	
		undatonisch (Geosynklinale)	tektoundatonisch (Vorland)
	beruhigt \downarrow unruhig	schwach (neritisch) \downarrow stark (bathyal)	initial (Schiefer + Ophiolite) \downarrow intermediär (Flysche) \downarrow paroxysmal (Molassen)

Tabelle 3. Tektonographisches Oszillationsschema

Die Theorie kann nun Angaben machen, wie ungefähr diese verschiedenen Undationszustände in Raum und Zeit verteilt zu finden sind, wobei auch gewisse zahlenmässige Schätzungen möglich sind. Die Stratigraphie muss diese Aussagen enthalten, wenn die Theorie stimmt. Dass dem so ist, wurde anderswo für den alpinen Zyklus in Mitteleuropa zu zeigen versucht (SONDER, 1956). Da die stratigraphischen Daten dieses Gebietes dem Schema angepasst erscheinen, darf vom theoretischen

Standpunkt aus die allgemeine Gültigkeit für die Stratigraphie der Erde angenommen werden, denn es handelt sich ja um eine Interpretation auf Grund mechanischer Beziehung, die allgemeine Gültigkeit hat. Hier kann ich nur auf das Flysch-Molasse-Problem eintreten, das auch die Tagung interessiert. Je ausgeprägter der tektonische Oszillationstypus ist, um so klarer muss eine einheitliche tektonische Fazies zu Tage treten. Es ist somit nicht erstaunlich, dass die These der tektonischen Verwandtschaft erstmalig an Hand von Flysch und Molassefazies aufgestellt wurde, welche geomechanisch gesehen die extremsten Oszillationsverhältnisse der Tabelle aufweisen. Die Faziesnormen, welche sich für den schweizerischen Flysch und die schweizerische Molasse aufstellen lassen, passen sich vollumfänglich den theoretischen Forderungen an und geben damit auch eine klare Antwort auf die Frage, an welchen spezifischen Faziesmerkmalen eine tektonische Verwandtschaft solcher Serien erkannt werden kann, sei es nun, dass man sie als Flysche und Molassen bezeichne, sei es, dass man die Bezeichnung intermediäre und paroxysmale tektoundatonische Faziesgruppe vorziehe.

Für Flysch und Molasse der Schweiz ergeben sich etwa folgende tektonographischen Normenwerte (SONDER 1956).

	Sedimentnorm	Amplitude	Jahrwertf.	Hiatusf.	Zyklenlänge
Flysch	mesorotyp	V/2 (?) (20 m)	1,5	0,7	unter 5000 Jahren
Molasse	orotyp	V-VI/6 (50 m)	0,7	0,7	ca. 30000 Jahre

Die Genauigkeit dieser Werte ist ziemlich grob. Trotzdem hat diese Unsicherheit wenig Bedeutung, weil die Normenwerte für die verschiedenen tektonischen Oszillationszustände der Tabelle 3 so grossen Wechsels unterworfen sind, dass eine falsche Zuordnung nicht möglich scheint. Wo die tektonographische Faziesanalyse ungefähr obige Zahlenwerte ergibt, muss es sich um eine mit Flysch oder Molasse tektonisch verwandte Serie handeln. Nach den theoretischen Erkenntnissen können solche Normen nur bei Serien auftreten, die in naher Beziehung zu werdenden Gebirgen stehen, weil sie sonst mechanisch nicht möglich sind.

LITERATUR

- BERTRAND, M. (1894): *Structure des Alpes françaises et récurrence de certain faciès sédimentaire*. C. R. Congr. géol. intern. 1894, 163-177.
- CAROZZI, C. (1954): *Tektonik und zyklische Sedimentation*. Geol. Rdschau 42, 233-237.
- EARDLEY, A. J., & WHITE, M. (1947): *Flysch and molasse*. Bull. Geol. Soc. Am. 58, 979-990.
- KRUMBEIN, W. C., & SLOSS, L. L. (1951): *Stratigraphy and Sedimentation*. San Francisco.
- KRYNINE, P. (1951): *A critique of geotectonic elements*. Trans. Am. Geophys. Union 32, 743-748.
- LOMBARD, A. (1956): *Géologie sédimentaire*. Lüttich.
- MOORE, R. C. (1931): *Pennsylvanian cycles in the Northern Mid-Continent*. Ill. Geol. Survey Bull. 60, 247-257.
- NIGGLI, P. (1952): *Gesteine und Minerallagerstätten*, II. Basel.
- PETTIJOHN, F. J. (1957): *Sedimentary Rocks*. New York.
- PUSTOWALOW, L. W. (1940): *Petrographie der Sedimentgesteine*. Moskau 1940, russ.
- RUKHIN, L. B. (1955): *Bases de lithologie*. Paris. do. *Grundzüge der Lithologie*, Berlin 1958.

- SCHWEZOW, M. S. (1951): *Zur Frage nach den Gesetzen der Sedimentgesteine*. Isvestija Akad. Nauk SSSR. [Ser. Geol.] 2, 83–94, russ.
- SONDER, R. A. (1956): *Mechanik der Erde*. Stuttgart.
- STRAKHOV, N. M. (1950): *Zur Frage der allgemeinen Theorie des Sedimentationsprozesses*. Isvestija Akad. Nauk SSSR. [Ser. Geol.] 4, 104–146. Leningrad, russ.
- TERCIER, J. (1940): *Dépôts marins actuels et séries géologiques*. Eclogae geol. Helv. 32, 47–100.
- WANLESS, H. R., & WELLER, J. M. (1932): *Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems*. Bull. Geol. Soc. Am. 43, 1003–1016.
- WELLER, J. M. (1930): *Cyclical sedimentation in the Pennsylvanian period and its significance*. J. Geol. 38, 97–135.

39. – NICKOLAI M. STRAKHOV (URSS): **Sur les formes du fer dans les sédiments de la Mer Noire**. Avec 4 tableaux et 3 figures dans le texte.

Actuellement, parmi les lithologues, la conviction domine que le régime gazeux anormal des bassins – en particulier la présence d'hydrogène sulfuré – joue un grand rôle dans les processus de diagenèse des sédiments. Maintes fois la conviction a été exprimée que les sulfures de fer représentent l'unique forme authigénico-minéralogique dans les sédiments de tels bassins.

Cette idée n'a encore jamais été contrôlée dans les sédiments mêmes; néanmoins elle a pris racine et entre même comme partie intégrante et indispensable de tous les essais d'utilisation du soit-disant profil vertical du potentiel d'oxydo-réduction pour évaluer l'intensité des conditions de réduction dans les sédiments (L. V. POUSTOVALOV, G. S. THÉODOROVITCH, L. A. GOULIAÉVA). Mais durant ces dernières années, grâce à l'étude prolongée de la Mer Noire, l'on a découvert des faits qui éclairent le problème d'une façon inattendue. C'est à les exposer qu'est dédiée la présente communication.

1. L'INTENSITE DE LA REDUCTION DES SULFATES, DU EH ET DU PH DANS LES SEDIMENTS DE LA MER NOIRE

L'étude de l'intensité des processus réductifs dans l'eau de limon de la Mer Noire (ainsi que le régime du Eh et du pH des sédiments) a une importance décisive pour la connaissance des traits propres à la diagenèse des sédiments de cette mer; c'est précisément dans ces traits-là qu'il faut en premier lieu rechercher l'influence sur les processus diagénétiques de l'infection par l'hydrogène sulfuré de l'eau au-dessus du fond.

Sur le tableau 1 se trouvent les données de O. V. SCHISCHKINA (1957), prises en trois stations de la partie orientale de cette mer, sur le bord vis-à-vis de la stanitza Lazarevskaya.

On peut observer, d'après ces chiffres, que la réduction des sulfates dans les limons de la zone à hydrogène sulfuré se produit d'une manière suffisamment active, et que leur quantité diminue jusqu'à 50–7 pour cent des chiffres de départ, mais que néanmoins ils ne disparaissent jamais tout-à-fait. Pour évaluer l'intensité de ce processus il est rationnel de le comparer à la marche de la désulfuration dans des bassins où le régime d'oxygène est normal au-dessus du fond.

On cite dans le tableau 2 les chiffres des différentes parties des Mers d'Okhotsk et de Behring; les mesures sont faites dans les parties inférieures des échantillons, qui correspondent aux plus petits volumes de $\text{SO}_4^{''}/\text{Cl}$.

Il est évident, selon ces données, que dans les mers à régime d'oxygène normal, la réduction a lieu (pour des profondeurs conformes de la surface du fond et pour des contenus analogues du C_{org}) jusqu'aux mêmes petites quantités que l'on observe dans la zone à hydrogène sulfuré de la Mer Noire. Ajoutons que selon les données de N. V. TAGUEEVA (TAGUEEVA, TIKHOMIROVA, 1957) le rapport de SO_4''/Cl dans les limons peu profonds de la zone à oxygène de la Mer Noire s'abaisse à la profondeur 4.5 m jusqu'à 0.020–0.001; c'est-à-dire à des valeurs égales ou plus faibles que dans les dépôts de la zone à hydrogène sulfuré de la Mer Noire.

Tableau 1. Réduction des sulfates dans les limons de la Mer Noire.

	SO_4'' g/kg	Cl' g/kg	$\frac{SO_4''}{Cl'}$	C_{org}	Position du dépôt dans la zone à hydrogène sulfuré
St. 17, profondeur 210 m					
Dépôts contemporains					
2–10 cm	1.459	10.805	0.135	1.30	à la limite supérieure de la zone à hydrogène sulfuré
97–110 cm	1.178	10.365	0.113	1.45	
Dépôts anciens de la Mer Noire 211–215 cm	0.874	10.317	0.085	0.36	
St. 15, profondeur 1050 m					
Dépôts contemporains					
7–17 cm	1.683	11.917	1.141	2.01	près du milieu de la zone à hydrogène sulfuré
Dépôts néoeuxiniques					
190–204 cm	1.208	11.797	0.120	0.35	
388–398 cm	0.874	10.456	0.083	0.55	
543–555 cm	0.854	9.556	0.089	2.17	
St. 14, profondeur 1920 m					
Dépôts contemporains					
0–10 cm	1.629	12.492	0.130	1.72	à la limite inférieure de la zone à hydrogène sulfuré
Dépôts anciens de la Mer Noire					
118–126 cm	1.115	11.695	0.095	4.56	
Dépôts néoeuxiniques					
236–247 cm	0.609	11.140	0.055	0.88	
346–356 cm	0.224	10.357	0.022	0.68	
515–525 cm	0.081	9.216	0.009	0.60	
676–686 cm	0.081	8.437	0.010	0.63	
811–821 cm	0.069	7.582	0.022	0.70	

Il faut donc reconnaître que selon les indices numériques d'un des plus importants processus de la diagenèse, les limons d'un bassin à régime anormal de gaz au-dessus du fond ne se distinguent pas des limons des mers à régime normal d'oxygène.

Le régime d'oxydation et de réduction des dépôts de la Mer Noire, étudié par V. G. SAVITCH (1955) est d'un très grand intérêt. Les résultats en sont groupés dans le tableau 3.

Tableau 2. Chiffres pour la réduction des sulfates dans les dépôts des mers à régime de gaz normal (selon O. V. SCHISCHKINA, 1957).

Nos des stations	Profondeur de la mer en m	Distance du fond en cm	SO ₄ ''/Cl	C _{org} dans la couche supérieure du dépôt	Situation de la Station
1720 1724 1726	996 1135 815	385-400 395-408 310-320	0.136 0.140 0.124	0.70 0.45 1.10	Mer d'Okhotsk
1770 1771 1780	526 729 964	260-270 200-215 470-485	0.069 0.022 0.077	— 1.45 1.55	
1897 1907	1740 1388	352-380 516-530	0.073 0.046	1.42 1.44	Dépression Deriugine
1817 1835	214 146	166-176 265-275	0.086 0.065	1.59 2.15	Shelf au nord-ouest de la Mer d'Okhotsk
1512	85	210-232	0.016	1.33	Région littorale de la Mer de Behring

D'après ces chiffres on voit nettement que les limons abyssaux de la zone à hydrogène sulfuré ne diffèrent pas, ni par les valeurs moyennes, ni par les limites de variabilité du Eh et du pH, de la zone de réduction des limons peu profonds (à *Mytilus* et à *Modiola phaseolina*) qui se déposent dans la zone à oxygène. De même le Eh et le pH des dépôts abyssaux de la Mer Noire ne diffèrent point des valeurs mesurées dans les limons des autres bassins à régime d'oxygène, dans l'eau au-dessus du fond. De cette manière l'on peut admettre comme prouvé que le régime oxygène-réductif et le régime du pH dans la zone réductrice des dépôts ne dépendent aucunement de ce que ce bassin appartient au type normalement aéré ou bien au type anormal à infection de l'eau près du fond de la mer par l'hydrogène sulfuré. Il est évident que le Eh, tout comme le pH dans les dépôts, reflète en premier lieu la composition des phases solide, liquide et gazeuse des dépôts eux-mêmes et particulièrement la quantité et la qualité de la substance organique qui est enfouie dans ces dépôts, et non pas le régime gazeux de l'eau près du fond.

Néanmoins, la similitude des régimes du Eh et du pH dans les dépôts de la Mer Noire et dans les mers à régime gazeux normal doit signifier que les processus ayant lieu dans les limons, de même que leurs résultats – c'est-à-dire les complexes de minéraux diagénétiques –, doivent aussi être analogues. Essayons de voir comment cela se passe en réalité.

Tableau 3. Valeurs moyennes du Eh et du pH des sédiments de la Mer Noire (selon V. G. SAVITCH)

	C _{org}	Eh mv (moyen)	pH	Limites des variations
I. Limon contemporain à coquilles de <i>Mytilus</i> 1. Horizons supérieurs (7 échantillons)	1.03	- 60	6.98	Eh de - 42 à - 128 mv
2. Horizon inférieur (1 échant.)	1.44	- 127	7.45	
II. Limon à <i>Modiola phaseolina</i>	1.33	- 78	7.63	Eh de - 61 mv à - 96 mv excepté 1 échant. à Eh = + 44 mv
3. Variation aleuritique-argileuse dans les horizons plus profonds (2 échant.)	1.37	- 94	7.15	Eh de - 6 jusqu'à - 2 mv; plus 3 échant. à Eh = + 2 à + 52 (en moyenne + 28)
4. Variation argileuse; horizons disposés plus haut (12 échant.) . . .				
5. ibid. couches plus basses (7 échant.) . . .	1.42	- 150	7.63	Eh de - 76 à - 191 mv; de plus 2 échant. à Eh + 12 à + 33 mv
III. Argile grise abyssale 6. Variation aleurito-argileuse (1 échant.) .	1.09	- 101	7.35	De - 120 à moins - 181 mv
7. Variation argileuse (6 échant.)	1.48	- 166	7.45	
8. Limons argileux verdâtres à la base . . .	1.63	- 89	7.42	
IV. Limons anciens à <i>Mytilus</i> (groupe 1) 9. Principalement variation aleurito-argileuse (4 échant.)	1.40	- 97	7.37	De - 26 à - 154 mv
10. Principalement argileuses	1.57	- 170	7.65	De - 146 à - 240 mv, de plus 1 échant. à + 33 mv
V. Limons anciens à <i>Mytilus</i> (base) 11. Coquillier stratiforme (1 échant.)	1.92	+ 145	6.95	de - 103 à - 208 mv
12. Limons aleurito-argileux (2 échant.) . . .	2.19	- 156	7.55	
13. Limons argileux (11 échant.)	2.15	- 191	7.60	

2. FORMES DU FER DANS LES DEPOTS DE LA MER NOIRE.

Au cours de l'automne 1956, sur le bateau «Akademik Vavilov», on a prélevé des échantillons dans les dépôts de 18 stations le long du littoral Caucasiens. Ces échantillons furent pris à des profondeurs de 50 à 1625 m. Immédiatement après avoir pris les carottes, certaines parties de celles-ci furent placées dans des éprouvettes bouchées hermétiquement. L'analyse des échantillons concernant les formes du fer¹⁾ fut effectuée dans des conditions de laboratoire à Moscou selon une méthode décrite à maintes reprises (STRAKHOV et ZALMANZON, 1955). Avant l'analyse, les échantillons furent conservés dans un frigidaire à une température voisine de 0° C.

Les résultats des analyses pour trois intersections sont donnés dans le tableau 4 et plus complètement sur la figure 1, 2, 3.

Les données obtenues permettent d'établir trois faits principaux: 1. Le fer de la pyrite et de l'hydrotroïlite n'est en général dans aucun des échantillons pris dans la zone abyssale à hydrogène sulfuré l'unique forme authigéno-minéralogique du fer. Toujours on observe la présence du fer protoxydé, carbonaté ou leptochlorité facilement dissout dans HCl à 2%.

Le contenu en Fe_{pyr} et Fe_{hydr} dans les sédiments de la zone littorale à oxygène (limons à *Mytilus* et à *Modiola phaseolina*) composent seulement 2–3%, rarement plus de 8% du Fe global, tandis que le contenu en Fe_{HCL} dans les mêmes sédiments varie de 47 à 74%. Pour les sédiments abyssaux contemporains de la zone à hydrogène sulfuré le contenu en fer pyriteux et hydrotroïlitique augmente jusqu'à 38–44% au maximum et diminue souvent jusqu'à 6–8%. Le fer, qui se dissout facilement dans HCl, est carbonaté-leptochlorité. Ici aussi il domine fortement en composant 47 à 80% du fer global.

De cette manière, l'idée que le fer dans les sédiments abyssaux de la zone à hydrogène sulfuré se rencontre seulement sous la forme de sulfure fut tout aussi fautive que le furent les idées concernant l'influence positive de l'infection par l'hydrogène sulfuré des eaux près du fond de la mer sur l'accumulation dans les dépôts de la substance organique, ou bien l'idée de genèse purement bactérienne du carbonate dans les dépôts abyssaux de la Mer Noire.

2. Pour les sédiments abyssaux de la Mer Noire on observe une dépendance générale entre les contenus en Fe_{pyr} et Fe_{hydr} et le total de la substance organique conservée dans les dépôts, ainsi qu'avec le type pétrographique auquel appartiennent ces derniers. La première relation peut être observée d'une manière évidente sur les coupes 15 et 14, où la diminution du C_{org} est immédiatement accompagnée par une diminution du Fe_{pyr} , avec certaines complications liées semble-t-il à un mouvement de FeS_2 de haut en bas; ceci peut être observé de même à la St. 13.

L'influence de la composition pétrographique sur le contenu en FeS_2 est démontrée sur les coupes des stations 9 et 10; dans la première carotte le dépôt est

¹⁾ Le fer pyritique fut calculé selon le contenu en soufre pyritique; le fer hydrotroïlitique selon le H_2S qui se dégagea après un traitement à froid du dépôt par HCl à 2%; le fer protoxyde (Fe_{HCL}) avec un échantillon spécial par traitement à HCl à 2% en le faisant bouillir pendant 5 min et en prenant des précautions contre l'oxydation. Le fer oxydé (Fe_{HCL}) fut tiré du même échantillon.

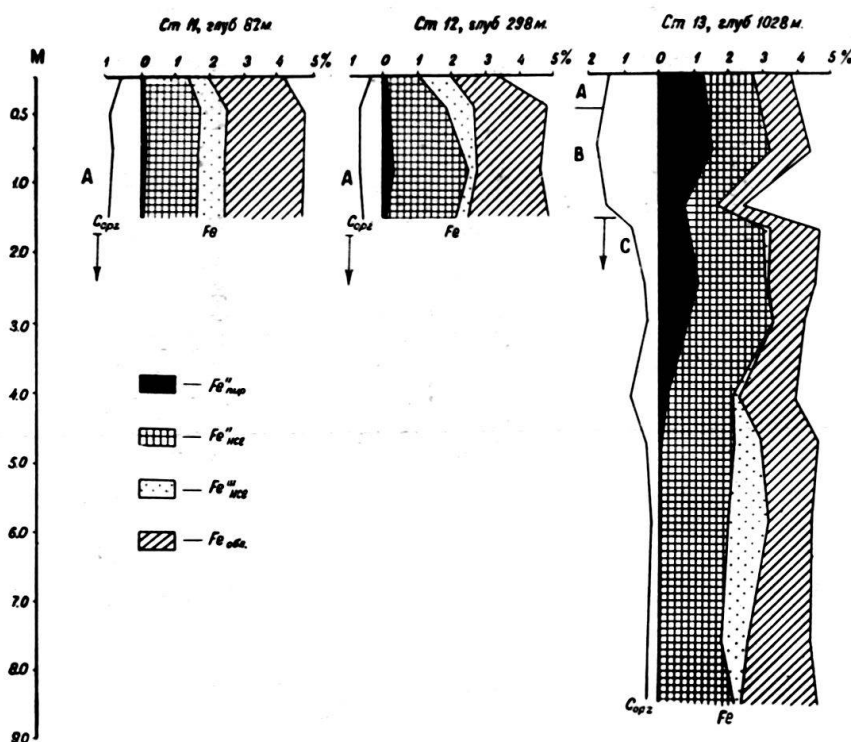


Fig. 1. Coupe 1. Vis-à-vis du fleuve Tchorokh; St. 11, prof. 82 m; St. 12, prof. 298 m; St. 13, prof. 1028 m; C_{org} . A. Dépôts contemporains; B. Dépôts anciens de la Mer Noire; C. Dépôts du temps «novoeuksinskie»

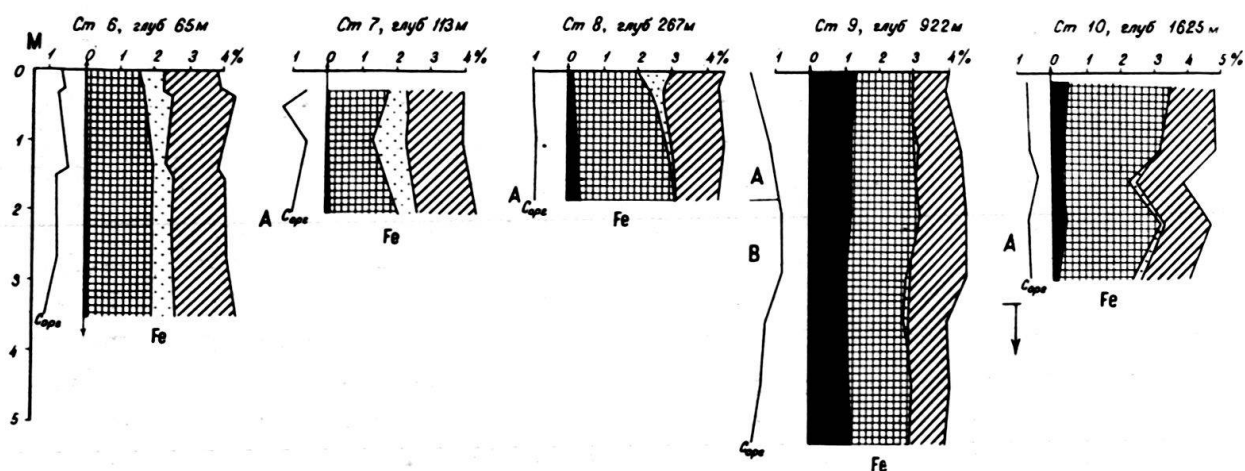


Fig. 2. Coupe 2. Vis-à-vis de l'embouchure du Rion; St. 6, prof. 65 m; St. 7, prof. 113 m; St. 8, prof. 267 m; St. 9, prof. 922 m; St. 10, prof. 1625 m; C_{org} .

mince, calcaréo-argileux avec un contenu important en C_{org} . Il y a relativement beaucoup de pyrite. A la seconde station le dépôt est aleuritique, il contient peu de C_{org} ; le contenu en pyrite diminue fortement, quoique cette station se rapporte à des parties plus profondes de la zone à hydrogène sulfuré que la Station 9.

3. Selon le contenu global en Fe_{pyr} , et généralement selon le rapport des formes authigènes du fer, les sédiments abyssaux de la zone à hydrogène sulfuré de la Mer Noire ne diffèrent en rien des sédiments des bassins marins à régime normal d'oxygène pour toute la masse d'eau, si ces sédiments comprennent les mêmes

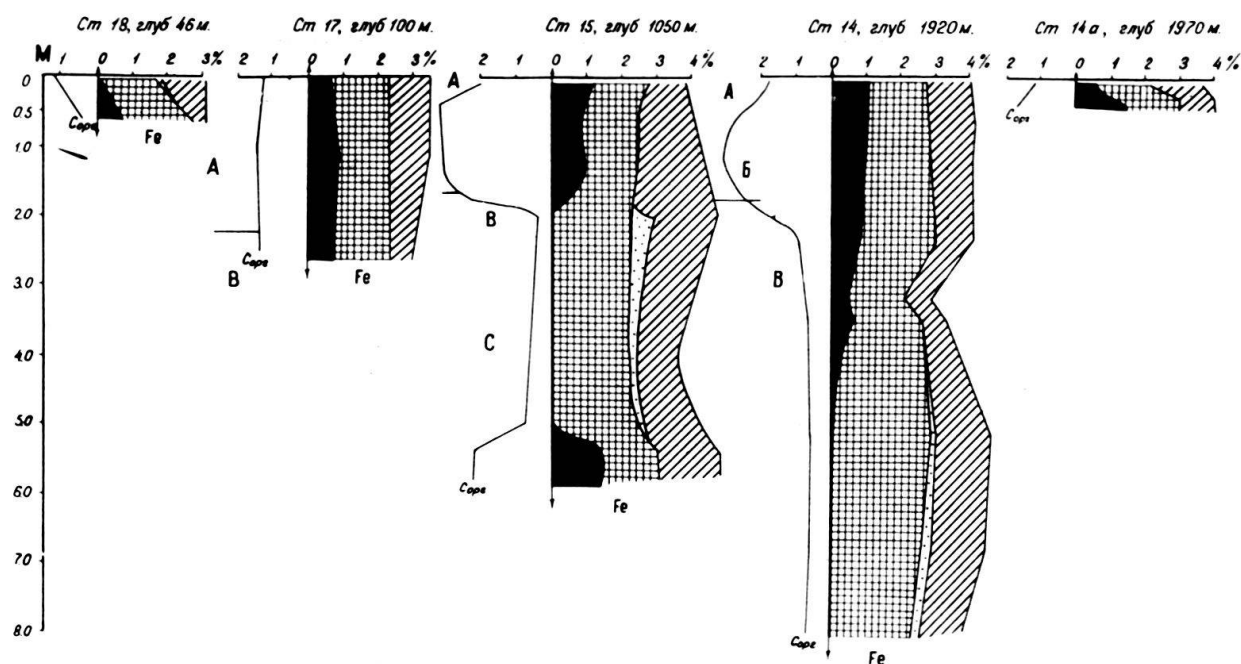


Fig. 3. Coupe 3, vis-à-vis de la Stanitzka Lazarevskaya; Ст. 18, проф. 46 м; Ст. 17, проф. 100 м; Ст. 15, проф. 1050 м; Ст. 14, проф. 1920 м; Ст. 14а, проф. 1970 м; C_{org} .

quantités du C_{org} que les dépôts de la Mer Noire. Ceci est démontré d'une manière évidente par la corrélation des données du présent article et les travaux précédents (STRAKHOV et ZALMANZON, 1955).

De ce qui a été dit plus haut, il résulte que les notions répandues jusqu'à présent et créées d'une manière purement spéculative (à propos des formes du fer dans les sédiments du bassin de la Mer Noire et dans d'autres qui lui sont analogues avec de l'eau à hydrogène sulfuré près du fond) sont complètement réfutées par les données sur les dépôts abyssaux de la Mer Noire.

La raison de cette erreur dans les points de vue cités consiste en ce qu'ils ne prennent pas garde aux formes réelles de la nutrification par le fer pour les bassins marins. Beaucoup de personnes ont présumé jusqu'à présent que le fer est apporté dans les mers sous forme de solutions de telles ou telles combinaisons. J'ai été forcé maintes fois de dire que cela ne se fait point ainsi et que le fer migre dans les fleuves principalement sous forme de suspension mécanique constituée par des hydroxydes et autres minéraux. Au cours de l'exécution du présent travail, M. A. GLAGOLEVA a étudié spécialement le rôle joué par la suspension mécanique dans l'apport du fer dans la Mer Noire (particule 0.001 mm), par solutions sub-colloïdales et colloïdales et par solutions véritables. Les études furent faites pour les grandes crues des fleuves Danube, Dniéper, Kouban, Tchorokh et Rion et, pour certains fleuves, elles furent répétées à deux reprises (en 1955 et 1956). Il se trouva que le Rion porte sous forme de suspension mécanique 98.6% de Fe et sous forme de solution seulement 1.4%; le Tchorokh respectivement 94.5 et 5.5%; le Don 97.8 et 2.2%; le Dniéper 83.5 et 16.5%; le Danube 98.3 et 1.6%. L'importance décisive des suspensions mécaniques et l'inexistence quasi-complète de toutes les autres formes d'apport du Fe dans la Mer Noire deviennent tout à fait évidentes. Mais les suspensions mécaniques du Fe qui sont de grande dimension représentent

Tableau 4. Formes du fer dans les dépôts de la Mer Noire (profil vis-à-vis de l'embouchure de la rivière Tcherokh).

Nos: Localisation de l'échantillon	Fe _{total}	Fe _{pyr}	Fe _{hydr}	Fe _{HCL}	Fe _{HCL}	Fe des minéraux detritique	C _{org}	CO ₂	Note
I Zone à oxygène, Station 11, profondeur 82 m									
Horizon 0- 10 cm	4.38	0.11	0.02	1.29	0.92	2.04	0.50	6.40	Dépôts contemporains. Argile aleuritique sans faune.
» 43- 47 »	4.94	0.10	0.03	1.60	0.94	2.27	0.86	4.47	
» 104-108 »	4.72	0.06	0.07	1.54	0.88	2.17	0.74	4.56	
» 200-207 »	4.64	0.06	0.05	1.46	0.97	2.10	0.90	5.96	
II Zone à hydrogène sulfuré, Station 12, profond. 225 m									
Horizon 0- 10 cm	4.60	0.08	0.02	1.05	1.07	2.38	0.39	6.20	Dépôts contemporains (A), argile aleuritique sans faune
» 40- 48 »	4.82	0.04	0.13	1.70	0.87	2.08	0.64	5.13	
» 135-138 »	4.68	0.04	0.24	2.18	0.48	1.74	0.66	5.82	
» 170-181 »	4.84	0.03	0.02	1.88	0.65	2.27	0.59	5.47	
Station B, profondeur 1028 m									
Horizon 0- 15 cm	4.10	1.16	0.11	1.44	0.31	1.08	1.43	7.27	Dépôts contemporains (A), limon argilo-calcaire
» 100-115 »	4.38	1.44	0.03	1.74	0.04	1.13	1.78	5.00	Limons anciens de la Mer noire (B), limons argilo-calcaire
» 173-185 »	2.60	0.69	0.01	0.99	0.09	0.82	1.53	12.91	
» 223-230 »	4.65	1.18	0.04	1.67	0.42	1.34	0.72	6.96	(C) limons argilo-calcaire neoeuxinique
» 297-310 »	4.59	1.03	0.05	1.80	0.26	1.45	0.41	11.74	
» 352-369 »	4.10	0.08	0.76	2.40	0.01	0.85	0.35	11.54	
» 453-460 »	4.16	0.02	0.22	1.96	0.35	1.61	0.83	11.0	
» 520-527 »	4.90	0.03	0.03	2.15	1.01	1.68	0.33	0.40	
» 637-647 »	4.65	0.02	0.01	1.93	1.49	1.20	0.24	0.56	
» 808-816 »	4.60	0.12	0.03	1.65	1.00	1.80	0.29	6.14	
» 890-894 »	4.74	0.02	0.02	2.18	0.32	2.20	0.34	5.48	
Station 14, vis-à-vis de la Staritza Lazarevskaya, profondeur 1920 m									
Horizon 0- 10 cm	3.84	1.02	0.02	1.76	0.14	1.22	1.72	9.04	Dépôts contemporains
» 60- 68 »	4.16	1.04	0.01	1.87	0.06	1.18	1.07	6.16	Dépôts anciens de la Mer Noire (B)
» 118-126 »	4.01	0.91	0.02	1.98	abs.	1.10	4.54	4.87	
» 236-247 »	4.24	0.87	0.03	2.17	0.13	1.04	0.88	7.86	Dépôts neoeuxinique (C)
» 322-336 »	3.07	0.11	0.44	0.66	0.09	0.77	0.72	18.07	
» 346-356 »	3.65	0.44	0.22	2.02	0.25	0.72	0.68	13.68	
» 515-525 »	4.89	0.09	0.02	2.80	0.35	1.14	0.60	3.72	
» 676-686 »	4.72	0.03	0.02	2.51	0.47	1.57	0.63	5.06	
» 811-821 »	3.97	0.06	0.02	2.30	0.33	1.26	0.70	7.71	

évidemment une forme du Fe^{++} très peu adaptée à des réactions; en tombant rapidement à travers la zone à hydrogène sulfuré elles n'ont simplement pas assez de temps pour subir des transformations (réductions) et atteignent le fond pratiquement inchangées. Leur sort ultérieur dans le dépôt dépend du contenu en substance organique, c'est à dire du même facteur qui est décisif pour les formes du Fe dans les mers à régime normal d'oxygène. Voici pourquoi l'influence de l'eau à hydrogène sulfuré au-dessus du fond de la Mer Noire ne se fait pratiquement pas sentir, et ces formes mêmes (selon les rapports entre $\text{Fe}_{\text{pyr}}^{++}$ et $\text{Fe}_{\text{HCL}}^{++}$) ne peuvent être distinguées des autres formes propres aux dépôts des mers à régime gazeux normal.

40. – NICKOLAI M. STRAKHOV (U.R.S.S.): **Schéma de la diagenèse des dépôts marins.** Avec 1 tableau et 1 figure dans le texte.

La formation de n'importe quelles roches sédimentaires représente un processus très complexe et se fait en deux stades successifs: formation du dépôt ou sédimentogénèse et transformation du dépôt en roche ou diagenèse.

L'essence de la sédimentogénèse est depuis longtemps éclaircie et ne provoque aucun doute. Elle consiste en processus d'érosion et de transport de masses matérielles, préexistantes dans les parties relativement élevées des continents. Les substances ainsi mobilisées sont transportées dans les aires basses de la surface terrestre, où elles sont déposées sous forme de sédiments. La fin du dépôt ou du stade de sédimentogénèse est l'instant où les particules se fixent en place dans des conditions hydrodynamiques données.

Le dépôt fraîchement formé représente, dans la grande majorité des cas, un corps friable ou fluide, fortement aqueux, riche en microorganismes, et consistant en un matériel chimico-minéralogique très hétérogène, en partie solide et en partie liquide et gazeux. Un caractère important de cet ensemble de substances, au point de vue physico-chimique, est l'absence d'équilibre entre maintes combinaisons qui s'y sont formées et qui sont aptes à des réactions ultérieures. C'est un système physico-chimique déséquilibré, et donc instable. En effet, il y a dans le dépôt, et dans l'eau qui l'imprègne, une quantité plus ou moins grande d'oxygène libre et de substances riches en oxygène, qui peuvent en rendre, par exemple CaSO_4 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, les hydroxydes de Mn et autres, et avec cela des organismes vivants, des bactéries, qui ont besoin d'oxygène pour vivre, et des substances organiques mortes. L'eau imprégnant le limon ne se distingue pas, au moment de la formation, de l'eau qui est au-dessus du fond; elle n'est ordinairement pas saturée de CaCO_3 , MgCO_3 , SiO_2 , de phosphates et d'autres composés, mais néanmoins on rencontre généralement dans les dépôts de la calcite déposée biogénétiquement ou transportée en suspension, du MgCO_3 , du SiO_2 et d'autres substances. Tout cela ne se trouve point en équilibre avec l'eau de limon qui imprègne le dépôt. Les micelles des minéraux argileux contiennent des cations variés qu'elles ont absorbés. Ces cations ne répondent généralement pas à la composition originelle de l'eau

du limon, c'est pourquoi ils doivent inévitablement se transformer sous l'influence d'un contact prolongé avec cette eau. Il est évident, par ces exemples, que le dépôt fraîchement formé est en effet un système non équilibré en maintes directions au point de vue physico-chimique. Il est naturel que dans ce système, après fixation des particules sur le fond, commence une série de processus de pondération, d'adaptation entre les particules aptes à des réactions. Ce processus de pondération physico-chimique du système complexe composé de multiples substances aptes à des réactions dans les conditions thermodynamiques de la surface terrestre, représente précisément ce que nous nommons la diagenèse du dépôt ou la transformation du dépôt en roche.

L'équilibre est obtenu par toute une série de processus physico-chimiques, étroitement associés et représentant un ensemble unique et indissoluble.

Tableau 1. Quantités moyennes des contenus en certains composants dans les solutions du sous-sol de la Mer Caspienne

(Selon S. V. BROUEVITCH et E. G. VINOGRADOVA, 1947)
(profondeur jusqu'à 100 m)

Régions de la Mer	Limons	Sables gréseux ou argileux	Sables argileux à coquilles/Nord de la Mer Caspienne/ limon à coquilles Sud de la Mer Casp.	Coquilles	Eau près du fond de mer
1. Réserve alcaline mgequ/l					
Caspienne du Nord .	35,8-18,8	15,6-6,4	5.4	—	3,6-3,7
Caspienne Centrale .	—	—	—	—	—
Caspienne du Sud .	—	—	—	—	—
2. Phosphore minéral mg/m ³					
Caspienne du Nord ..	100	35-45	32	33	2,73
Caspienne Centrale .	200	—	150	24	5
Caspienne du Sud .	360	—	26	34	7
3. Azote ammoniacal mg/m ³					
Caspienne du Nord .	17800	2500	2100	1200	84-36
Caspienne Centrale .	8500	—	2500	310	31-17
Caspienne du Sud .	1500	—	1000	1300	34-43
4. Silicium mg/m ³					
Caspienne du Nord .	23700	6900	6700	4500	100-200
Caspienne Centrale .	17400	—	12100	1000	200-240
Caspienne du Sud .	13000	—	6600	1600	250-36
5. Fer mg/m ³					
Caspienne du Nord .	—	700-210	310 (?)	—	—
Caspienne Centrale .	—	—	—	—	—
Caspienne du Sud .	—	—	—	—	—

Le premier d'entre eux est représenté par l'engloutissement de l'oxygène libre de l'eau du limon par les organismes. Puis commencent les processus de réduction des hydroxydes de Fe^{+++} , Mn^{+++} , V, Cr., etc., de même que la réduction des sulfates (SO_4^{+}). Le milieu du dépôt se transforme d'oxydant en réducteur. Son Eh s'abaisse et le pH, après un certain degré de diminution tout au début des processus, s'élève ordinairement. Les phases solides des SiO_2 , CaCO_3 , MgCO_3 , SrCO_3 et des autres substances contenues dans le dépôt, étant en contact prolongé avec l'eau non-saturée par eux, commencent à se dissoudre graduellement et atteignent le stade de solutions saturées. Entre les cations, qui se trouvent à l'état absorbé dans les micelles des minéraux argileux, et les cations de l'eau de limon il s'effectue un échange, lequel change aussi la composition de la solution du limon et celle des bases absorbées. Simultanément a lieu, dans des conditions de pH modifiées, une désorption des ions et beaucoup de microéléments enrichissent plus ou moins la solution du limon.

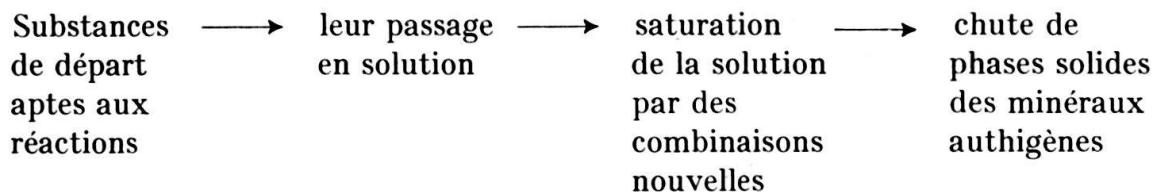
La conséquence de tous ces processus est que l'eau qui imprègne le dépôt, surtout le dépôt argileux, change radicalement son caractère (tableau 1). L'eau est plus ou moins dépouillée des sulfates, sa réserve alcaline augmente fortement et elle s'enrichit en Fe^{++} , Mn^{++} , SiO_2 , en substances organiques, en phosphore, en microéléments; elle est privée d'oxygène libre au lieu duquel s'accumulent H_2S , CH_4 , CO_2 , NH_3 , H, etc. Son Eh tombe brusquement jusqu'à (-150-300) mv, le pH varie de 6,8 à 8,5, etc. Un monde géochimique fortement distinct de celui de l'eau superposée prend naissance, quoiqu'en étroit contact avec ce dernier.

La formation des solutions spécifiques du limon stimule deux processus importants, mais essentiellement différents.

Le premier consiste en un échange de substances entre l'eau au-dessus du fond et la solution du limon. Les O_2 et le SO_4 , qui disparaissaient du dépôt au cours de la diagenèse, se diffusent d'une manière intense dans le dépôt de l'eau disposée près du fond; ils sont absorbés par le limon; avec le ion sulfate passent aussi le Ca^{++} et le Mg^{++} . D'un autre côté, les gaz accumulés dans les limons (CO_2 , NH_3 , H_2 , CH_4 et autres), de même que Mn^{++} , P, Fe^{++} , SiO_2 , CaCO_3 et les autres composants qui enrichissent la solution de limon, diffusent lentement dans l'eau au-dessus du fond. Cet «échange de substances» original entre les dépôts et l'eau au-dessus du fond s'effectue, à ce qu'il paraît, dans plusieurs m d'épaisseur du dépôt. C'est précisément lui qui permet à certains composants, comme par exemple S^{--} et Mg^{++} , de s'accumuler dans le dépôt en quantités beaucoup plus grandes que celles qui s'observent dans l'eau primordialement présente dans ce dépôt. Ce même échange de substances, d'autre part, amène parfois à une élimination complète de certains composants dans le dépôt, par exemple du SiO_2 , apporté de façon biogénétique, mais seulement dans les cas où sa quantité est généralement minime.

Bien plus essentiel est un autre processus, propre seulement aux dépôts. C'est que la combinaison de certains ions qui se trouvent en solution, atteint tôt ou tard un stade de saturation dans la solution par telle ou telle substance; ceci amène à une précipitation de ceux-ci dans le dépôt avec formation de minéraux diagénétiques. Ce sont les leptochlorites, la sidérite, la dialogite (rodochrosite), les surfures de fer, d'étain, de zinc, etc. Avec le début de la formation de ces minéraux authigènes les processus de réduction, de dissolution et de désorption

d'éléments déjà indiqués ne cessent naturellement pas, mais il survient entre eux et le dépôt des minéraux authigènes une relation caractéristique :



Au total, il y a une régénération de nouveaux minéraux authigènes stables aux dépens des phases déséquilibrées de départ, aptes aux réactions. C'est précisément par cette voie, à mon avis, que se sont élaborés la grande majorité des minéraux authigènes des roches sédimentaires. Peu de ces minéraux se sont formés au cours de la sédimentogenèse (la calcite, les opales, les hydroxydes de Fe, de Mn restants).

Il est nécessaire de tenir compte que le milieu physico-chimique, dans les types pétrographiques différents de dépôts d'un même bassin, est sensiblement différent. En particulier, grâce à l'augmentation du contenu en substance organique au cours du passage des sédiments littoraux gréseux aux dépôts plus pélagiques argileux à grains fins, le Eh du dépôt diminue dans cette direction et la concentration en Fe, Mn, SiO₂ et série des microéléments augmente dans l'eau du limon. Cette zonalité des propriétés physico-chimiques des dépôts provoque, dans les sédiments des bassins, une distribution zonale de toute une série de minéraux authigènes diagénétiques comme cela se voit sur le schéma (fig. 1). De cette manière la zonalité authigéno-minéralogique des sédiments marins représente essentiellement, et pour leur plus grande partie, non pas le résultat du stade de la sédimentogenèse, comme on le pensait encore récemment, mais du stade de la diagénèse.

Un trait de grande importance pour les transformations diagénétiques des substances est représenté par la circonstance suivante: ces transformations comprennent des composants déposés dans le bassin non seulement par voie chimique ou biogène, mais aussi apportés mécaniquement sous forme de suspension. L'étude des formes du fer dans le composé des suspensions riveraines et des formes du fer dans les sédiments, faite dans maints bassins de l'URSS, le prouve incontestablement.

Néanmoins l'affaire ne finit point avec la formation des minéraux diagénétiques. La disparité de l'entourage physico-chimique – selon le pH, le Eh, la concentration des ions – dans diverses parties du dépôt (démontrée par maintes mesures conformes) amène les minéraux diagénétiques, distribués dans les sédiments plus ou moins régulièrement au début, à se repartir de nouveau, à quitter certaines places en formant dans d'autres des condensations: taches à contours indécis, lentilles, concrétions, etc. La distribution régulière des minéraux authigènes devient très irrégulière. Avec cela différents minéraux se resserrent en des points variés du dépôt en s'isolant plus ou moins par cela même l'un de l'autre. Il se produit une différenciation chimique des substances plus ou moins prononcée.

Ainsi, sous l'effet d'une série complexe de processus combinés, le système physico-chimique de départ, non équilibré, intérieurement contradictoire, se transforme après un certain laps de temps en un système intérieurement équilibré ou très proche de l'équilibre. Le dépôt devient roche.

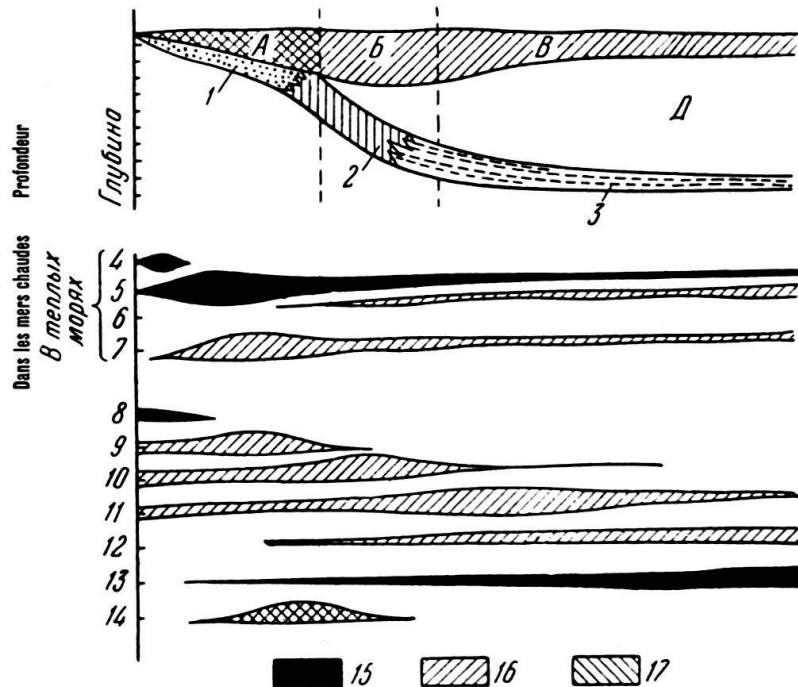


Fig. 1. Zonalité des nouvelles formations minérales dans les mers du passé géologique.

A. Zone d'affouillement du matériel fin et de son apport de la région littorale dans les parties plus centrales du bassin; Б. Région des courants du type généralement circulaire; В. Zone superficielle d'agitation et de courants, provoqués par le vent dans les parties centrales (phalissatiques) des bassins; Д. horizons profonds et calmes (à mouvements d'eau très faiblement marqués) de la partie pélagique des bassins. 1. grès; 2 «alèvrites»; 3. pélites; 4. CaCO_3 ; oolites; 5. CaCO_3 biogène, et déposé chimiquement; 6. CaCO_3 diagénétique (bactériel); 7. différentes formes de dolomie diagénétique; 8. Fe_2O_3 , oxydes de Mn, Al_2O_3 ; 9. leptochlorites; 10. glauconie; 11. carbonates de Fe et de Mn (dans les limons sans CaCO_3 , ou à contenu faible); 12. sulfures de Fe, Mn (Cu, etc.) dans les limons à fort contenu en CaCO_3 ; 13. SiO_2 séparé biogénétiquement; 14. phosphorites sédimentaires et diagénétiques; 15. minéraux formés par dépôt primaire de l'eau; 16. minéraux diagénétiques; 17. minéraux en partie primaires, et en partie diagénétiques.

Simultanément aux transformations physico-chimiques décrites ont aussi lieu des changements dans les propriétés physico-mécaniques: les dépôts se condensent à un certain degré (très petit), perdent leur eau libre (des pores); au cours de la nouvelle répartition des substances et de la formation des concrétions il se constitue des parties de roches pétrifiées; les dépôts riches en CaCO_3 et en silice se condensent généralement plus ou moins. Mais toutes ces pétrifications et condensations portent ordinairement un caractère sporadique et local.

Dans son ensemble la masse principale des roches qui viennent de se constituer (grès, «alèvrites»¹⁾, argiles, marnes, etc.) représente des formations suffisamment

¹⁾ Terme russe pour des roches formées de grains compris entre 0,1 et 0,01 mm.

friables, sèches ou plastiques, peu compactes. En d'autres termes la diagenèse se caractérise d'une part par une combinaison d'un profond remaniement chimico-minéralogique des substances du dépôt avec une condensation générale faiblement exprimée et, d'autre part, par une pétrification tachetée et sporadique.

Actuellement on n'a point encore établi à quelle profondeur, à partir de la surface du dépôt, finissent les processus de la diagenèse. Les déterminations varient de quelques dizaines de m (10 à 50 m) jusqu'à plusieurs centaines (200 à 300 m). Néanmoins quelle que soit la limite inférieure de la zone de diagenèse il est clair que ce processus évolue dans des conditions thermodynamiques très proches de celles qui prédominent dans le secteur où a lieu la formation du dépôt. L'augmentation de la température de 1-2° jusqu'à 3-10° au maximum, des pressions de 2 à 20-30 atm. ne jouent aucun rôle dans ceci. Cela signifie que la source d'énergie, pour les processus physico-chimiques complexes qui ont lieu au stade de la diagenèse, ne consiste pas en changements de conditions thermodynamiques de l'existence du système, mais est représentée par une énergie intérieure du système même, accumulée au cours du stade de la sédimentogenèse et libérée durant les processus de pondération du système même. La force mouvante de la diagenèse est représentée par les contradictions intérieures dans la composition substantielle du dépôt qui sont éliminées graduellement par voie de métamorphose de la forme minéralogique des substances propres aux réactions et par leur accommodation l'une à l'autre. Selon ce point de vue la diagenèse représente une continuation logique de la sédimentogenèse; elle réalise les possibilités intérieures de transformation des substances qui sont incorporées dans celles-ci en fonction d'un même milieu thermodynamique.

La durée suffisante de la diagenèse permet qu'au cours de ce stade se dévoilent certaines étapes, et chacune de ces étapes a des caractères propres. Ce sont:

A) L'étape oxydante de la formation des minéraux, qui correspond à une pellicule superficielle peu épaisse du dépôt (fraction de cm jusqu'à 15-25 cm); le dépôt contient encore du O_2 libre, son Eh est positif; au cours de cette étape se forment la glauconie, en partie les zéolites, surviennent les resserrements ferromanganeux; les grains de phosphates se conservent dans le dépôt, ainsi que les hydroxydes apportés primordialement en ce dernier, Fe^{+++} et Mn^{+++} .

B) Etape réductive de la formation des minéraux embrassant plusieurs mètres du dépôt; le milieu a perdu l'oxygène, il se produit une réduction de Fe^{+++} , de Mn^{+++} en Mn^{++} , du SO_4^{--} en S^{--} , etc.; à ce moment se forme la masse principale des minéraux authigènes de la mer – les leptochlorites, les carbonates et les sulfures de Fe, de Mn et des autres métaux lourds; la composition des minéraux argileux apportés du continent change; survient le $CaCO_3$ diagénétique, le SiO_2 amorphe (de coquilles de Diatomées et de Radiolaires), etc. Tout ce processus a lieu au cours de la diminution progressive du Eh, ce qui conduit au développement d'une série caractéristique de substitutions métagénétiques des minéraux authigènes: les leptochlorites se développent selon l'hydrogoetite; la sidérite selon les leptochlorites; la pyrite selon la sidérite. Simultanément se forme la zonalité minéralogique des sédiments marins indiquée ci-dessus.

C) Etape d'une nouvelle répartition des éléments authigènes qui embrasse une masse du dépôt à épaisseur non inférieure à quelques dizaines de m. A ce moment

survient en échange à la distribution régulière des minéraux diagénétiques une répartition fortement irrégulière: il se forme des concrétions, des lentilles et des corps stratifiés parfois très grands.

Selon les épaisseurs correspondant à chacune de ces étapes, les processus de transformation du dépôt, très rapides au début, se ralentissent avec le temps; on obtient graduellement des rythmes géologiques caractéristiques des stades ultérieurs de l'épigenèse et du jeune métamorphisme des roches sédimentaires.

41. – G. I. TEODOROVITCH (professeur, Académie des Sciences de l'URSS, Moscou): **Sur la genèse de la dolomite sédimentaire.**

L'origine des roches dolomitiques sédimentaires, et de la dolomie comme minéral est expliquée différemment par les divers auteurs, ce qui tient à la complexité du problème. Il existe trois points de vue fondamentaux sur la genèse de la dolomie sédimentaire. Chacun d'eux donne la préférence à une origine unique en n'attribuant qu'une importance secondaire aux autres: 1° dolomitisation des calcaires formés pendant l'épigenèse; 2° dolomitisation des limons calcaires, c'est-à-dire diagenèse du dépôt; 3° précipitation chimique des solutions et accumulation de la dolomite sur le fond du bassin. En outre, il existe des théories selon lesquelles la dolomie se forme partiellement par voie primaire ou diagénétique, et partiellement par voie épigénétique. Enfin, beaucoup d'auteurs lient la formation des dolomies à la lixiviation du CaCO_3 des calcaires dolomitiques formés et des dolomies calcaires, en expliquant de cette manière la formation des roches dolomitiques cavernueuses et farineuses. Il s'agit, dans ces cas, d'un enrichissement passif par de la dolomie, car cette dernière faisait déjà partie de la roche formée. C'est que dans ce cas la question de la genèse de la dolomie reste ouverte.

En 1942, l'auteur, sur la base de l'étude des roches calcaire-dolomitiques du Paléozoïque Supérieur de la Bashkirie, a émis les idées suivantes: la formation de la dolomie peut avoir lieu par des voies variées (TEODOROVITCH, 1942, p. 175) et les moyens de dolomitisation par substitution sont à leur tour multiples; ainsi un développement de préférence à la dolomitisation par substitution dues aux sédiments calcaires (ibid.). Dans le même article nous avons souligné que la dolomitisation peut avoir des phases multiples et qui peuvent se réaliser par différentes voies, la formation dominante de dolomie répondant tantôt à l'une, tantôt à l'autre étape de diagenèse et parfois d'épigenèse.

Dans son ouvrage de 1950 l'auteur a souligné que selon le caractère du processus, on peut distinguer les types fondamentaux suivants de formation des dolomies (TEODOROVITCH, 1950, p. 123):

A. – Formation primaire de dolomies à partir des eaux du bassin;

B. – Dolomitisation de substitution – a) de diagenèse précoce; b) de diagenèse tardive; c) d'épigenèse. D'autre part, la formation la dolomie est connue dans des réservoirs à minéralisation de degré varié et à caractère différent de la masse saline (TEODOROVITCH, 1950, p. 123): 1° dans les réservoirs marins normaux; 2° dans les eaux de lagune faiblement salées; 3° dans les eaux des lagunes salées, saturées par CaSO_4 ; 4° dans les lacs continentaux à eaux de salinités diverses dans un climat aride (parmi des sédiments fossiles, ceux-ci sont des cas spécifiques).

Les dolomies chémogènes primaires sont caractérisées par leur structure pélitomorphe, leur caractère stratifié résistant, leur composition pure ou presque pure et la densité de la roche.

Il a été établi (TEODOROVITCH, 1931, 1942, 1945) que la dolomie de substitution se développe à choix sur le CaCO_3 à grains microscopiques, la texture à gros grain étant défavorable à la dolomitisation.

Arrêtons-nous sur différents cas de l'origine des dolomies formées par substitution au limon calcaire :

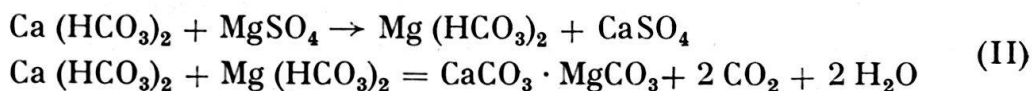
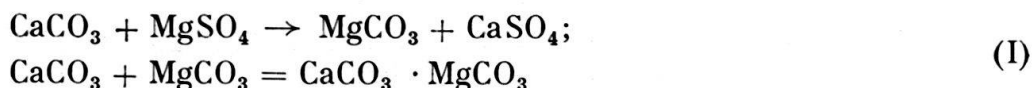
1° Le magnésium carbonaté soluble provient des restes de squelettes d'organismes marins appartenant au groupe calcaire magnésien (VESTERBERG 1900, CLARK A. WHEELER 1922, VINOGRADOFF 1937 et al.). Dans la zone de subacidité du limon calcaire il passe en entier en solution et donne des portions complémentaires importantes de MgCO_3 , qui provoquent, ici ou un peu plus bas, la saturation de la solution en dolomie.

2° Du lent mouvement dirigé de l'eau de mer tiède (24°C) sur le limon calcaire, résulte un enrichissement important de celui-ci en MgCO_3 et, en fin de compte ou bien immédiatement, en dolomie. L'intensité de la dolomitisation dépend dans ce cas de la finesse des grains et de la porosité du limon calcaire, de même que de la durée du mouvement dirigé de l'eau (RIVIÈRE, 1939) et, enfin du pCO_2 de l'atmosphère. La hausse de ce dernier provoque la dolomitisation, ce que montre une substitution plus intense du limon calcaire par de la dolomie dans le passé géologique, plus particulièrement au cours du Paléozoïque.

3° L'ammonium des combinaisons ammoniacales, provenant de la décomposition de la matière organique, sous forme de $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$, va s'unir au Cl de MgCl_2 de l'eau de mer (et aussi au SO_4 de MgSO_4) selon les équations suivantes : $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3 + \text{MgCl}_2 = 2\text{NH}_4\text{Cl} + \text{MgCO}_3$ ou bien $4(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3 + 4\text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{O} = 8\text{NH}_4\text{Cl} + \text{Mg}_4(\text{CO}_3)_3(\text{OH})_2 + \text{CO}_2$. En s'accumulant dans le limon calcaire, le MgCO_3 ou $\text{Mg}_4(\text{CO}_3)_3(\text{OH})_2$ amène une saturation de la solution par la dolomie. Au cours du Paléozoïque, avec le pCO_2 élevé et la vie organique déjà largement développée, existaient des conditions particulièrement favorables à la formation de la dolomie par le processus indiqué.

4° Selon toute une série d'auteurs (DALY 1910, TATARSKY 1937 et al.) c'est premièrement le CaCO_3 qui se précipite de l'eau de mer, suivi des sels carbonatés basiques de magnésium ou de $\text{Mg}(\text{OH})_2$ qui, dans le dépôt, passent en dolomie, processus accompagné d'une substitution du CaCO_3 . Ce phénomène est mis en évidence dans la précipitation de CaCO_3 par addition des sels basiques de MgCO_3 .

5° Si la salinité de l'eau de mer augmente et approche ou atteint la saturation en CaSO_4 , la réaction de HAIDINGER (I) a lieu dans le limon et la réaction de N. S. KURNAKOFF (II) dans les eaux, toutes les deux en deux étapes (TEODOROVITCH, 1950, p. 73):



Dans le cas de concentrations hautes ou bien importantes de MgSO_4 dans la solution se rapprochant de la saturation de la solution NaCl , la dolomie est instable et seule alors la première étape a lieu :



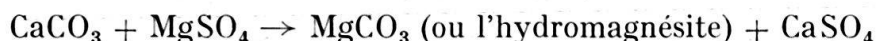
Comme résultat de la substitution au limon calcaire, qui souvent contient déjà une addition de MgCO_3 (dans les squelettes des organismes, ou sous forme de sels basiques ou des sels hydratés Mg) se créent des roches calcaréo-dolomitiques en forme de lentilles, de couches, parfois microtachelées. Elles se distinguent des dolomies chémogènes primaires par une moindre stabilité de stratification (en surface et en coupe), par une structure à grains relativement plus gros et, en règle générale, par une moindre teneur en dolomite. Ces roches calcaréo-dolomitiques résultant de la lixiviation épigénétique deviennent souvent friables, poreuses et caverneuses, plus dolomitiques, souvent avec résidu insoluble élevé (TEODOROVITCH 1931, 1946, 1950).

Enfin N. M. STRAKHOV, dans ses travaux de 1956 (1956a, 1956b), a émis la supposition suivante: la dolomie, particulièrement au cours du Paléozoïque, se déposait primairement sous forme d'addition au CaCO_3 chémogène et, au cours de la diagenèse, subissait des transferts et enrichissait certains lots de terrains par des taches et des lentilles de limon.

En évaluant le remplacement des paragenèses carbonatées par les sédiments anciens lagunaires et marins il faut tenir compte, outre le composé des eaux en sels et leurs minéralisation que dans l'atmosphère du Paléozoïque le pCO_2 était beaucoup plus élevé que le pCO_2 actuel, ce qui a contribué à un élargissement du «champ de la formation de la dolomie» au Paléozoïque (TEODOROVITCH, 1950, 1955). Les travaux de O. K. IANATIEVA (1949, 1954) montrent que: 1° à une même température (par exemple 25°C) dans le système $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{H}_2\text{O}$, la région de dolomitisation et de stabilité de la dolomie est beaucoup plus grande sous pCO_2 égalant l'atmosphère, que si pCO_2 égale 0,0012–0,003 atm.; 2° la dissolution de la dolomie dans le système $\text{Ca, MgCO}_3'', \text{SO}_4 - \text{H}_2\text{O}$ pour $\text{pCO}_2 \sim 1 \text{ atm.}$ et 25°C et pour des concentrations relativement basses du sulphate de magnésium et en présence de NaCl , «reste minime en comparaison de la dissolution de la calcite et de la magnésite» (IANATIEVA 1949, p. 480); 3° «pour pCO_2 égalant 1 atm., on observe la plus basse dissolution de la dolomie et pour $\text{pCO}_2 = 0,0012 \text{ atm.}$ celle de la calcite, la dolomite occupe avec cela une position transitoire dans la rangée des trois carbonates» (IANATIEVA 1954, p. 1120).

En relation aux valeurs plus élevées de la pression partielle du gaz carbonique (pCO_2) et de la distribution réelle de différents types de dolomies dans le Précambrien et le Paléozoïque, on peut supposer ce qui suit: 1° au cours du Précambrien et du Paléozoïque inférieur, prévalèrent les dolomies chémogènes primaires; 2° au cours du Paléozoïque supérieur se développèrent les dolomies de substitution de la période de diagenèse du sédiment et, dans les conditions des lagunes salées ou de multiples grands golfes marins faiblement salés, des dolomies primairement chimiques; 3° au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque le rôle des dolomies parmi les roches carbonatées sédimentaires tombe brusquement, et le type de dolomies de substitution de la période de diagenèse du sédiment prévaut

(CAYEUX 1916, 1935, TEODOROVITCH 1947, 1950, STRAKHOV 1945, 1949, VINOGRADOV et al. 1952). Dans les mers épicontinentales quelque peu salées et très peu profondes du Paléozoïque supérieur, dans les grands golfes de mer salés et dans les lagunes salifères jusqu'à la saturation par CaSO_4 , avait lieu la formation de dolomies primaires sans faune ou avec faune marine ultrahaline dans des lentilles isolées, ainsi que la formation de roches sulphato-dolomitiques primaires tachetées (et d'autres types). Dans ces conditions, la hausse brusque de la teneur en MgSO_4 dans la solution en relation avec l'évaporation des eaux de lagune, amenait une cessation de la formation de la dolomie (voir ci-dessus). Ici, se fit seulement la première étape de la réaction de HAIDINGER (ainsi que de la réaction de N. S. KURNAKOFF):



Comme nous l'avons indiqué (TEODOROVITCH 1942, 1946) pour les roches carbonato-sulphatées du Paléozoïque, une telle disparition de la dolomie dans les eaux des lagunes non-métamorphisées avait lieu à l'approche de leur minéralisation vers la saturation de la solution en NaCl.

Dans l'eau de mer actuelle, le contenu de MgSO_4 est 0,17% du poids de l'eau. Le contenu en MgSO_4 égalant 1,87% du poids de l'eau (USIGLIO, 1849a, b) répond au début de la chute de NaCl dans une évaporation isothermique (40° C) d'eau de mer normale (dans la Méditerranée). Bien que la salinité précise des eaux des mers paléozoïques soit inconnue, on peut admettre en première approximation que pour des valeurs du pCO_2 évidemment élevées à cette époque, la formation de la dolomie est remplacée par une formation de magnésite dans les lagunes du Paléozoïque supérieur à eaux non-métamorphisées ou faiblement métamorphisées pour une teneur en MgSO_4 voisine de 1,5–2,0% du poids de l'eau. Actuellement, dans des conditions de pression partielle basse ($\text{CO}_2 = 0,0003 \text{ atm.}$), la dolomie se dissout en général avec incongruité (accompagnée d'une désagrégation, précipitation de calcite et accumulation de magnésium dans la solution), par conséquent son « champ de formation » est brusquement retréci. Pour cela, actuellement, la formation de la dolomie exige: a) ou bien un pCO_2 considérablement élevé dans l'eau de limon et son enrichissement par des portions complémentaires de MgCO_3 , ce qui détermine, en général, la possibilité d'une dolomitisation de substitution au cours de la période de diagenèse du sédiment; b) ou bien une composition spéciale « sodique », plus précisément de sulphate-hydrocarbonate, de l'eau de la masse de sels, ce qui impose la précipitation primaire du magnésium sous forme de carbonate (y compris aussi de dolomie); c) ou enfin, une teneur élevée en sels de magnésium dans l'eau pour des teneurs relativement basses en MgSO_4 .

Ainsi le facteur dirigeant du remplacement des paragenèses carbonatées dans les anciennes lagunes salées est l'augmentation régulière de la salinité de leurs eaux: le composant dolomitique carbonaté est remplacé par un composant de calcite-magnésite à l'approche de la saturation en NaCl. Des déviations isolées de ce schéma (TEODOROVITCH 1946), par exemple la présence de dolomie dans certaines halites, s'explique par la métamorphisation des eaux de lagunes, notamment par un contenu brusquement diminué en MgSO_4 dans la solution jusqu'à disparition complète de ce composant (TEODOROVITCH 1955).

De cette manière, dans la majorité des cas, la hausse de salinité commande une formation de la dolomie en rapprochant la solubilité de la dolomie de celle de la calcite. Pourtant je ne nie point la possibilité d'une formation de la dolomie en cas de dessalement de golfes marins relativement petits, mais ceci peut avoir lieu, en général, non par simple dilution, mais à cause du changement de la composition saline de l'eau de mer, par augmentation de la teneur en MgCO_3 , en hydrocarbonate et en chlorure de magnésium des eaux provenant de la terre ferme, de même que par changement du climat et de l'aridité dans le bassin d'alimentation. Dans ces cas-là, strictement parlant, la dolomitisation se produit non par baisse de salinité, mais à la suite du changement de la proportion des sels dissous, c'est-à-dire par suite du passage des eaux du bassin d'un type à un autre.

Nous avons montré (THEODOROVITCH 1946, 1947, 1950) la relation entre la masse prépondérante des dolomies fossiles et les mers et lagunes, en ébauchant 4 groupes de formations dolomitiques: a) les dolomies normales – marines calcaires et les calcaires dolomitiques de substitution; b) les dolomies primaires pélitomorphes et les roches sulfato-dolomitiques; c) les formations calcaréo-dolomitiques dans les mers dont le contenu en sels augmente, les golfes de caractère lagunaire sur les récifs, etc.; d) les limons carbonatés calcaréo-dolomitiques, pélitomorphes, principalement chimiques, qui se forment dans les lacs au milieu des continents dans des conditions de climat sec et chaud (au moins périodiquement). On a établi aussi (THEODOROVITCH 1947, 1950, 1955) que le rôle des dolomies primaires augmente en général par changements rythmiques vers les étapes les plus anciennes de l'Histoire de la Terre. L'importance du facteur climatique fut souligné nettement par N. M. STRAKHOV (1945). L'examen des changements de minéralisation pour les types d'eau différents a montré que: 1° la composition relative des sels dissous et la minéralisation des eaux jouent un grand rôle dans la succession des sels qui précipitent en masse dans les lagunes, dans les lacs salins et peu salés et dans les golfes sales; 2° l'analyse des changements de composition des sels dissous, ayant lieu durant l'évaporation de chaque type d'eau, permet non seulement d'expliquer les faits connus de la transition des paragenèses carbonatées dans des lacs continentaux, des lagunes et des lacs littoraux, des mers, mais aussi d'établir un pronostic de cette relation pour les cas non encore étudiés; 3° ce n'est point tant le dessalement que le changement provoqué par ce dernier dans la composition relative des sels dissous dans les eaux du bassin ou dans des golfes, qui peut amener parfois la formation de la dolomie.

Dans son article de 1956 N. M. STRAKHOV, tout en partageant l'opinion du rôle immédiat dans le passé géologique des sédiments de dolomie liés d'une telle ou d'une autre manière aux bassins marins, distingue 4 types de faciès, vaguement limités. On doit remarquer que ces quatre types de faciès des dolomies, liés aux eaux de mer, n'embrassent pas beaucoup de cas. En particulier, les dolomites marines et les roches calcaréo-dolomitiques des courants dans les abaissements d'avant-fosses, décrites par G. I. THEODOROVITCH (1949, 1950), par I. V. KHVOROVA (1956) et par d'autres auteurs, et aussi les dolomies épicontinentales des courants de mers basses ne sont même pas mentionnées par N. M. STRAKHOV. De même, il ne distingue pas un autre type de faciès, qui existe réellement, largement distribué dans le Paléozoïque, celui des roches sulfato-dolomitiques primaires.

N. M. STRAKHOV (1956a) affirme que la formation de la dolomie selon la réaction de HAIDINGER, est comme quoi réfutée par les données expérimentales et il allègue que les diagrammes de M. G. VALIASHKO donnent une réponse définitivement négative.

Néanmoins au cours de ses investigations sur les solutions saturées des types «sulfaté» et «chloruré», M. G. VALIASHKO ne pouvait naturellement pas (vu l'instabilité de la dolomie en présence de teneurs élevées ou importantes en MgSO_4) provoquer dans tous les cas la formation de dolomie en y ajoutant des petites portions de $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. En ce qui concerne les solutions diluées du «type sulfaté» M. G. VALIASHKO constate qu'en maints cas se forme la dolomie dont les champs de stabilité ne sont point établis. C'est pourquoi le problème de la formation de la dolomie en solution diluées du «type sulfaté» exige des études ultérieures (VALIASHKO, publ. 27, p. 271, 274 et autres).

On ne peut donc compter comme expérimentalement réfutée l'origine de la dolomie par la réaction de HAIDINGER dans les roches tachetées dolomitiques-sulfatées primaires et dans les gypses-anhydrites. Au contraire, les investigations expérimentales de O. K. IANATIEVA (1949, 1950) parlent en faveur de cette voie de la formation de la dolomie dans les cas examinés.

Le développement important dans la nature, particulièrement dans les sédiments paléozoïques, des roches primaires sulfato-dolomitiques (tachetées et d'autres types) et des roches dolomito-sulfatées, ainsi que l'état dolomitifère de la majorité des anhydrites et des gypses, sont bien expliqués par la formation des dolomies dans les lagunes salées avec participation de petites quantités de MgSO_4 , mais non point avec de hautes concentrations de ce dernier dans la solution.

Les faits naturels parlent en faveur de ce qu'au commencement de la précipitation du sel gemme, plus précisément déjà dans les sédiments sulfatés, déposés directement avant la saturation de la solution en NaCl , le principal carbonate est représenté par la magnésite. D'autre part la dolomie peut être le principal carbonate dans les halites, déposées dans les lagunes à eaux métamorphisées, exemptes ou presque de MgSO_4 , et elle compose en pour cent une très petite partie de la roche.

Non injustifiée est la confirmation concernant le suivant : les dolomies «diagénétiques» de N. M. STRAKHOV, qu'il nomme «sédimentaire-diagéniques», par leur moyen de formation n'ont rien de commun avec les dolomies diagénétiques de G. I. TEODOROVITCH et de S. G. VISHNIAKOFF (STRAKHOV 1956a, p. 23). Les quatre types de dolomies diagénétiques, sur les cinq connus depuis longtemps, sont «sédimentaire-diagénétiques».

Il est nécessaire d'indiquer que les deux principaux types de dolomies sédimentaires, connus dans la littérature, notamment les dolomies primaires et diagénétiques, sont seulement nommés par N. M. STRAKHOV d'une autre manière : stratifiés (sédimentaires) et tachetés métagénétiques (sédimentaire-diagénétiques). Néanmoins, ces exercices terminologiques n'apportent rien de neuf, sinon une confusion. En outre, la terminologie proposée par N. M. STRAKHOV, n'est point justifiée, car ce ne sont pas seulement les dolomies primaires qui sont stratifiées, et l'adjectif «tacheté» ne peut être appliqué qu'à une certaine partie des dolomies diagénétiques.

Dans son article de 1956, N.M. STRAKHOV développe des conceptions sur l'évolution inconvertible de la formation de la dolomie au cours de l'histoire de la terre, en soulignant la réduction progressive des faciès formant les dolomies qui sont liées à la mer des zones arides, ainsi que la baisse de l'intensité de la formation de la dolomie au cours des temps géologiques.

Nous avons déjà souligné que «l'affaiblissement du processus de la formation de dolomie du Précambrien jusqu'au temps actuel, avait aussi lieu avec des renforcements rythmiques... Les dolomies chimiques sont particulièrement propres au Précambrien et en partie au Paléozoïque, tandis que dès Mésozoïque surviennent en général les dolomies de substitution» (TEODOROVITCH 1955, p. 89).

Néanmoins actuellement aussi, dans des conditions d'eaux souterraines stratifiées avec un type et une minéralisation convenable, ou pour un $p\text{CO}_2$ élevé, une formation de la dolomie peut avoir lieu. De plus, dans les réservoirs superficiels contemporains on connaît des cas de formation primaire chémogène de dolomie. Outre le lac Balkhash (SAPOJNIKOFF 1951), indiquons par exemple le Kara-Bogaz en 1940. Ici, selon V. D. POLIAKOV, dans la région du golfe, disposée près du détroit qui l'alimente par la Mer Caspienne, là où la salinité de l'eau est moindre, eut lieu une accumulation de carbonates dans le limon, sous forme de dolomie (seule ou en combinaison avec la calcite); en s'éloignant du détroit, et avec augmentation de la minéralisation, la dolomie se trouva dans le limon avec le gypse, et ensuite commença la zone du sédiment calcite-hydromagnésite-gypse qui recouvre la majeure partie du fond du golfe (TEODOROVITCH 1955, p. 103).

La dolomie peut donc, réellement en divers cas, se former par différentes voies, comme nous l'avons exposé plus tôt (TEODOROVITCH 1942). Les trois facteurs principaux déterminant sa formation sont (TEODOROVITCH 1950) le type des eaux, leur minéralisation et le $p\text{CO}_2$. Viennent ensuite la réaction du milieu et d'autres facteurs encore moins essentiels à ce qu'il semble. De même la désagrégation de la dolomie (dédolomitisation, solubilité incongrue, etc.) peut avoir des causes diverses. La distribution de la dolomie sédimentaire dans l'espace et au cours du temps géologique, ainsi que la connaissance de l'évolution des roches carbonatées en entier, permettent, en commun avec l'étude des autres faits, d'éclairer les problèmes de la formation des roches sédimentaires et de la genèse des minéraux sédimentaires (minerais et non minerais).

BIBLIOGRAPHIE

- Валяшко, М. Г., Пельш Г. К., Нечаева, А. А., (1952/53): Экспериментальное исследование процессов метаморфизации природных соляных вод. Труды Всес. н.-исслед. Ин-та галургии, вып. 23, (сообщение I-III) и вып. 27 (сообщение IV-V).
- Виноградов, А. П. (1937): Химический элементарный состав организмов моря, ч. 2. Труды Биогеохимической лаборатории АН СССР, т. IV.
- Ронов, А. Б., и Ратынский, Б. М. (1952): Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы. Известия АН СССР, сер. геол. № 1.
- Сапожников, Д. Г. (1951): Современные осадки и геология оз. Балхаш. Труды Ин-та геол. наук А. Н. СССР, вып. 132.

- Страхов, Н. М. (1945): Климатическая зональность в верхнем палеозое северо-западной Евразии. Советская геология № 6.
- (1949): О периодичности и необратимой эволюции в истории Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
 - (1956a): О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). „Типы доломитовых пород“, Труды Геологического института, вып. 4.
 - (1956b): К вопросу о распространении и генезисе доломитовых пород верхнего карбона Самарской Луки. Труды Геологич. ин-та АН СССР, вып. 4.
- Татарский, В. Б. (1937): К вопросу о происхождении доломитов. Зап. Всеросс. мин. общ. ч. 66, вып. 4.
- Теодорович, Г. И. (1931): Карбон окрестностей разъезда Добрятино М.-Каз. ж. д. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. IX, № 3–4.
- (1942): Доломитизация рифовых образований Ишимбаевского нефтеносного района. Доклады АН СССР, т. 34, № 6.
 - (1945): Доломит замещения в верхнем палеозое Урало-Волжской области. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20, вып. 3–4.
 - (1946): О генезисе доломита осадочных образований. Доклады АН СССР, т. 53, № 9.
 - (1947): Карбонатные фации сакмарско-артинских и верхнекаменноугольных отложений Татарии, Западной Башкирии и прилегающих районов в связи с поисками месторождений нефти. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогич. наук Институт горючих ископаемых АН СССР.
 - (1949): Карбонатные фации нижней перми-верхнего карбона Урало-Волжской области. Материалы к познанию геол. строения СССР, н.с., вып. 13 (17). Изд. МОИП.
 - (1950): Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Изд. АН СССР.
 - (1955): К вопросу о происхождении осадочных известково-доломитовых пород. Труды Ин-та нефти АН СССР, т. 5.
- Хворова, И. В. (1956): Доломиты карбона и морской нижней перми западного склона Южного Урала. Труды Геологич. Ин-та АН СССР, вып. 4.
- Янатьева, О. К. (1949): Растворимость в системе $\text{Ca, Mg / CO}_3, \text{SO}_4\text{--H}_2\text{O}$. Доклады АН СССР, т. 67, № 3.
- (1954): О растворимости доломита в воде в присутствии углекислоты. Известия АН СССР, Отделение химич. наук, № 6.
- CAYEUX, L. (1916): *Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires*. Paris.
- (1935): *Les roches sédimentaires de France-Roches carbonatées*. I. *Roches calcaires*, II. *Roches dolomitiques*. Paris.
- CLARK, F. W., & WHEELER, W. (1922): *The inorganic constituents marine invertebrates*. Dep. Int. Unit. States geol. Surv. Prof. pap., 124, Washington.
- DALY, R. A. (1910): *First calcareous fossils and the evolution of the limestones*. Bull. geol. Soc. Amer. 20, 1909, p. 153–170. New York.
- RIVIÈRE, A. (1939a): *Sur la dolomitisation des sédiments calcaires*. C. R. Acad. Sci. 209, 16, Paris.
- (1939b): *Observations nouvelles sur le mécanisme de la dolomitisation des sédiments calcaires*. C. R. Acad. Sci. 209, 19.
- USIGLIO, J. (1849a): *Analyse de l'eau de la Méditerranée sur les côtes de France*. Ann. Chim. Phys. 27, p. 92–107.
- (1849b): *Etudes sur la composition de l'eau de la Méditerranée sur l'exploitation des sels qu'elles contiennent*. Ann. Chim. Phys. 27, p. 172–191.
- VESTERBERG, ALB. (1900): *Chemische Studien über Dolomit und Magnesit*. Bull. geol. Inst. Univ. Upsala 4, S. 97.

42. – EZIO TONGIORGI et LIVIO TREVISAN (Université de Pise): **Le rôle des lagunes dans la sédimentation rythmique des bassins subsidents (transgressions, régressions, éventuelles couches de charbon).** Avec 3 figures dans le texte.

RÉSUMÉ

Les séries sédimentaires à séquences du type des rythmes à charbon, caractérisées par de fréquentes transgressions et régressions en aires subsidentes, peuvent être expliquées comme résultat des variations de la vitesse de sédimentation due à l'évolution morphologique des lagunes, même en admettant: 1° une vitesse moyenne de la sédimentation supérieure à celle de la subsidence, 2° une subsidence de vitesse uniforme.

Cette explication apparaît plus simple que les hypothèses qui font intervenir une subsidence par saccades et en même temps un équilibre presque parfait (et par cela difficilement réalisable) entre les vitesses moyennes de l'accumulation des sédiments et la subsidence.

L'étude des sédiments du Quaternaire le plus récent dans la basse vallée de l'Arno (Toscane), faite sur les échantillons provenant de plusieurs forages, nous a forcé à envisager encore une fois le vieux problème de la sédimentation dans les bassins de subsidence.

Des récents forages poussés jusqu'à 224 mètres de profondeur sous la plaine alluviale actuelle de l'Arno ont révélé que jusqu'à cette profondeur les sédiments présentent des séquences rythmiques et plusieurs régressions et transgressions marines.

Dans l'ensemble le remplissage sédimentaire a procédé avec la même vitesse moyenne que la subsidence. A la subsidence on doit ajouter le soulèvement eustatique de la mer de la dernière phase cataglaciale (déglaciation de Würm).

Les transgressions et les régressions ont été déterminées évidemment par le fait que l'enfoncement du bassin et le remplissage sédimentaire se sont balancés en alternant leur prévalence.

Au point de vue théorique un équilibre de ce type, réalisé pendant des temps assez longs, apparaît extrêmement peu probable; au contraire les cas réels sont relativement fréquents. Les séquences rythmiques à charbon en sont l'exemple le plus connu et le plus frappant.

Le but de cette communication est de montrer qu'on peut expliquer plus simplement soit l'équilibre d'ensemble entre affaissement et sédimentation, soit l'existence des séquences rythmiques en considérant l'évolution morphologique des zones littorales, durant la formation des lagunes. Il n'est plus nécessaire alors d'admettre des changements périodiques de vitesse dans le mouvement de subsidence.

La figure 1 montre quatre moments dans la formation d'une séquence rythmique liée à la formation d'une lagune.

Il nous semble donc possible d'expliquer une succession plusieurs fois répétée de transgressions et régressions déterminée exclusivement par les changements de vitesse de la sédimentation, qui augmente dans les phases lagunaires, et diminue brusquement presque jusqu'à rien, au moment de la fin du remplissage de la lagune.

Ce mécanisme-là n'implique pas que la vitesse moyenne de la sédimentation soit égale à celle de la subsidence, car l'arrêt de la sédimentation, qui détermine

la transgression marine, a lieu par des causes liées à l'évolution morphologique des lagunes. La seule condition nécessaire est au contraire que la sédimentation soit dans son ensemble suffisamment abondante pour faire reculer la plage malgré la subsidence, et pour donner lieu à la naissance de barres sableuses qui renferment les lagunes.

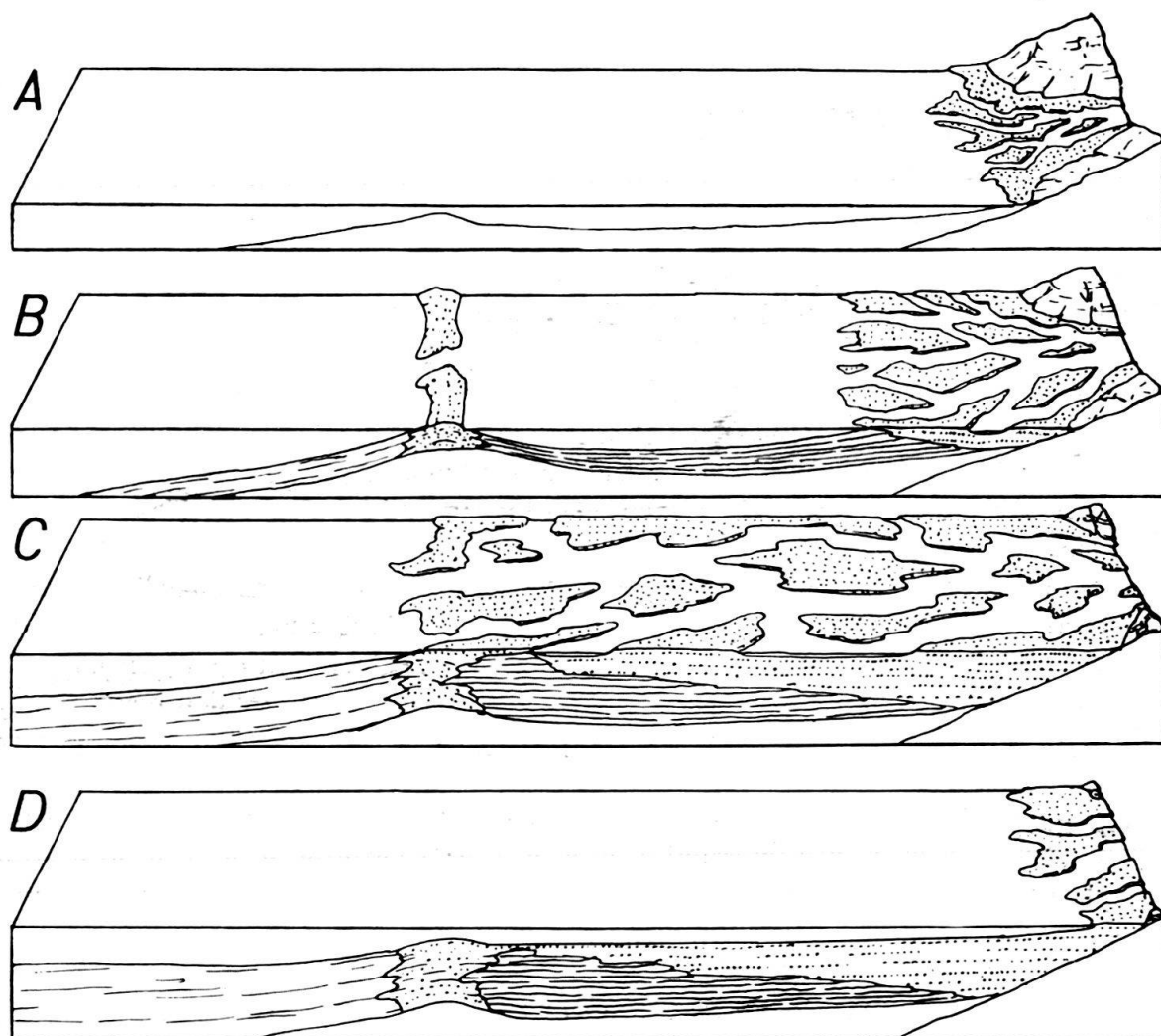


Fig. 1. Hypothèse de base: la subsidence se déroule à une vitesse constante.

A = Après une transgression, une sédimentation abondante, due aux apports détritiques fluviaux, commence à déterminer une phase de régression.

B = Formation d'une barre sableuse et d'une lagune. Dans le bassin lagunaire, la sédimentation devient plus rapide, à cause de la très faible dispersion au large des matériaux fins.

C = La lagune est remplie de sédiments. A partir de ce moment-là la plupart des matériaux détritiques va se disperser au large; la vitesse de la sédimentation dans la zone où existait la lagune devient presque nulle. On observe des argiles ou des limons jaunis par oxydation. L'existence éventuelle d'une forêt conduirait à la formation d'une couche de charbon.

D = La subsidence l'emporte sur le remplissage et la mer transgresse sur la zone.

La figure 2 montre un schéma de 4 séquences rythmiques, inspiré au cas réel de la plaine alluviale de l'Arno, aux environs de Pise.

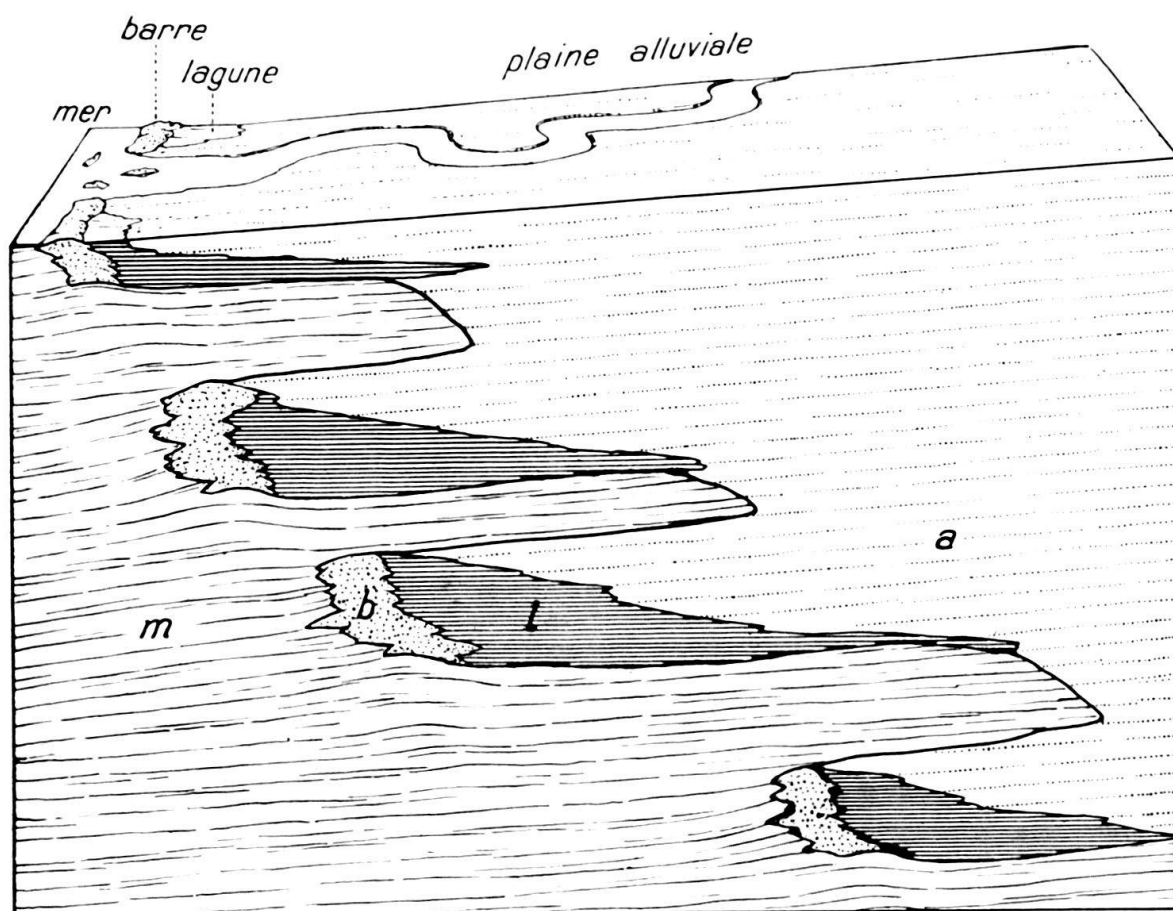


Fig. 2. Coupe schématique de la sédimentation rythmique dans la basse vallée de l'Arno. L'épaisseur de la coupe est de 200 mètres environ.

m = dépôts marins; *b* = barres sableuses; *l* = dépôts lagunaires; *a* = alluvions fluviales

La figure 3 montre à gauche les terrains traversés par un forage de 224 mètres de profondeur dans la plaine alluviale de Pise; à droite une coupe dans les alentours de Rome, dans la carrière Fronzetti (Monte delle Piche).

Dans les deux exemples les séquences rythmiques ont eu lieu durant des périodes de soulèvement du niveau des mers, après un minimum eustatique glaciaire. Dans le cas de la plaine de Pise il est certain qu'il y a eu des oscillations climatiques, et par conséquent des variations dans la vitesse de la sédimentation. L'étude détaillée des interférences entre les rythmes dus à l'évolution des lagunes et les oscillations climatiques suivra prochainement, à l'aide de plusieurs analyses polliniques et de déterminations d'âge absolu avec la méthode du radiocarbone.

Pour le moment nous avons essayé de mettre en évidence le rôle des phases lagunaires sur l'équilibre entre sédimentation et subsidence (ou mouvements eustatiques des mers) et son importance pour déterminer les accélérations et les ralentissements de la vitesse de la sédimentation.

Nous serons heureux si les connaisseurs des rythmes à charbon (du Carbonifère et d'autres périodes) examinent notre hypothèse et sa validité éventuelle pour les séries houillères classiques, étant donné que, dans la littérature qui nous a été accessible, la rythmicité de la sédimentation est généralement admise comme liée à une subsidence saccadée.

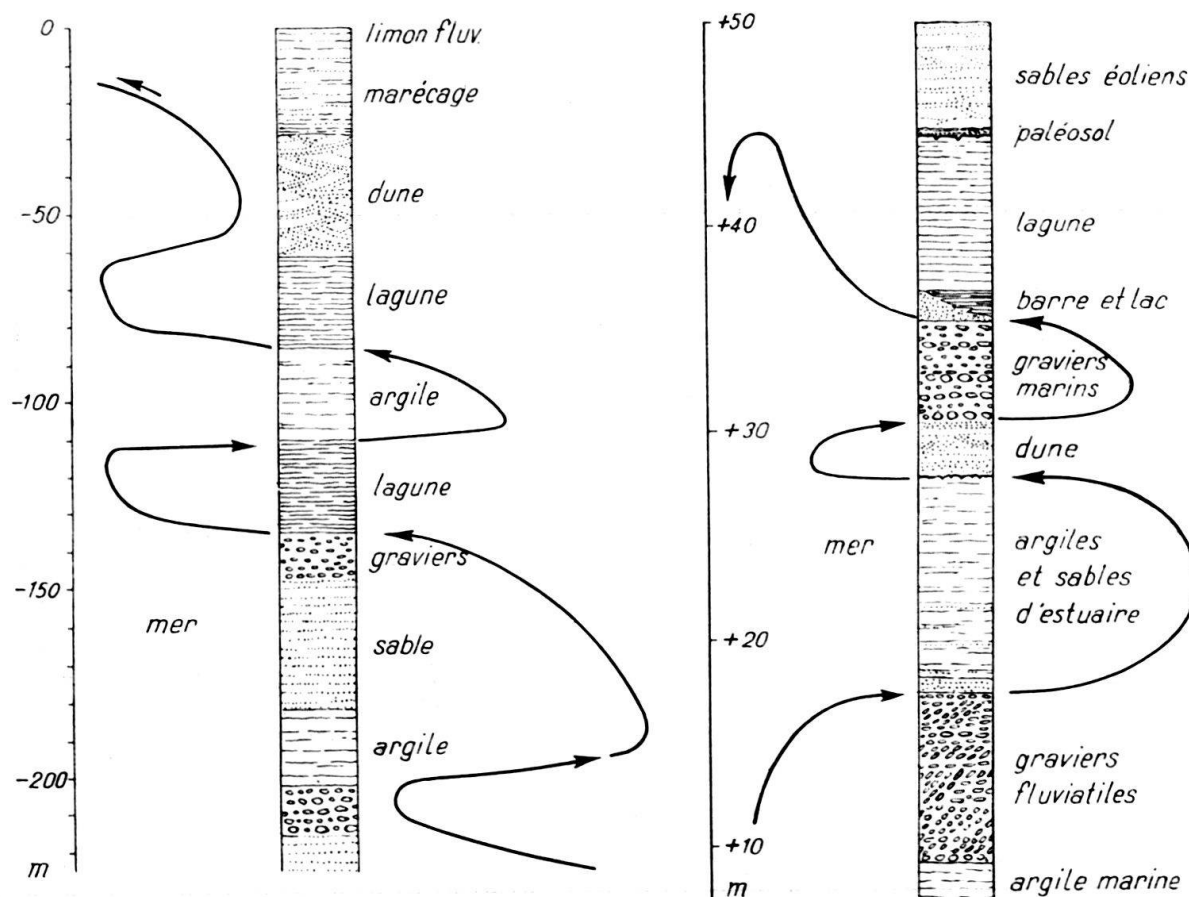


Fig. 3. Les flèches indiquent les mouvements de la ligne de rivage.

Le profil à gauche (plaine alluviale de Pise) comprend des séquences rythmiques dont celles à partir de -150 mètres sont sûrement postérieures au Würm I et se prolongent jusqu'à nos jours. Dans la région il y a eu en même temps subsidence et mouvement eustatique positif de la mer.

Le profil à droite (Cava Fronzetti, près de Rome) correspond à la terrasse du Sicilien. A la base les argiles marines du Calabrien; au sommet des sables éoliens. Tous ces dépôts-là se sont formés pendant que le niveau de la mer remontait après le minimum eustatique correspondant à la glaciation de Mindel

Toutefois quelques auteurs n'admettent pas comme nécessaires des changements de la vitesse de la subsidence, et considèrent la rythmicité comme due à des facteurs climatiques et à d'autres encore. Parmi ces derniers nous rappelons ici A. BERSIER (*La sédimentation cyclique des faciès détritiques molasse et houiller, signification et cause*. Revue de l'Inst. Franç. du Pétrole, VIII, 1953) qui a pris en considération des facteurs liés à l'évolution morphologique, qui s'encadrent sans difficulté dans l'explication plus générale proposée par nous.

43 – VICTOR TONNARD, Dr Ing. (Laboratoire de Minéralogie de l'Institut agronomique de l'Etat à Gembloux Belgique): **Présentation et applications de l'Indice de périmétrie.** Avec 1 figure dans le texte.

RÉSUMÉ

Après avoir constaté les aléas de l'interprétation des graphiques construits à partir de la mesure de l'indice d'éroulé du 1^{er} ordre, l'auteur propose un *indice de périmétrie (C)*, mieux adapté à la représentation graphique par courbes cumulatives. On donne également un exemple d'application: l'étude des limons éoliens quaternaires en Belgique.

Le nombre d'indices combinant les mesures prises sur les grains de sable ou les galets et cherchant à en chiffrer l'usure est déjà fort considérable et la liste ne fait que s'allonger. Bientôt, si ce n'est déjà le cas, la confusion se glissera dans cette foule de définitions et le besoin d'une sélection se fera sentir. Le choix se portera sans doute sur l'indice le plus parlant dans le plus grand nombre de cas, le plus facile à mesurer sans risque d'erreur, le plus rapide. Mais le nombre d'applications et d'exemples que pourront présenter les indices en compétition aura certainement son influence propre.

Lorsque cet indice sera adopté et généralement appliqué, il n'en restera pas moins vrai – certaines monographies ont pu le montrer – que, dans des cas particuliers, d'autres indices pourront être plus parlants en tranchant mieux des questions ou dissociant des faits. C'est parce qu'il est rare que deux indices fassent toujours et partout double emploi qu'est ici présenté un nouvel indice. Dans l'étude des sédiments éoliens, il a levé certaines indéterminations que les autres laissaient subsister.

L'*indice de périmétrie* n'a pas la prétention d'un usage universel. Son application se limite aux cas où l'on est amené à tenter, par le seul critère morphométrique, une distinction entre des sédiments ayant atteint des états d'usure très proches: des sables ou des limons éoliens; des sables marins d'un même âge géologique.

L'indice de périmétrie tire son origine d'une tentative de M. J. M. GRAULICH (1951). Cet auteur utilise l'indice d'éroulé du 1^{er} ordre de M. A. CAILLEUX (1950) ($I_1 = 2r_1/L \times 1000$ où r_1 est le plus petit rayon de courbure mesuré à la cible micrométrique et L le plus grand diamètre du grain ou galet posé sur sa plus grande face). Au lieu de présenter les résultats à la manière chiffrée habituelle, par une moyenne de 20 à 50 mesures, M. J. M. GRAULICH les présente sous la forme d'une courbe cumulative Pourcents/Indices et il entend caractériser les sédiments par l'allure des courbes. De présentation séduisante parce que permettant une lecture et des comparaisons faciles des résultats, cette méthode devait encore être testée dans le plus grand nombre de cas possibles.

Les nombreux essais et répétitions effectués au laboratoire de Minéralogie de l'Institut agronomique de Gembloux permirent d'énoncer les conclusions suivantes. Les courbes cumulatives se distinguent très bien les unes des autres lorsqu'on étudie des sédiments *évolus* d'origines *très différentes*: marins, éoliens, fluviaux. La position de la courbe, exprimée par la moyenne, son inclinaison, exprimée par l'interquartile, caractérisent nettement les types sédimentaires. *Des crochets éventuels montreraient le passage d'un type d'usure à un autre ou un remaniement.*

Mais une pareille présentation des résultats obtenus sur des sédiments peu évolués ou ayant subi un même type d'usure se heurte à des difficultés d'interprétation quasi insurmontables. Il faudrait comparer au détail près des courbes très semblables ou qui ne se distingueraient que par le nombre ou la position des crochets. On doit alors se demander si *tous* les ressauts présentés par la courbe en sont de réelles caractéristiques ou si certains ne sont que des artéfacts issus d'un classement accidentel. Il y a bien neuf cercles gravés sur la cible de référence destinée à la mesure de r_1 , mais comme les grains étudiés appartiennent à une même classe granulométrique – afin de faciliter le montage et pour des raisons qui furent exposées précédemment, CAILLEUX (1950) – le nombre de cercles pratiquement utilisés tombe à cinq ou quatre. Ceci entraîne un inévitable classement de l'indice que la valeur de L ne corrige guère puisqu'elle est évidemment assez constante dans une même classe granulométrique. Ce classement se traduit, dans la courbe cumulative, par des ressauts qui se superposent aux crochets caractéristiques. On s'en convaincra facilement en constatant que ces ressauts se déplacent le long de la courbe ou même disparaissent si on modifie le grossissement utilisé. Il serait donc très aléatoire d'envisager le nombre et la position des crochets pour distinguer des courbes qui se confondent par leurs autres caractères.

Il est possible de réduire les causes du classement en multipliant le nombre de mesures; cependant, des séries qui dépassent cent cinquante individus se sont avérées de manipulation malaisée. On peut encore augmenter le nombre de cercles de référence utilisés pour l'estimation de r_1 : le contour du grain est dessiné à la chambre claire ou au microprojecteur et la mesure de L et r_1 est effectuée au moyen de deux cibles complémentaires transparentes superposées à l'image et dont les cercles se succèdent de deux en deux millimètres; le rayon du plus petit cercle est pair dans l'une des cibles et impair dans l'autre.

Néanmoins, de par son principe de mesure, la méthode de l'indice d'émoussé du 1^{er} ordre reste entachée d'un risque de classement accidentel pratiquement incontrôlable. L'opérateur peut aussi non seulement se tromper en faisant coïncider la plus petite courbure du grain et le cercle de référence, mais encore choisir un rayon de courbure qui n'est pas le plus petit. Cette confusion, atteignant jusqu'à 20 % avec un préparateur fatigué ou distrait peut être à l'origine d'un nouveau crochet. *Ces remarques et l'expérience montrent que l'indice d'émoussé est inapte à une représentation graphique par courbes cumulatives en dehors d'échantillons très évolués et distincts où le recours à des discriminations aussi poussées est d'ailleurs souvent superflu.*

Ainsi s'est imposée la nécessité d'un indice dont les éléments seraient fournis *par des mesures continues et ne prêtant pas à confusion*. On réduira au maximum les risques de classement artificiel et les crochets présentés par les courbes cumulatives pourront, à peu près certainement, être considérés comme caractéristiques. De plus, cet indice qui a la prétention de compléter celui de M. A. CAILLEUX, devait varier entre les mêmes limites (de 0 à 1000) et, logiquement, être d'une valeur numérique d'autant plus grande que la grandeur qu'il évoque est forte. On verra que l'appareillage utilisé – courant dans tous les laboratoires – et la règle à calcul en rendent la manipulation facile.

L'indice de périmétrie répond à la formule :

$$C = \frac{S \times 4000}{P \times D}$$

où C = indice de périmétrie¹⁾;

S = surface de la projection du grain placé sur son plan principal;

P = périmètre de cette projection;

D = plus grand diamètre de cette projection.

En exprimant la valeur de cet indice en fonction de D et π , on constatera que pour un cercle, projection d'un grain parfaitement sphérique, elle atteint 1000 et diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne de cette limite d'usure. Pratiquement, on dessine le contour du grain au microprojecteur et on mesure la surface et le périmètre de la projection au planimètre et au curvimètre; la mesure de D se prend au double décimètre (précision du millimètre); la valeur de C se calcule en trois coups de règle.

L'indice de périmétrie s'obtient donc assez rapidement et sans risque d'erreur. Les mesures ne peuvent être entachées d'aucune appréciation et plusieurs opérateurs peuvent effectuer simultanément les différentes manipulations, ce qui accélère le travail et *évite les interprétations personnelles*.

Il est inutile d'insister ici sur les questions de préparation des grains, de montage optique donnant le meilleur rendement, des limites dimensionnelles des grains utilisés et des numéros de tamis correspondants. Ce sont autant de points fort importants à envisager dans chaque étude de ce genre, mais en fonction du sédiment analysé et des moyens dont dispose le laboratoire. Signalons seulement que le nombre de grains mesurés est de beaucoup supérieur à celui qui est utilisé dans le calcul de l'indice d'émoussé de M. A. CAILLEUX: cent à cent cinquante contre vingt à trente. Ceci se comprend puisque l'on cherche à éviter tout classement accidentel.

Dans ces conditions, les courbes cumulatives obtenues à partir de l'indice de périmétrie sont beaucoup plus simples que celles qui sont construites à partir de l'indice d'émoussé; les crochets ne se déplacent pratiquement plus lorsqu'on modifie le grossissement de travail et, en tout cas, leur nombre reste constant. *Ces crochets sont donc caractéristiques des courbes cumulatives au même titre que la moyenne et l'interquartile.*

Voici un bref exemple d'utilisation de l'indice de périmétrie.

Un grand nombre de profils pédologiques ont été creusés sur le plateau de Saint-Hubert-Nassogne (Ardennes belges) dans le but de tenter une reconstitution chronologique des phénomènes périglaciaires qui s'y manifestent, TONNARD (1957). Des analyses détaillées ont montré qu'il existait très généralement, dans les lambeaux de limon éolien du plateau, trois horizons minéralogiquement distincts (voir Fig. 1):

¹⁾ Cet indice avait initialement reçu le nom d'*indice de Contrôle*; c'est M. A. CAILLEUX qui nous conseille le terme *indice de Périmétrie*.

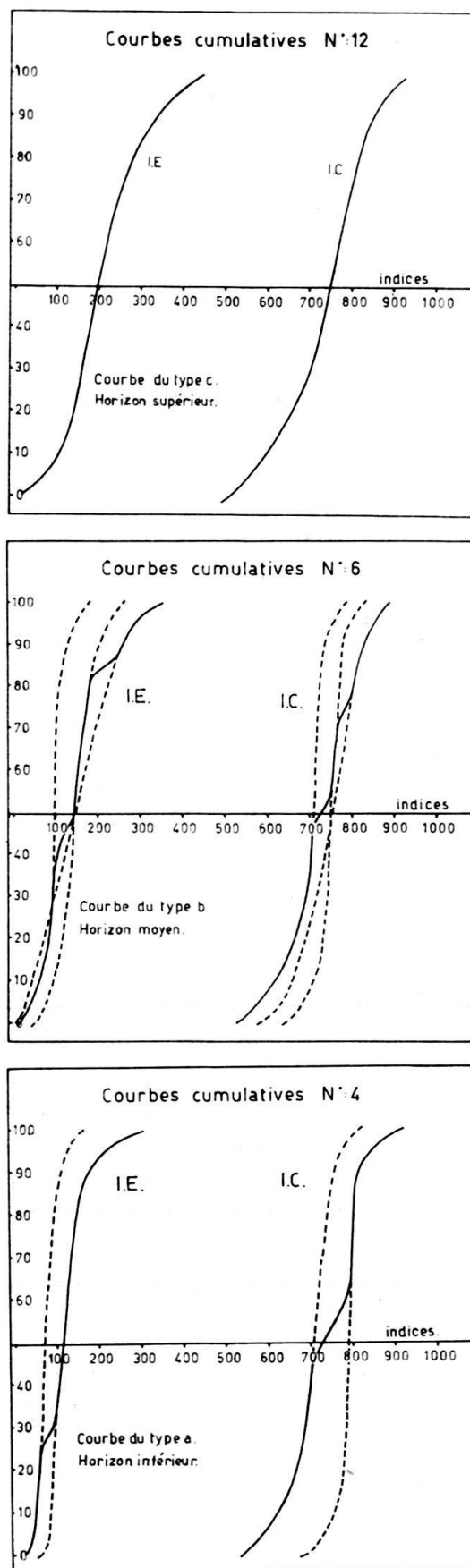


Fig. 1. Courbes morphométriques cumulatives des horizons éoliens.

l'horizon supérieur: minéraux éoliens, authigènes et éruptifs²⁾;

l'horizon moyen: minéraux éoliens et authigènes;

l'horizon inférieur: minéraux éoliens, authigènes, éruptifs *et présence d'enstatite*.

Ces horizons sont indépendants de la pédogénèse actuelle mais sont en relation étroite avec la paléopédogénèse (extension du Fragipan). L'analyse minéralogique a ainsi permis de raccorder la chronologie de Pléistocène sur le plateau de Saint-Hubert-Nassogne à celle qu'avait proposée M. GULLENTOPS dans la région de Rocour (Hesbaye), GULLENTOPS (1954). Mais afin d'éviter toute confusion entre l'horizon supérieur et inférieur, il est indispensable de retrouver *l'enstatite*, minéral relativement rare. On a ainsi été amené à tenter une distinction purement morphoscopique ou morphométrique en essayant l'indice d'éroussé du 1^{er} ordre. Ces tentatives restèrent sans résultat car les chiffres obtenus étaient trop voisins pour distinguer significativement des sédiments de même origine éolienne. Par contre, l'utilisation de l'indice de périmétrie a montré que chacun des trois horizons était caractérisé par une famille de courbes facilement discernables comme le montrent les graphiques annexés. Dès lors, ayant pu dater relativement ces trois sédiments würmiens, les problèmes chronologiques posés par les formations qui les renferment se trouvaient singulièrement simplifiés. C'est grâce à cet indice de périmétrie que la reconstitution chronologique de l'étalement des coulées boueuses a pu progresser quelque peu.

Une dernière observation doit encore être soulignée: l'extension de l'analyse morphométrique aux limons éoliens du Brabant et de la Hesbaye (loess) semble bien montrer que les trois familles de courbes cumulatives construites à partir de la mesure de l'indice de périmétrie se maintiennent partout d'une manière satisfaisante. On peut penser que ce critère possède une valeur distinctive comparable à celle de l'analyse minéralogique, du moins en ce qui concerne les limons supérieurs du quaternaire belge.

BIBLIOGRAPHIE

- J. M. GRAULICH (1951): *L'emploi des courbes cumulatives dans l'étude de l'indice d'éroussé des galets*. An. Soc. géol. Belg. 74, p. B138.
 — (1951): *A propos de la représentation graphique des indices d'éroussé*. An. Soc. géol. Belg. 74, p. B155.
 A. CAILLEUX (1950): *L'indice d'éroussé des grains de sable et grès*. Rev. Géom. dyn. 3-4, p. 78.
 V. TONNARD (1957): *A propos des coulées pierreuses du plateau de St-Hubert-Nassogne. Principaux résultats acquis depuis 1954*. Bull. Inst. agr. et Stat. Rech. Gembloux. 25, n° 3-4, p. 421.
 F. GULLENTOPS (1954): *Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique*. Mém. Inst. géol. Univ. de Louvain. 18, p. 125.

²⁾ Éoliens: hornblende verte, staurotide, épidote, grenat; authigènes: zircon, rutile, disthène, chlorite; éruptifs: hornblende basaltique, augite, sphène.

44. – J. TRICART, Laboratoire de Géographie Physique, (Université de Strasbourg): **Données pour l'utilisation paléogéographique des cailloutis.**

RÉSUMÉ

Trop souvent, l'occurrence de cailloutis ou de conglomérats est considérée comme un indice de mouvements tectoniques. En fait, l'étude des conditions de genèse des formations détritiques actuelles montre que leur faciès dépend beaucoup plus du climat et des formations végétales que des mouvements tectoniques. L'étude des cailloutis peut ainsi fournir d'importants éléments de reconstitution paléoclimatique, surtout pour les périodes récentes pendant lesquelles la couverture végétale n'était pas trop différente de l'actuelle. Les cailloutis caractérisent avant tout les zones sèches et la zone froide, ainsi que les montagnes extratropicales.

Depuis sa création, le Laboratoire de Géographie Physique de l'Université de Strasbourg poursuit des recherches sur les formations détritiques. Une importante documentation a été rassemblée sur les cailloutis à partir d'observations et d'études faites en France, en Afrique du Nord, dans le SW du Sahara, l'Afrique Occidentale, le Brésil. En tenant compte des oscillations paléoclimatiques et des régions de montagnes, elles embrassent donc toutes les grandes zones morphoclimatiques du Globe. Ces travaux ont été orientés, dès le début, vers l'analyse des processus, ce qui fait que nous possédons déjà une masse importante de données pour la reconstitution des conditions de genèse des nappes de galets. Nous avons pu ainsi constater que certains géologues commettaient de graves contre-sens dans l'interprétation des cailloutis et conglomérats anciens. C'est pourquoi nous avons résolu de tenter la présente mise au point, qui reprend et systématise certaines données de nos publications antérieures et apporte de nombreux éléments encore inédits. Nos recherches se poursuivant, cette communication revêt nécessairement un caractère provisoire.

A) LA GENÈSE DES NAPPES DE CAILLOUTIS

Il est curieux de noter qu'aucune tentative systématique n'a encore été faite, ni par les géologues ni par les géomorphologues, pour définir les conditions de genèse des nappes de cailloutis. C'est une conséquence de l'uniformitarisme promu au rang de dogme comme dans la théorie davisienne de l'érosion normale. On admet implicitement que les nappes de cailloutis peuvent se former partout à la surface du Globe, sous tous les climats, et qu'elles enregistrent fidèlement l'intensité de l'érosion. Dans les régions accidentées, les rivières en pente plus forte remueraient partout des galets d'autant plus gros que le relief est plus vigoureux. L'évolution géomorphologique se continuant, une fois atteinte la sénilité, les cours d'eau en faible pente ne déposeraient plus que des matériaux fins. C'est cette conception, qui, transposée dans le domaine géologique, a incité les géologues à faire des cailloutis les témoignages de phases orogéniques.

En réalité, les choses sont bien différentes et les progrès de la géomorphologie climatique, reposant sur l'analyse des processus d'évolution du relief, amènent à poser le problème dans de tout autres termes.

Les cailloutis correspondent à des systèmes morphogénétiques à importante composante mécanique, permettant le transport de fragments de roches à la surface du sol jusque dans le lit des rivières, puis leur cheminement sous l'effet du courant. Cela suppose deux séries de conditions:

1) Des sols minces ou, mieux encore, pas de sol du tout. Lorsqu'un glacier racle la roche en place cohérente, il en emporte des fragments intacts et les restitue presque intégralement dans ses moraines, à l'exception de la faible fraction transformée en poudre par le frottement contre les parois du lit. En montagne, un éboulis qui tombe dans un torrent lui fournit directement une charge grossière qui se transforme rapidement en galets. Il en est de même d'une coulée de solifluxion, à cette réserve près qu'une fragmentation intense sous l'effet de la gélivation peut raréfier considérablement dans son sein même les débris de taille suffisante pour donner des galets. Par exemple, en Champagne, la craie ne forme pas de galets dans les nappes alluviales périglaciaires, mais seulement des granules: les éléments de 10 cm environ, fréquents lors de la fragmentation de la roche en place, sont subdivisés lors de leur cheminement sur les versants. Inversement, lorsqu'un sol continu existe, l'érosion ne s'exerce directement aux dépens de la roche que là où elle est dénudée: abrupts rocheux des versants, roches affleurant sur le fond du lit des rivières ou sur l'estran. Partout ailleurs, elle décape le sol, formé essentiellement d'éléments fins. La végétation entrave de plus le ruissellement et ne lui laisse emporter généralement que des limons, voire des sables. Sauf là où elle est très clairsemée, elle interdit le déplacement des fragments de plusieurs centimètres. Dans les régions de plaines tempérées et même dans une bonne partie des moyennes montagnes (Jura, Massif Central, Vosges, Préalpes, etc.), les versants ne fournissent pratiquement pas de galets aux cours d'eau et ceux que l'on trouve dans leur lit sont remaniés des nappes alluviales de fond de vallée, élaborées lors des périodes froides quaternaires sous des conditions très différentes (végétation de toundra plus ou moins clairsemée, gélivation intense, solifluxion, éboulis, etc.). Il faut aller en haute montagne ou dans des gorges pour que les apports latéraux soient suffisants pour nourrir sans remaniement un transport abondant de galets.

La formation des galets est donc une conséquence directe de la composante mécanique du système morphogénétique. Elle varie en fonction inverse des actions chimiques et biochimiques. Là où ces dernières sont intenses, la roche cohérente disparaît sous un manteau d'altération si épais que ses pointements sont exceptionnels, même lorsque les pentes sont raides. Les seuls débris fournis aux cours d'eau sont fins: argiles, limons, un peu de sable. Mais on peut même avoir des affleurements rocheux sans qu'il y ait libération de galets: il suffit que les processus de fragmentation soient déficients. C'est ce qui se produit notamment dans la zone intertropicale. Tant au Brésil qu'en Côte d'Ivoire, on n'observe aucun fragment grossier au pied des nombreux dômes, coupoles et pains de sucre de roches cristallines ou cristallophylliennes aux parois rocheuses cependant abruptes. Leur destruction se fait par corrosion, donnant des éléments dissous; par désagrégation granulaire due à l'altération des feldspaths, fournissant des sables; par détachement de pans de rochers sous l'effet de l'élargissement des diaclases par corrosion, libérant de gros blocs qui sont ensuite réduits par l'altération.

Dans toute la zone intertropicale, en forêt comme en savane, les galets sont une exception dans les cours d'eau actuels comme sur les plages. On passe directement des gros blocs, excédant la compétence, aux sables, produits de la désagrégation granulaire, ou aux limons et aux éléments dissous, produits d'une altération plus poussée. En effet, même là où affleurent des têtes de rochers dans les rapides

des cours d'eau ou sur l'estran, la fragmentation mécanique en est déficiente par suite de la carence du plus actif de ses processus, le gel. L'altération chimique joue presque seule et le produit le plus grossier relativement stable qu'elle puisse fournir sont des sables quartzeux. Sur les cours d'eau, les galets sont tout à fait exceptionnels aussi bien en savane qu'en forêt. Jamais ils ne forment de bancs et se rencontrent uniquement sous la forme d'individus isolés, généralement dans les anfractuosités des rapides formés par des bancs de roche en place. La seule différence est que le matériel des rivières de la forêt est plus argileux et plus limoneux, celui des fleuves de savane plus sableux, l'altération chimique étant entravée par la saison sèche. Sur les littoraux, on n'observe pas non plus de galets dans la zone tropicale humide, même au pied de falaises rocheuses, comme à Tabou (Côte d'Ivoire). Généralement, la falaise est couverte par la forêt, ce qui permet l'altération intense de la roche, et la mer se borne à nettoyer son pied, provoquant des glissements de latosols peu évolués, très sableux. Là aussi, on observe la juxtaposition des boules de plusieurs mètres cubes et des sables, sans fraction intermédiaire. Les galets apparaissent cependant, peu abondants d'ailleurs, sur les littoraux de la zone intertropicale sèche, par exemple à Dakar, dans les basaltes. Là, la mer attaque directement la roche en place des falaises où l'altération chimique est très réduite par la sécheresse et, profitant à la fois de la fissilité du matériel et de la corrosion, en détache des fragments qu'elle roule ensuite.

2) Une stabilité suffisante des fragments dans le milieu de transport pour qu'ils puissent être façonnés en galets, déplacés sur des distances suffisantes et accumulés les uns après les autres en grandes masses.

Cette stabilité est réalisée dans les meilleures conditions en milieu glaciaire. Ce sont les glaciers qui ont mis en place, avec leurs eaux de fonte, les plus grandes nappes de cailloutis de toute la bordure alpine, du centre des Etats-Unis, de l'Allemagne du Nord, de la Pologne. Le milieu glaciaire, en effet, est idéal pour la conservation des fragments en cours de transport: aucune action chimique, une usure mécanique des plus réduites, comme le montre la faiblesse du façonnement. De petits galets peuvent être transportés sans dommage sur des centaines, voire des milliers de kilomètres, ce qui ne s'observe que tout à fait exceptionnellement, et pour certaines roches seulement, en milieu fluvial et jamais en milieu marin.

En milieu fluvial ou marin, les fragments se réduisent en cours de façonnement sous l'effet de plusieurs séries de processus:

– Les chocs entre particules, qui aboutissent au broyage des éléments les plus friables et à leur élimination de la classe des galets. Ces chocs sont fonction de la granulométrie: ils ne prennent d'importance que dans les milieux où de très gros galets sont mis en mouvement. Ils éliminent essentiellement les galets les plus petits. Le processus est actif surtout sur les gros torrents et sur les rivages exposés. Ainsi, en Bretagne, à Bréhec, sur un cordon où la mer déplace des blocs de 60–80 kg, la proportion de schistes sédimentaires tendres tombe de 40 à 0% en 1 km (taille 4–6 cm), celle de grès tendres de 8–12 cm passe de 66 à 49% tandis que celle des galets de 4–6 cm de la même roche monte de 21 à 35% par suite du concassage des fragments plus gros. Cette action de fragmentation par les chocs est particulièrement intense en milieu marin, où le matériel est beaucoup plus brassé que dans un cours d'eau, même torrentiel.

– La fragmentation mécanique par les processus subaériens pendant la période de façonnement. Elle joue un rôle fort appréciable sous les climats froids. Par exemple, dans les rivières, le gel hivernal provoque toujours des basses eaux qui amènent l'exondation partielle des bancs de galets. Ceux-ci sont alors soumis à la gélivation, particulièrement efficace du fait qu'elle s'exerce sur un matériel humide. Il arrive souvent de voir, dans ces conditions, des galets débités en rondelles. Ce processus joue aussi en milieu littoral, mais seulement sous des climats beaucoup plus rudes du fait que l'eau de mer gèle plus difficilement.

– L'altération chimique s'exerce pendant toute la période où le galet est submergé. Ce facteur joue davantage en milieu fluviatile qu'en milieu marin, le pouvoir corrosif de l'eau de mer variant moins que celui de l'eau douce du fait de la relative homogénéité de sa composition. Dans les cours d'eau, les galets restent très longtemps immobiles sur le fond du lit entre les crues permettant leur déplacement. Ils sont alors polis par le sable et corrodés par une eau qui se renouvelle sans cesse. Sous climat chaud, les acides organiques et les êtres unicellulaires sont particulièrement actifs. Les galets ne résistent pas. Deux à trois kilomètres en aval du banc rocheux dont ils proviennent, ils ont déjà à peu près complètement disparu, même les quartz et les quartzites dont les plans de clivage se ferruginisent et dont la surface se désagrège à la manière de celle d'un morceau de sucre dans un café bien chaud. En milieu tempéré, cette action n'est pas négligeable quoique moindre. Dans les rivières du Massif central, comme le Tarn, ou des Pyrénées orientales (Têt, Tech, Agly, Aude), le rapport quartz/(granites + gneiss) croît rapidement vers l'aval. Ainsi, sur le Tarn, en 80 km, pour la taille 10–15 cm, il passe de 0,5 à 2. Cette altération varie en partie en fonction du régime : un accroissement de la masse totale des charriages la diminue. Ainsi, sur le R. Itapicuru (Bahia, Brésil), pendant des périodes de climat plus sec et plus torrentiel, le cours d'eau a transporté de grandes masses de sable. Les galets enterrés dans les alluvions ont été partiellement soustraits à l'altération pendant les périodes de stationnement entre les crues et pu ainsi cheminer beaucoup plus loin vers l'aval. Les galets de gneiss exceptionnels du reste, ont pu ainsi franchir une soixantaine de kilomètres contre 3 à 4 aujourd'hui.

Il faut donc, pour la mise en place de nappes de cailloutis, toute une série de circonstances favorables dont l'essentiel est de *nature climatique et non tectonique*.

En milieu fluviatile, les cailloutis caractérisent les systèmes morphogénétiques à dominante mécanique où les processus de fragmentation sont intenses et opèrent par masses assez importantes, libérant, en gros, des débris décimétriques. Le milieu glaciaire est, de beaucoup, le plus favorable. Le milieu fluviatile froid le suit de près. Vient enfin, en dernier, le milieu semi-aride soumis au ruissellement diffus où s'élaborent des nappes d'épandage caillouteuses.

Les rapports avec la vigueur du relief sont très ténus, indirects par essence. Sous un milieu climatique défavorable, des reliefs très vigoureux et abrupts peuvent n'engendrer aucun banc de galets. Tel est le cas de la Serra do Mar brésilienne aux environs de Rio de Janeiro et de S. Paulo. La dénivellation est souvent de 1000 m sur 5 à 10 km seulement et, cependant, les torrents qui en descendent ne déposent que des sables et des limons argileux. Ce n'est qu'exceptionnellement qu'on rencontre quelques galets dans une anfractuosité rocheuse de leur lit, jamais assez

pour former le moindre banc. Même chose à l'embouchure du Congo, où ne manquent, cependant, ni la pente ni le débit. Inversement, dans d'autres milieux morphoclimatiques, des nappes de cailloutis importantes ont été mises en place sur des pentes très faibles, dans des régions peu accidentées, de plaines ou de plateaux. Tel est le cas, par exemple, des nappes d'épandage semi-arides du bas Gorgol (Mauritanie) ou du Niger près de Bourem (Soudan). Elles s'étalent sur des dizaines et des dizaines de kilomètres, contiennent des éléments atteignant 10 cm et sont inclinées seulement de 0,1 à 0,5 %, occupant de vastes glacis se perdant à l'horizon. Dans les conditions d'un écoulement en nappe violent, ce matériel a été déplacé sur de grandes distances à partir d'inselbergs isolés et de peu de volume. Il s'agit de dépôts de surface d'érosion, comme les « ranas » plio-quaternaires de la péninsule Ibérique.

On peut donc rencontrer, essentiellement sous climat tropical humide ou semi-humide, des reliefs très vigoureux, de véritables montagnes, dont le pied n'est bordé que de dépôts détritiques fins et, au contraire, des nappes caillouteuses immenses dans des régions de plaines ou de plateaux. On voit combien il est téméraire de déduire une phase tectonique de la superposition d'un dépôt grossier à une formation détritique fine. L'énorme nappe de cailloutis calcaires quaternaires du Perthois, dans le Bassin de Paris, interprétée de cette manière, impliquerait la surrection d'une véritable chaîne alpine !

Le plus souvent, la mise en place d'une nappe de cailloutis succédant à un matériel fin résulte d'une oscillation climatique, par exemple du passage d'un climat tropical humide à un climat semi-aride, cas très fréquent dans le Crétacé et le Tertiaire européen et dans le Quaternaire d'Afrique tropicale ou du Brésil ou encore, succession d'une phase froide à une phase tempérée (pays des latitudes moyennes au Quaternaire). Répétons-le, les plus grandes nappes de cailloutis péréalpines sont quaternaires et d'origine glaciaire alors que les dépôts de galets interglaciaires sont fort réduits et limités, en grande partie, aux remaniements. Penserait-on à faire de chacune des glaciations une période orogénique ou des nappes de cailloutis mis en place lors des phases sèches du Quaternaire sur le littoral pauliste (Brésil) l'indice d'un intense diastrophisme ? Or, c'est cependant ainsi qu'ont raisonné, implicitement, bien des géologues au vu des conglomérats préquaternaires. Est-ce à dire que l'orogénèse n'a aucune influence sur le faciès des sédiments détritiques ? Certes non. La formation d'une chaîne de montagnes crée un relief dans lequel l'entaille des cours d'eau accuse les pentes. De la sorte, l'altération chimique est défavorisée au profit de l'ablation mécanique et l'équilibre des processus morphogénétiques est modifié. Mais cela ne peut se traduire dans les formations détritiques que sous certaines conditions de climat, celles qui ne permettent pas le développement d'une vigoureuse couverture végétale fixatrice. Il faut, par ailleurs, pour que ces conséquences apparaissent, des montagnes déjà vigoureuses, violemment disséquées et, parfois assez élevées pour que l'altitude y introduise le développement de formations végétales différentes de celles des plaines voisines (prairie alpine par exemple). Tout cela exige du temps, beaucoup de temps, des dizaines de millions d'années. Ces modifications se produisent lentement. Il faut une surrection de 1000 m au moins, sous nos climats cependant particulièrement favorables, pour modifier assez profondément le faciès des alluvions.

Il en faut beaucoup plus en milieu intertropical. Or, les changements climatiques sont généralement beaucoup plus rapides que des déformations de cette ampleur: en 10.000 ans on est passé du Wurm au Postglaciaire. Les conséquences sédimentologiques de l'événement ont été énormes et très brusques. Des phénomènes du même genre, même beaucoup moins brutaux, se sont certainement produits au Tertiaire et avant. Ils ont certainement influé davantage sur le faciès des dépôts alluviaux que les phases tectoniques, plus progressives, plus étalées dans le temps, plus irrégulières dans l'espace. Une grande partie des interprétations tectoniques est donc à reprendre.

Des problèmes analogues se posent également au sujet du milieu marin. Il s'agit principalement de la notion de «conglomérat de base». Même en dehors de régions impropres à fournir des galets du fait de la nature de leurs roches, sa présence n'a rien d'obligatoire à la base d'une transgression. Sous les climats intertropicaux, les galets marins sont rares, très rares, limités aux parties les plus sèches des régions de savanes. Or, la plupart des climats du Mésozoïque et du Cénozoïque appartenaient à la catégorie des climats tropicaux et subtropicaux. Lors des phases humides, même au pied de falaises abruptes et très élevées (plus de 100 m dans l'W de la Côte d'Ivoire), les dépôts de plage étaient exclusivement sableux. Même si une transgression envahissait progressivement un tel socle cristallin, elle ne s'accompagnerait d'aucun conglomérat, seulement d'une nappe de sable.

Bien souvent, les conglomérats de base résultent d'un concours de circonstances particulier. Par exemple, si un épandage caillouteux semi-aride est envahi par la mer, ses galets sont remaniés sur place et acquièrent un façonnement marin tandis que la surface bien plane sur laquelle il repose devient surface de discordance. On a alors un conglomérat de base typique, trop typique même, car usurpé. Le cas semble bien avoir été fréquent, notamment avec les épandages fluvioglaciaires des glaciations paléozoïques et les dépôts semi-arides plus récents. Nous en avons analysé un exemple avec J. VONFELT, celui du conglomérat oligocène de la bordure vosgienne. Il s'est révélé être constitué de cônes de déjections semi-arides mis en place sur le bord du golfe saumâtre du fossé alsacien, avec les dépôts duquel ils se sont interstratifiés du fait de la subsidence.

Les méthodes lithologiques modernes permettent de faire ces distinctions.

B) QUELQUES CARACTÉRISTIQUES SIGNIFICATIVES DES CAILLOUTIS

Pour effectuer une interprétation géologique correcte des cailloutis, il est indispensable de bien connaître leurs conditions de genèse actuelles qui ne sont qu'un élément de l'évolution géomorphologique générale. Nous en donnerons donc quelques rapides aperçus sur divers points.

1° *Granulométrie et tectonique:*

C'est également un axiome courant que de déduire l'importance du relief de la dimension des galets. S'il est incontestable que, *dans l'eau pure*, la taille des particules charriées variées comme la sixième puissance de la vitesse du courant, cette règle d'hydrodynamique n'en doit pas moins être appliquée avec discernement au domaine géomorphologique et géologique. En effet, toute une série de facteurs

interviennent pour déterminer la dimension effective des plus gros éléments charriés par un cours d'eau, telle qu'on peut la déterminer, par exemple, par l'établissement du centile.

a) La taille des particules disponibles pour le transport, facteur qui dépend de la lithologie et des mécanismes morphoclimatiques. Le jeu de ces derniers a déjà été exposé. Quant à la lithologie, elle joue surtout par la texture: espacement des joints et diaclases. Ce sont eux qui guident aussi bien l'altération que la fragmentation et déterminent la dimension du fragment initial qui arrive dans le cours d'eau ou sur une plage. Exactement comme un torrent dont tout le bassin est argileux ne peut transporter de galets, un cours d'eau qui entaille des roches se délitant en plaquettes centimétriques, comme certains marno-calcaires, ne peut charrier de blocs, *même si sa compétence l'y autorise*. Tel était le cas, par exemple, des rivières champenoises lors des périodes froides du Quaternaire: elles n'ont déplacé que des granules car la craie, fragmentée par le gel, était incapable de fournir des éléments plus gros. Ce facteur, combiné au jeu du climat, qui intervient dans le mode de fragmentation, joue un très grand rôle, surtout pour les rivières de la zone chaude. Il explique, par exemple, le calibrage des galets de quartz filonien de nombreux épandages semi-arides. Très souvent, ces formations ne comportent guère de galets de plus de 10-15 cm. Ce n'est pas la conséquence d'un triage et d'une insuffisance de compétence, car, quand apparaissent des filons de pegmatites moins divisés, des cailloutis de ce type s'incorporent des blocs de 40 à 50 cm sans que le débit ou la pente de transport aient varié. C'est tout simplement que le quartz filonien des gneiss et des granites ne forme jamais des amas massifs et se divise suivant des plans de clivage trop rapprochés pour donner de gros fragments. Dans un cailloutis, la courbe du pourcentage de ces quartz en fonction de la dimension est toujours décroissante au-dessus de 20 cm environ. Ce n'est que dans des cas tout à fait exceptionnels, comme dans les Pyrénées orientales, que l'on voit une proportion importante de quartz à des tailles supérieures à 30 cm.

b) La compétence commande la dimension des particules charriées par un cours d'eau. Or, il s'agit d'une notion en elle-même fort complexe, que les études sur modèle réduit ne peuvent permettre de calculer à cause d'impossibilités dans l'application de la loi des similitudes. La compétence varie en fonction: d'une part de la vitesse du courant, d'autre part, de la charge solide.

La vitesse du courant est influencée en premier lieu par la pente, ce qui est bien connu. Mais ce facteur ne joue pas seul. La ruguosité intervient aussi et joue parfois en sens inverse. Par exemple, lorsqu'un cours d'eau s'étale en nombreux bras peu profonds à la surface de bancs de cailloux ou de dalles de roche en place (cas de nombreux rapides tropicaux), son rayon hydraulique croît considérablement, et, avec lui, la ruguosité. A pente identique, son courant est moins rapide et sa compétence plus faible que dans les secteurs où toute l'eau se concentre dans un chenal unique. Sur le Mississippi, L. B. LEOPOLD a pu démontrer que la vitesse de l'écoulement croissait vers l'aval, du fait de la diminution des frottements. Or, par suite des conditions d'alimentation en débris, la granulométrie des alluvions décroît dans la même direction.

La compétence dépend aussi, et ce, dans une proportion considérable, de la nature et de l'importance de la charge alluviale. Le transport d'éléments fins en suspension, limons et argiles, accroît la densité de l'eau, et, semble-t-il, aussi sa viscosité. L'eau trouble se meut plus lentement que l'eau claire sur une même pente et à débit analogue mais dispose d'une compétence plus élevée. Par adjonction de matières en suspension, on passe progressivement et, semble-t-il, sans rupture, de l'écoulement fluvial proprement dit aux laves torrentielles puis aux coulées boueuses et à la solifluxion. N'a-t-on pas relevé, dans certaines rivières (Hoang Ho, torrents du SW des Etats-Unis), 40 et même 60% de boue ? La dynamique est complètement modifiée et de très gros éléments peuvent alors être pris en charge. Sur un torrent des Alpes autrichiennes, nous avons pu démontrer que l'écoulement clair avait une compétence de 60-70 kg environ et les laves torrentielles de 2 à 3 tonnes. Or, il arrive souvent qu'au cours d'une même crue, il se produise un épisode momentané à écoulement de type lave, grâce à une forte concentration fugitive en troubles, qui transporte de très gros éléments, abandonnés dès que l'eau redevient plus claire. Suivant les cas, la fraction fine ne se dépose pas ou est lavée par la fin de la crue et le mécanisme ne peut plus se discerner sur simple examen granulométrique des alluvions. Ce phénomène revêt une très grande importance dans certaines montagnes (formations gypseuses et salifères) et sous certains climats secs, à violentes averses tombant sur un sol mal protégé (Afrique du Nord, Sud-Ouest des Etats-Unis, Chine du Nord). Il semble qu'on doive faire appel à lui pour la mise en place de certaines formations caillouteuses comprenant des éléments très gros (Villafranchien d'Europe occidentale et des Rocheuses, hautes terrasses quaternaires de certaines parties du Brésil, etc.). Une faible modification de climat provoquant une récession de la couverture végétale, ou le défrichement par l'homme, peuvent faire succéder de tels dépôts à des formations plus fines. Le cas semble fréquent dans la gamme des climats secs subtropicaux et tropicaux du Tertiaire (formations Bartonniennes du Languedoc par exemple). Des formations extraordinairement grossières peuvent alors se mettre en place dans des régions de relief modéré, de collines de 100 à 200 m de haut seulement, mais aux versants raides.

2° Signification de la nature pétrographique des cailloutis:

Il n'existe qu'un très lointain rapport entre la composition pétrographique d'une nappe de cailloutis et la nature des affleurements qui l'alimentent. Jamais nous n'avons rencontré de proportionnalité définie entre la surface relative des affleurements des divers faciès et la part respective des divers types de roches correspondants dans la formation détritique. Cette non-coïncidence s'explique aisément. Elle est fonction des facteurs suivants:

a) L'aptitude des divers affleurements à fournir des débris de la classe dimensionnelle considérée. Elle est elle-même commandée avant tout par le climat, subsidiairement par le relief. Sous les climats tropicaux, les seuls galets que l'on rencontre sont siliceux ou silico-ferrugineux, c'est-à-dire formés par la roche usuelle la plus résistante à l'altération chimique. Les rares galets des secteurs rocheux des rapides de la zone intertropicale humide, comme les nappes d'épandage semi-arides des climats chauds et secs, sont formés exclusivement de quartz, de

quartzite, de jaspes, de radiolarites, de chailles, de débris de cuirasses ferrugineuses ou bauxitiques. En effet, les grès se désagrègent en sable, les roches cristallines ou cristallophylliennes subissent la pourriture ou la désagrégation granulaire, les calcaires sont intégralement dissous, les basaltes, diabases, diorites, dolérites sont réduits en argile directement à partir des boules libérées par l'altération. Or, ces éléments siliceux qui forment 100% des nappes de galets du Brésil (Centre-Est et Nord-Est), du Soudan, du Sud de la Mauritanie, de Côte d'Ivoire, du Gabon, dérivent d'affleurements qui ne constituent qu'une proportion infime du bassin, souvent 1%, voire même moins: filons isolés dans les roches magmatiques ou bandes appalachiennes de quartzites plus ou moins ferrugineux au milieu de séries schisteuses. Il arrive d'ailleurs souvent que, sous forêt, les quartzites soient eux-mêmes masqués par des argiles jaunâtres d'altération épaisses de plusieurs mètres. Mais ils affleurent toujours dans le lit des rivières, ce qui permet la fourniture de galets. Ces nappes de cailloutis, sauf affaissement tectonique, sont toujours minces (1 à 5 m d'épaisseur en général) et largement étalées par des divagations. Celles qui se sont mises en place pendant les périodes sèches du Quaternaire en A.O.F. et en A.E.F. contiennent généralement des gisements aurifères et diamantifères, ces minéraux ayant été concentrés par la puissante altération chimique des périodes humides antérieures. De telles nappes de cailloutis se mettent, en effet, généralement en place à la suite d'une brusque oscillation climatique: un assèchement élimine la forêt et le ruissellement remanie les formations d'altérations épaisses qui s'étaient élaborées sous son couvert. Les filons de quartz, partiellement conservés au milieu de la roche pourrie, donnent les galets. Le reste fournit des sables et des argiles évacués plus loin. Ces nappes de cailloutis jalonnent ainsi des glacis sur le pourtour des bassins de sédimentation, tandis que des séries caractérisées par des alternances compliquées de couches sableuses et argileuses, avec ferruginisations et silicifications, se déposent dans des lacs temporaires et des zones d'épandage marécageuses dans la partie centrale du bassin. De tels faciès caractérisent notamment le Continental Terminal du Sénégal ou de Côte d'Ivoire.

Ces nappes de cailloutis exclusivement siliceux, lorsqu'elles ne résultent pas d'une élimination postérieure des autres éléments par altération, constituent un type bien défini de sédimentation à signification climatique précise.

Dans chaque bassin, la nature lithologique, combinée au climat, commande directement la proportion des diverses catégories de roches représentées dans les alluvions à une taille donnée. Il en est de même, à un moindre degré, dans les formations marines. Le relief n'intervient que secondairement, le rôle principal revenant au climat. Il n'en reste pas moins que les versants les plus abrupts ont, toutes choses égales par ailleurs, plus de chance de fournir des galets que les pentes douces. Par exemple, la place, dans le spectre pétrographique, d'une roche nourrissant de nombreux éboulis, est plus grande que celle d'une formation couverte par la végétation. Mais il s'agit là de situations passagères, intéressantes pour l'étude de la dynamique actuelle, mais peu significatives pour les interprétations paléogéographiques.

Le rôle prédominant du climat est bien mis en lumière par nos études antérieures sur le Var inférieur. Dans les formations pliocènes, la proportion des calcaires, à la taille de 4-6 cm, y est de 63% en moyenne contre 73% dans les alluvions

actuelles. Or, l'érosion progressive n'a pu que réduire, entre-temps, les affleurements de la couverture calcaire. Si le principe de la sédimentation inverse est ainsi battu en brèche, c'est que le climat pliocène, plus chaud, était moins favorable à la formation d'éboulis calcaires, émetteurs de galets, que la période récente : le Var remanie en effet encore de nombreux éboulis périglaciaires de la dernière période froide.

b) L'aptitude des galets de diverses natures à subir le transport. Le problème est des plus complexes car il est conditionné, en dehors de la dilution dans les apports latéraux qui modifie incessamment le spectre pétrographique des alluvions ou du matériel des cordons littoraux, par la stabilité individuelle des galets dans le milieu de transport et par les phénomènes de triage en fonction de la dimension.

Les fragments qui arrivent dans le lit d'un cours d'eau et sont pris en charge par lui subissent à la fois des effets mécaniques et chimiques. Nous avons vu que les actions chimiques maxima sont réalisées en milieu tropical humide et qu'elles éliminent les galets siliceux en quelques kilomètres seulement. Les phénomènes mécaniques jouent également. Le galet est soumis à des chocs, à un polissage par les sables et les limons, à des effets de fragmentation subaérienne entre les crues. Ces effets mécaniques, combinés aux actions chimiques, exploitent toutes les faiblesses de la roche et la dégrossissent progressivement. Au bout d'un certain temps, il ne reste plus qu'un noyau compact et résistant. Le galet a acquis une certaine immunité relative qui lui permet de continuer son cheminement sans subir d'importantes pertes de matière. Il ne se réduit plus que par frottement, très lentement. Or, cette dimension d'immunité relative est variable suivant les propriétés des roches et le milieu de transport. En milieu tropical humide, elle s'établit dans la classe dimensionnelle des sables fins, voire des limons pour les quartz. En milieu marin, le caractère énergétique du brassage permet la réduction en farine ou en sable des roches fragiles comme les schistes ou les grès tendres. En milieu fluviatile tempéré, elle est très variable, certaines roches résistant mieux aux grandes dimensions, d'autres aux petites.

Les roches dont la dimension d'immunité relative est élevée, comme certains grès compacts dans les rivières tempérées, sont affectées par les phénomènes de triage. Comme elles sont représentées essentiellement aux grandes tailles, où, par ailleurs, elles sont souvent prédominantes, il suffit d'une diminution de la compétence éliminant les plus gros éléments pour que leur place dans le spectre pétrographique baisse brusquement.

La différence de taille originelle des fragments lors de leur prise en charge et les phénomènes d'élimination et d'amenuisement différentiels en cours de transport s'additionnent pour faire que le spectre pétrographique d'une formation caillouteuse est très variable suivant la dimension considérée. Certaines roches présentent un pourcentage croissant avec la dimension, d'autres, au contraire, un pourcentage décroissant, d'autres, enfin, une courbe en cloche avec un maximum pour une certaine dimension. En général, les granites sont caractérisés par des courbes ascendantes. Par exemple, sur l'Allier à St-Ahon, ils forment 33% à la taille de 10-15 cm, 68% à celle de 20-30 et 95% à plus de 50 cm. Il en est de même des gneiss. Il arrive cependant aussi que les granites présentent des courbes en cloche : cela correspond à des roches écrasées, aux diaclases très rapprochées. Chaque roche a sa courbe, qui dépend à la fois de ses caractéristiques, du système morphogéné-

tique, des modalités du transport (littoral, fluvial, glaciaire, etc.). Toute statistique de composition pétrographique doit en tenir le plus grand compte sous peine d'être entièrement fautive. Les comptages doivent donc être effectués par classes dimensionnelles. Nous avons choisi les suivantes: 4-6, 8-12, 20-30, 50, 100 cm, qui recouvrent correctement les phases des galets et des blocs.

Ces précautions étant prises, la comparaison des spectres pétrographiques et de la nature du bassin est pleine d'enseignements. Elle constitue un excellent moyen d'analyse des conditions de mise en place des cailloutis. D'une manière générale, en dehors du climat tropical humide où les galets sont exceptionnels, le rapport des roches peu altérables à des roches altérables de même provenance est particulièrement significatif. Tels sont, par exemple, les rapports quartz (granites + gneiss) ou chailles/calcaire. Ils enregistrent fidèlement les modalités de fragmentation de la roche en place (macrofragmentation ou désagrégation granulaire) et la part respective des processus physiques et chimiques tant sur les interfluves qu'au cours du transport. Ils s'appliquent également aux actions marines et glaciaires.

En conclusion, insistons sur la complexité de la genèse des nappes de cailloutis, surtout fluviales. Leur mise en place est un phénomène synthétique traduisant toute l'évolution géomorphologique, dans sa variété et sa dépendance multilatérale vis-à-vis de la tectonique, certes, source première de la plupart des reliefs, mais aussi du climat, de la couverture végétale, des sols, qui commandent la mobilisation des débris sur les interfluves et leur transport dans les cours d'eau. C'est par suite de l'insuffisance de la géomorphologie de la fin du XIX^e siècle, réduisant la riche nature au schéma de l'«érosion normale», que les géologues ont été souvent amenés à donner des conglomérats et cailloutis des interprétations fausses en les liant unilatéralement à des paroxysmes tectoniques. En fait, ils sont beaucoup plus étroitement influencés par le climat et les sols et la couverture végétale qui sont en équilibre avec lui. Nous rejoignons là certaines idées exprimées avec force et netteté par le grand pédologue H. ERHART. Elles nous montrent tout l'intérêt de la géomorphologie pour la compréhension des phénomènes de sédimentation et, par leur intermédiaire, pour la reconstitution minutieuse de l'histoire du Globe.

CHOIX DE RÉFÉRENCES

- BASTIN DE LONGUEVILLE, A. (1942): *Etude pétrographique des galets de la Garonne, de l'Isle et de la Dordogne inférieures*. P. V. Soc. Linnéenne de Bordeaux 84, p. 75.
- BLANC, J.: *Les formations détritiques de la Ciotat, étude statistique et pétrographique*. B. S. G. F. (6e sér.) 1, p. 369-380.
- CAROZZI, A. (1950): *Contribution à l'étude des rythmes de sédimentation*. Arch. Sci. Genève. 3, fasc. 1-2, 76 p., 13 fig.
- ERHART, H. (1956): *La genèse des sols en tant que phénomène géologique*. Masson, Paris, 90 p.
- L. I. G. U. S. (1954): *Le delta pliocène du Var et la région du Bas-Rhône étude de tectogenèse comparée*. Mém. Educ. nat., Com. Trav. hist. et scient., Sect. Géogr. Congr. d'Alger, p. 193-231.
- MAARLEVELD, G. C. (1956): *Pebble-containing middle-pleistocene sediments in the Netherlands and adjacent areas*. Thèse Utrecht, Maastricht, 105 p., 48 fig., Rés. anglais.
- MACAR, P. & MEUNIER, J. (1955): *La composition lithologique des dépôts de la «trainée mosane» et ses variations*. Ann. Soc. géol. Belgique, 78, p. B 61-88.
- PORTMANN, J. P. (1956): *Pétrographie des formations glaciaires*. Thèse Sci., Neuchâtel, 49 + 55 p.

- PORTO DOMINGUES, A. J. (1951): *Estudo sumário de algumas formações sedimentares do Distrito Federal*. Rev. brasil. Geogr. 13, p. 443-464.
- ROUGERIE, G. (1951): *A propos de l'étude morphoscopique des galets équatoriaux*. C.R. Somm. S. G. F., p. 80-82.
- TRICART, J. (1951): *Etudes sur le façonnement des galets marins*. *Proceedings of the 3d Internat. Congress of sedimentology*. Groningen-Wageningen, Netherlands 5-12/7/51, p. 245-55.
- (1950): *Premiers résultats d'une étude de galets fluviaux actuels du Gabon*. C.R. Somm. S. G. F., p. 224-26.
- TRICART, J., & SCHAEFFER, R. (1950): *L'indice d'émoussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion*. Rev. Géom. Dyn. 1, p. 151-179.
- TRICART, J., & VONFELT, J. (1955): *La signification paléogéographique des conglomérats oligocènes de la bordure vosgienne*. Bull. Serv. Carte géol. Als. et Lorr. 8, p. 105-118.
- TRICART, J., MICHEL, P., & VOGT, J. (1958): *Oscillations climatiques quaternaires en Afrique Occidentale*. Congr. INQUA, Madrid-Barcelone, 1957.
- TRICART, J. (1957): *Aspects et problèmes géomorphologiques du littoral occidental de la Côte d'Ivoire*. Bull. I.F.A.N. (sér. A) 14, p. 1-20.
- (1958): *Etudes sur quelques cailloutis fluviaux actuels des Pyrénées orientales et du Massif central*. Ztschr. Geomorph., sous presse.
- (1958): *Observations sur le façonnement des rapides des rivières intertropicales*. Bull. Sect. géogr., Com. Trav. hist. et scient., sous presse.
- (1958): *Division morphoclimatique du Brésil atlantique central*. Rev. Géomorph. Dyn., 9, sous presse.
- TRÜMPY, R., & BERSIER, A. (1954): *Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin*. Pétrogr., statist., orig. Eclogae géol. Helv., 47, p. 119-166.
- VALETON, I. (1955): *Beziehungen zwischen petrographischer Beschaffenheit, Gestalt und Rundungsgrad einiger Flussgerölle*. Petermanns Mitt. 99, p. 13-17.

45. – J. TRICART et T. CARDOSO DA SILVA¹⁾, (Laboratoire de Géographie Physique Université de Strasbourg): **Aspects généraux de la sédimentation du bassin de Taubaté (St-Paul, Brésil)**. Avec 3 figures dans le texte.

RÉSUMÉ

Le bassin de Taubaté, fosse tectonique néogène, contient deux formations discordantes: à la base, une série fine argilo-sableuse se terminant par 30 m de schistes bitumineux, exploités. Au-dessus, en légère discordance angulaire, se sont déposés, après émergence, des dépôts sableux, argileux et graveleux très étendus. Ils se sont mis en place sous la forme d'épandages semi-arides dans un lac à niveau variable, pendant que se continuaient les déformations tectoniques. Le changement brusque de faciès n'est pas tectonique mais climatique, l'affaissement ayant commencé bien avant et s'étant continué après. Ces dépôts peuvent être pris comme exemple d'un certain type de remplissage de fosse d'effondrement tropicale. Ils présentent de grandes analogies avec ceux de la fosse crétacée de l'Etat de Bahia et, comme eux, un certain intérêt économique.

Le bassin de Taubaté occupe le fond d'une partie du fossé d'effondrement du val du Paraíba, entre Rio de Janeiro et St.-Paul. Il est encadré par les alignements montagneux de la Bocaina, au Sud, qui se maintient entre 800 et 1000 m d'altitude, et ceux du plateau de Campos de Jordão, au Nord, qui monte de 1200 à un

¹⁾ Les données de terrain sur lesquelles repose la présente étude ont été recueillies au cours d'une mission organisée dans le cadre de l'accord de coopération technique franco-brésilien, sous les auspices du Ministère des Affaires Etrangères et de l'Université de St.-Paul. Nous avons été accompagnés par MM. AZIZ AB'SABER et F. MARQUÊS DE ALMEIDA avec lesquels nous avons échangé des observations et discuté nos points de vue. Nous tenons à les en remercier ainsi que le personnel de Petrobras qui nous a reçus et guidés dans l'exploitation et à ses abords.

peu plus de 2000 m. Le fossé lui-même, reste entre 500 et 550 m d'altitude. C'est le principal remplissage sédimentaire récent du Brésil central, ce qui lui donne une grande importance pour l'histoire géologique et géomorphologique de ce territoire. Or, connu depuis très longtemps et décrit plus ou moins sommairement par les premiers géologues ayant exploré le Brésil au milieu du XIX^e siècle, il n'a pas encore fait l'objet d'analyses sédimentologiques.

Le temps très limité dont nous avons disposé ne nous a pas permis d'en faire une étude détaillée. Cependant, bien guidés, nous avons pu faire des observations qui permettent de reconnaître les conditions générales dans lesquelles s'est effectuée la sédimentation. Nous les publions à la demande de nos collègues brésiliens, en espérant qu'elles susciteront des recherches plus approfondies.

A) LA SUCCESSION STRATIGRAPHIQUE

La visite de l'exploitation de schistes bitumineux de *Petrobras*, à Taubaté, et de ses abords nous a permis de reconnaître la superposition, dans le bassin, de deux séries discordantes.

1° La série inférieure, exploitée, n'est qu'exceptionnellement visible. Nous n'avons pu l'observer qu'en deux points: dans la mine de Taubaté et dans la tranchée du km 333 du chemin de fer Central do Brasil à quelques kilomètres de là.

Elle est constituée par des schistes bitumineux d'une épaisseur de 30–35 m, exploités pour distillation. Formés exclusivement d'un mélange de matière organique et d'un peu d'argile kaolinique, ils sont de densité très faible et présentent la consistance du carton. Ils sont caractérisés par de très fines stratifications pelliculaires, délimitant des couches de moins de 1 mm d'épaisseur parfois, jamais de plus de 3 ou 4 millimètres, qui se suivent sur plusieurs dizaines de mètres dans la mine. Des restes de poissons, appartenant à 5 ou 6 espèces seulement, y ont été rencontrés, en grande abondance, entre les couches. On ne trouve absolument aucun élément détritique: pas le moindre grain de quartz, pas la moindre paillette de mica. La sédimentation est uniquement sapropélique.

Malheureusement, les quelques fossiles rencontrés ne permettent pas de dater le dépôt. Il s'agit de poissons d'eau douce extrêmement endémiques, appartenant à des espèces encore vivantes dans certains fleuves brésiliens. C'est ce qui a enclin les auteurs à attribuer aux formations de Taubaté des âges variant entre le Pliocène et le Quaternaire ancien. Quant à nous, en accord avec F. MARQUES de ALMEIDA et A. AB'SABER, il nous a semblé que la lithification assez avancée des dépôts était en faveur d'un âge néogène plus que Quaternaire.

Ces schistes bitumineux reposent sur une épaisse série de sables fins à petites intercalations argileuses, reconnues sur 225 m par un sondage qui n'en a pas atteint la base. Malheureusement, *Petrobras*, qui l'a fait effectuer, n'en a pas conservé les échantillons et il ne semble pas qu'il ait été suivi par un géologue. Les schistes ne sont ainsi que le faciès terminal plus fin d'une puissante série lacustre détritique.

2° La série supérieure constitue la quasi-totalité des affleurements du bassin. Elle masque partout la série schisteuse qui ne forme jamais la surface du sol.

Son faciès est bien différent: elle comprend uniquement des dépôts détritiques: argiles, limons, sables, cailloutis, avec de très nombreux passages latéraux de faciès et des dispositions généralement lenticulaires. C'est essentiellement sur elle que nos observations ont porté et nous la décrirons plus en détail au paragraphe suivant.

Le contact entre les deux séries est discordant. Les travaux de reconnaissance de Petrobras ont montré que les schistes remontent, à Taubaté, de 3% vers le Sud, c'est-à-dire vers le bord du bassin. Il est vraisemblable, étant donné le faciès des dépôts, que cette disposition résulte d'un très léger gauchissement. La série détritique grossière tronque les schistes dont l'épaisseur totale diminue, de ce fait, en direction du S. Dans la tranchée du km 333, le contact s'observe bien, ce qui permet d'étudier la discordance. Les schistes y sont rubéfiés et prennent une teinte rouge brique sur 20 à 50 cm d'épaisseur. Ils sont alors parcourus par des veines blanches, où l'oxyde de fer a été réduit, qui correspondent à des fissures. On trouve, par ailleurs, de petits galets de schistes de 2-3 cm de long et 2 à 5 mm d'épaisseur, également de teinte blanche par réduction de l'oxyde de fer, épars dans les 2 à 3 m inférieurs de la formation détritique grossière du sommet, qui commence ici par des cailloutis siliceux.

Dans la tranchée de l'autoroute Président Dutra, à Caçapava, il semble qu'on retrouve cette discordance. Au niveau de la chaussée, affleurent des schistes feuilletés, très altérés, de teinte bleu violacé, qui semblent devoir appartenir à la série inférieure de Taubaté. Ils sont recouverts par des formations de delta sub-aquatique plus ou moins glissées.

L'étude de la discordance du km 333 nous montre la succession d'événements suivante:

- Assèchement du lac des schistes bitumineux provoquant une altération pédologique des couches, probablement sous climat tropical à saison sèche, mais non dans des conditions semi-arides. C'est alors que la surface des schistes s'est rubéfiée, ce qui exige une pluviosité annuelle supérieure à 800-1000 mm (observations sur les sols actuels d'Afrique Occidentale).

- Recouvrement de ce paléosol par des épandages semi-arides, constituant la série supérieure, avec formation d'un lac à niveau variable, comme nous allons le montrer. C'est alors que s'est effectuée la réduction des oxydes de fer le long des fissures recoupant les horizons supérieurs des schistes altérés.

B) LA SÉRIE SUPÉRIEURE

La série supérieure peut s'observer aisément le long des nombreuses coupes de l'autoroute Président Dutra, entre les km 357 et 207, et le long du chemin de fer Central do Brasil. Elle est entièrement détritique, avec prédominance des faciès sableux, associés à des argiles et limons, et, localement à des cailloutis.

Une coupe particulièrement typique est celle du km 333 de la voie ferrée Rio-St.-Paul. Au-dessus de la discordance, on observe, de bas en haut:

- Un conglomérat ferrugineux de galets de quartz et de quartzite exclusivement, atteignant 10-12 cm, médiocrement émoussés (médiane 163 millièmes, pour les quartzites métamorphiques). Le ciment ferrugineux se compose d'hydroxydes

et présente une disposition feuilletée. Il s'est déposé au sommet de la nappe phréatique et est postérieur au dépôt. Il date de l'altération, parfois très profonde (20 à 30 m) et générale, qu'on observe tant sur les formations de bassin de Taubaté que sur celles, de même faciès et probablement contemporaines, du bassin voisin de St.-Paul, où elle a été étudiée par V. LEINZ et A. M. VIEIRA de CARVALHO (1957). Elle résulte de la précipitation du fer en milieu poreux là où l'infiltration des eaux a été bloquée par les schistes imperméables sous-jacents. De tels concrétionnements sont rares dans la formation et toujours liés à des conditions lithologiques particulières: ils se forment toujours dans une couche poreuse au-dessus d'une couche peu perméable et sont d'autant plus nets que le contraste de texture est plus accusé. Ces croûtes ne sont pas intraformationnelles mais liées à une altération postérieure, ce qui a, comme nous le verrons plus loin, d'importantes implications paléoclimatiques.

– Des lentilles de sables grossiers, très blancs, à matrice kaolinique, riches en mica blanc, formant des lentilles étroites (moins de 1 m en général) et minces (10 à 20 cm), dont le litage est parfois souligné par de petites concentrations secondaires d'hydroxyde de fer. Un échantillon de cet horizon a été étudié en détail au laboratoire. La fraction supérieure à 2 mm, très abondante (12%), est formée uniquement de quartz. Beaucoup de grains présentent, dans leurs anfractuosités, des restes de feldspaths kaolinisés mais aucune ferruginisation. Certains individus sont fortement corrodés le long des faces de contact des cristaux et friables. D'autres présentent des traces nettes d'usure par l'eau, avec certaines faces fortement émoussées, mais ils ont subi ensuite une fragmentation: des cassures parfaitement fraîches recoupent les faces usées, qui sont toujours corrodées, affectées par le picotis de désilicification caractéristique des milieux tropicaux. Aux dimensions inférieures, ces traces d'émoussé disparaissent complètement mais le picotis subsiste, beaucoup moins accentué cependant, ce qui semble indiquer que beaucoup de ces grains proviennent de la fragmentation, en cours de transport, d'individus plus gros. On continue d'observer, dans certaines anfractuosités, des traces de feldspaths kaolinisés, de plus en plus rares d'ailleurs lorsque la taille étudiée diminue, ce qui confirme une intense fragmentation de cristaux de quartz originellement d'assez grande dimension (provenant de granites porphyroïdes?). Vers 0,5 mm, les paillettes de mica blanc, très faiblement corrodées, exceptionnelles aux tailles supérieures, deviennent abondantes. A la dimension de 0,17–0,21 mm, nous avons recensé 62% de quartz, 22% de mica blanc, 8% de feldspaths kaolinisés et 8% de minéraux divers. La courbe granulométrique est très mal classée avec des maxima entre 1–2 mm (quartz fragmentés), 0,125–0,150 mm (mica blanc, feldspaths kaolinisés, minéraux divers) et inférieurs à 0,05 mm (kaolinite).

– Des lentilles de gravillon quartzeux de 1 cm environ, à stratifications peu nettes et à matrice de kaolinite restée parfaitement blanche, aux stratifications peu nettes. Les gravillons sont formés d'un mélange d'individus anguleux et d'autres bien usés. Ils semblent provenir de la désagrégation d'un granite porphyroïde. L'ensemble de ces couches grossières atteint une épaisseur de 5 m environ.

– Une lentille d'argile partiellement rubéfiée, atteignant 1 m d'épaisseur, formée de kaolinite disposée en pellicules successives très régulières de 1–3 mm alter-

nativement blanchâtres et rose brun. Elle représente un dépôt de décantation. Elle est recouverte, sur 2 m, par des sables moyens altérés.

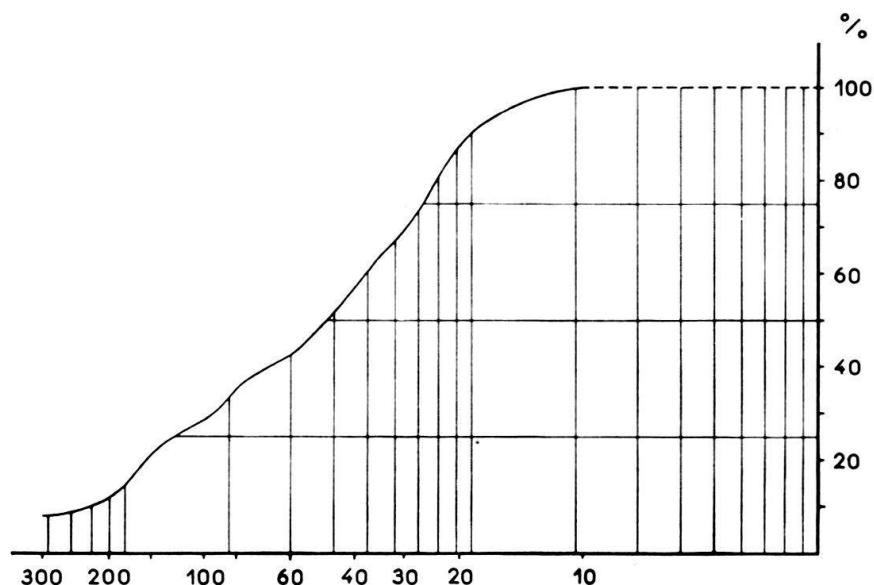


Fig. 1: Courbe granulométrique d'un échantillon de sables grossiers de la série supérieure, coupe du km 333 de la voie ferrée (voir texte)

On retrouve, dans les autres coupes, la même combinaison, très variable d'un point à un autre, de dépôts d'épandage fluviaux et de dépôts de décantation, indiquant l'arrivée de crues brusques dans une cuvette occupée par des lacs temporaires ou à niveau variable. Nous avons repéré de très nombreux deltas sous-aquatiques, formés alternativement de couches sableuses, voire graveleuses, inclinées de 10 à 30 degrés, et argilo-limoneuses. Ces couches fines constituent des dépôts de décantation déposés entre les crues qui fournissaient sables et graviers. Instables du fait de leur inclinaison, elles sont souvent dérangées par des glissements subaquatiques qui les ont fait foirer vers le pied du front des deltas, où elles recouvrent, en paquets présentant parfois quelques volutes, les formations déposées sur le fond du lac, sables ou argiles caractérisés par des stratifications pelliculaires subhorizontales. Certains de ces deltas ne peuvent guère s'être mis en place dans la position où ils se trouvent actuellement par rapport aux affleurements voisins de gneiss du substratum. Il semble que, postérieurement à la sédimentation, il se soit produit certaines dislocations morcelant les couches détritiques.

A côté de ces deltas sous-aquatiques, on rencontre également des faciès lacustres, formés par des séries parfois épaisses de 10 ou 20 m, de couches bien litées, à stratifications parallèles subhorizontales. Elles comportent des bancs d'argiles atteignant une épaisseur de 0,5–1 m comme au km 339 et 346 de l'autoroute. Ce faciès forme une vaste terrasse parfaitement horizontale, qui ne semble pas avoir été dérangée, aux km 320–330 de l'autoroute. Il comporte diverses variétés. Parfois, on observe des stratifications dégradées avec passage progressif, sur 10 cm d'épaisseur environ, de sables à des argiles. Ailleurs, les argiles sont ravinées par des couches sableuses dont la base dessine de larges ondulations et qui peuvent atteindre jusqu'à 1 m d'épaisseur, comme au km 323 de l'autoroute. Elles font

parfois suite, vers le haut, à des sédimentations dégradées et semblent s'être mises en place sous l'effet de courants de densité sous-aquatiques. Ailleurs, comme au km 346, ce sont des lits de quelques centimètres d'épaisseur de petits graviers siliceux qui viennent interrompre brusquement la sédimentation fine (dimension inférieure à 1 cm). Au km 214, des lits de galets de 3–6 cm s'intercalent dans les argiles sans ravinement et se raccordent latéralement à des lentilles très aplaties, épaisses de 5–10 cm, localement de 20 cm, et larges de 4 à 10 m. Souvent des lentilles sableuses présentent des dispositions analogues. Il semble que ces faciès aient été mis en place par des courants s'étalant sur le fond du lac peu profond, à peu de distance d'une embouchure. En de rares endroits, comme au km 339, les séries d'argiles sableuses grises ou d'argiles kaoliniques blanches sont interrompues par des couches rubéfiées à sommet tronqué net, indiquant un assèchement momentané du lac.

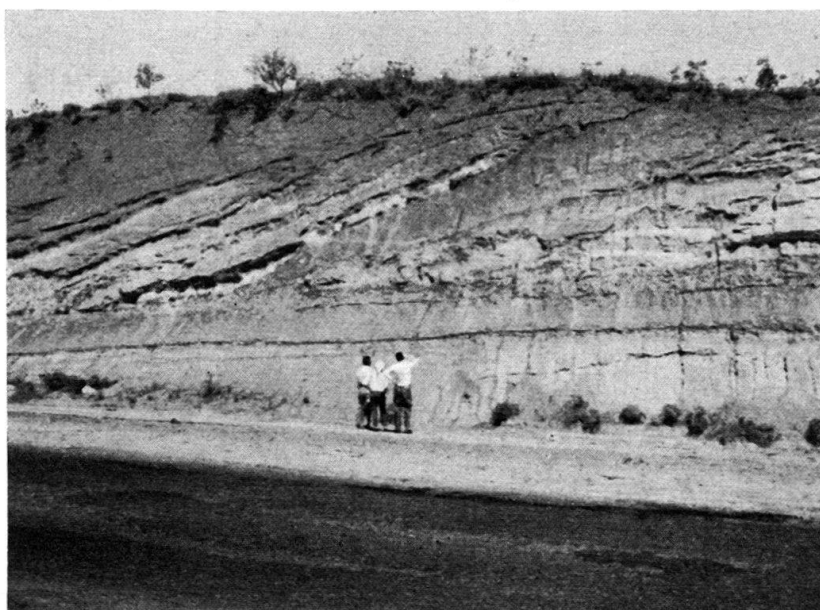


Fig. 2: Glissements dans un front de delta, environ 10 km W de Taubaté (coupe de l'autoroute). Noter la superposition de dépôts de décantation, argilo-limoneux, de fond de cuvette, à la base, stratifiés horizontalement, et de formations de front de delta sous-aquatique, à stratification inclinée d'une trentaine de degrés. Dans ces dernières, on distingue une alternance de lits sableux (évidés par l'érosion sur la paroi) et sablo-limoneux, plus résistants. A droite, les lits sont brouillés par des glissements; à gauche, ils sont dans la position de premier dépôt, sauf un léger glissement en masse à la base, 5 m à gauche des personnages. Cette vue montre la progression d'un delta sur des formations de cuvette

Enfin, il existe de nombreux dépôts supraaquatiques, formés par des épandages fluviaux. Ils sont constitués par des lentilles de sables, de graviers, et plus rarement de galets ne dépassant pas 10–12 cm; toujours exclusivement siliceux. Les lentilles sont généralement peu épaisses: quelques décimètres, jamais plus de 0,8–1 m, ce qui indique un courant divisé en plusieurs bras, du type de celui des épandages semi-arides où la végétation n'est pas assez abondante pour entraver les migrations de chenaux instables. Ce faciès s'intercale souvent dans des séries mises en place par décantation, ce qui implique d'importantes variations de niveau du lac.

C) INTERPRÉTATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Ces diverses observations nous amènent à essayer de dégager la signification paléogéographique des dépôts du bassin de Taubaté.

La formation grossière supérieure s'est mise en place, sans doute possible, dans un lac semi-aride. L'intercalation de couches rubéfiées, rares il est vrai, indique des périodes d'assèchement momentané pendant lesquelles, sous l'effet d'une forte évaporation, les oxydes de fer contenus à l'état diffus dans les argiles et, probablement aussi, dans la nappe phréatique les imbibant, étaient précipités et partiellement déshydratés. Ces épisodes ont pu d'ailleurs n'affecter que certaines baies formées de matériel fin, le seul dans lequel des horizons rubéfiés de ce type puissent se former, tandis que les parties centrales du lac restaient occupées par l'eau.

De toute manière, ce lac subissait des variations de niveau importantes. Lorsque les eaux étaient hautes, en un certain point, il se formait des dépôts de décantation à litage pelliculaire. Lorsqu'elles étaient basses et qu'une crue survenait, un épandage sablo-graveleux se mettait en place au même point, ravinant les dépôts de décantation ou se superposant à eux suivant la violence de la crue. De tels épandages ont pu se mettre en place sous une pellicule d'eau de 2 ou 3 m, près des rivages. Dans ce cas, les ravinements sont moins nets ou même manquent. C'est ainsi qu'il est possible d'expliquer l'imbrication changeante et compliquée des divers types de faciès, de phases granulométriques et de stratifications.

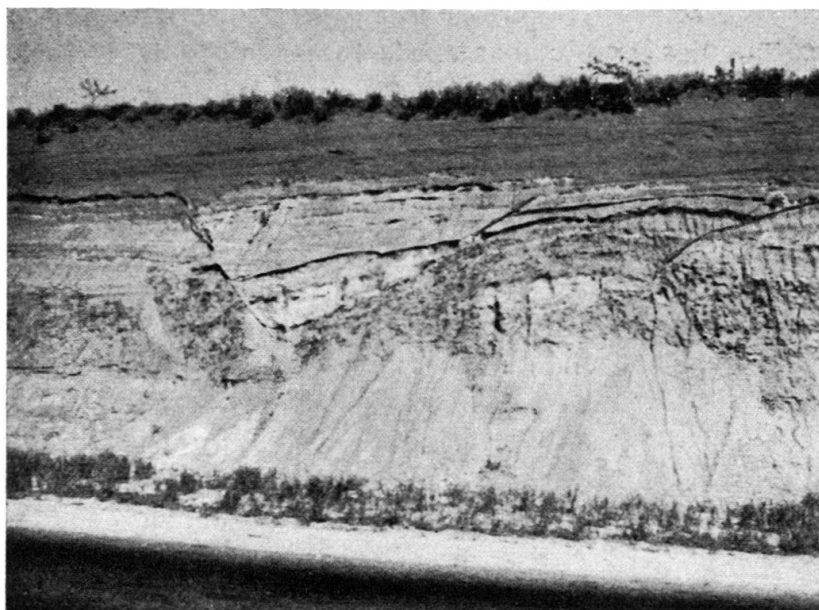


Fig. 3: Failles dans la formation de Taubaté, limite orientale du municípe de Caçapava, km 295 de l'autoroute Prés. Dutra.

Couches de décantation argilo-limoneuses avec lits de sable fin, à disposition presque horizontale, découpées en coin entre deux failles obliques, dont celle de gauche est particulièrement bien visible sur le cliché.

Quel est le phénomène qui commandait ces variations de niveau lacustre? La tectonique a certainement sa part. Presque toutes les formations de deltas sousaquatiques sont glissées, ce qui résulte probablement de séismes contemporains

du dépôt de la série. De petites failles s'observent par endroits dans les couches, pas toujours dues à des ruptures de paquets dérangés. La formation est donc synorogénique. Mais est-ce suffisant ? Nous ne le pensons pas. Ces faciès détritiques, parfois grossiers, se sont mis en place sous un climat semi-aride ou subaride, comme nous le montre leur étude lithologique sommaire.

Les lentilles sableuses ou graveleuses sont toujours minces et enchevêtrées, ce qui nous indique des bras particulièrement instables, s'établissant au cours d'une crue et se reformant lors de la suivante. Sous les climats humides, les berges sont plus stables, surtout du fait des moindres variations de débit et de leur renforcement par la végétation. Il se construit des levées le long des cours d'eau les plus importants. Les coupes ne nous ont jamais rien montré de semblable, même au km 333 de la voie ferrée, où, cependant, l'usure des granules implique un transport fluvial sur d'assez longues distances (50 à 100 km au moins), donc un cours d'eau important. Le même régime de rigoles instables le caractérise.

Le mauvais triage des sables aboutit aux mêmes conclusions : les galets impliquent des crues d'autant plus violentes que le courant était plus divisé en chenaux multiples, tandis que la forte fraction limono-argileuse qui leur est mêlée résulte d'une décantation de décrue dans des eaux stagnantes s'évaporant progressivement. Une telle granulométrie est typique des alluvions d'oueds. La présence de galets, sous climat tropical, est d'ailleurs, à elle seule, révélatrice d'un climat subaride.

La nature et le façonnement des sables confirment ces conclusions. La kaolinite indique une altération chimique des roches cristallines par une arénisation, qui, sous conditions humides, aurait abouti à la formation de latosols. Mais, dans ce dernier cas, les oxydes de fer seraient abondants et les micas auraient à peu près complètement disparu, ce qui n'est pas le cas ici. L'altération chimique n'a donc pas dépassé le stade de la kaolinisation des feldspaths, entraînant une désagrégation granulaire, avec libération des micas blancs et des quartz. Ceux-ci n'ont subi qu'un début de corrosion, qui les a rendus particulièrement fragiles. Il en persiste une importante quantité aux grandes tailles (2 mm), ce qui n'est jamais le cas des alluvions des rivières tropicales humides. Nos quartz sont également tous propres, alors qu'en milieu tropical humide ils sont à peu près tous ferruginisés.

Il faut donc admettre un milieu sec, un climat tropical subaride, du genre de celui qui règne dans certains fossés tectoniques de l'Est africain ou sur les bords des lacs du Moyen-Niger, au Soudan. Des averses violentes, irrégulières, produisaient des crues temporaires mettant en place des épandages sur le bord du lac d'origine tectonique et dont le niveau variait de manière capricieuse en fonction de l'évaporation et des pluies. Il en résultait des émergences partielles et la superposition de dépôts de décantation à des dépôts d'épandages toutes les fois que commençait une série d'années humides entraînant un relèvement du niveau du lac.

Le brusque changement de faciès s'observant de part et d'autre des deux séries qui remplissent le bassin n'est pas une conséquence de la tectonique. La discordance angulaire entre les deux systèmes est très faible. Par ailleurs, la très forte épaisseur de la série inférieure implique une forte subsidence pendant son dépôt, subsidence qui a repris, atténuée, pendant le dépôt de la série supérieure.

grossière. Les deux formations sont donc syntectoniques. Leur différence de faciès est d'origine climatique. Lors de la mise en place des schistes, une couverture végétale dense, du type de la forêt tropicale humide, couvrait les versants et empêchait toute érosion mécanique importante. Seuls des argiles et des débris végétaux étaient entraînés par les rivières jusque dans le lac où se déposaient des formations sapropéliques. C'est une oscillation aboutissant à un climat subaride qui a détruit cette végétation et permis une violente ablation mécanique avec ravinement des versants, reprise des argiles d'altération, mise à nu de la roche fournissant des galets, qui a engendré le dépôt de la série supérieure. Peut-être est-ce cette oscillation climatique qui permettra de dater les formations: un phénomène du même type a déclenché l'accumulation de la série Barreiras, elle aussi néogène, dans le nord-est du Brésil.

Le type de sédimentation rencontré dans le bassin de Taubaté présente un certain intérêt général. En effet, une partie des formations de remplissage de la fosse crétacée de l'état de Bahia offre la même succession de faciès, avec, au sommet, une puissante série lacustre formée d'apports deltaïques semi-arides. Dans sa partie inférieure, elle contient du pétrole dont l'origine peut présenter certaines analogies avec les schistes bitumineux de Tremembé. Comme dans le bassin de Taubaté, ces formations sont synorogéniques et se sont accumulées dans un fossé tectonique en cours d'affaissement. Les variations de faciès dans le temps semblent avoir été, là aussi, influencées au premier chef par les oscillations paléoclimatiques. Il semble donc qu'on ait là un type de sédimentation de fossé tectonique lacustre intertropical où les alternances de climats secs et humides se traduisent par la superposition de dépôts grossiers et détritiques d'une part, fins et riches en matière organique de l'autre. Un tel type de sédimentation est encore très peu connu, malgré son grand intérêt pour la géologie économique dans un pays comme le Brésil.

RÉFÉRENCES

- AB'SABER, A. (1954-55): *Problemas paleogeográficos do Brasil Sudeste*. An. Fac. Fil. Univ. Cat. S. Paulo, 12, pp. 79-96.
 - (1957): *A datacao das camadas de S. Paulo e seus problemas*. Rev. Univ. Campinas, 4, no 13, pp. 79-89.
 IHERING, H. VON (1894): *Observacoes sobre os peixes fósseis de Taubaté*. Rev. Mus. Paul., 2, pp. 145-48.
 LEINZ, V., & CARVALHO, A. M. VIEIRA DE (1957): *Contribuicao à geologia da Bacia de S. Paulo*. Bol. Fac. Fil. Univ. S. Paulo, no 205, 61 p., 3 cartes h. t.
 LEME, A. BETIM PAES (1918): *Sobre a formacao do linhito de Cacapava*. Pap. Macedo, Rio de Janeiro.
 WOODWARD, A. SMITH (1898): *Consideracoes sobre alguns peixes terciarios dos schistos de Taubaté, Estado de S. Paulo*. Rev. Mus. Paulista, 3, p. 63-75.

46. – IDA VALETON (Geologisches Staatsinstitut, Hamburg): **Zur Bildung von Glaukonit-sedimenten im Nordwestdeutschen Tertiär (Auszug)¹⁾**. Mit 9 Textfiguren und 4 Tabellen im Text.

ZUSAMMENFASSUNG

Tertiäre Glaukonitbildung grösseren Umfanges findet sich ausser im Paläozän und Unteroligozän im Oberoligozän von Walsrode, welche hier besprochen werden soll. Zu Beginn des

¹⁾ Die ungekürzte Arbeit mit dem Titel: Der Glaukonit und seine Begleitminerale aus dem Tertiär von Walsrode erscheint in: Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 1958, Heft 27.

Oberoligozän entsteht durch Abschnürung der Meeresverbindung nach Süden eine flache, geschlossene Bucht der Nordsee mit tonig-feinsandiger Sedimentzufuhr von Skandinavien. Auf ein schwaches Transgressionskonglomerat folgt ein 1–2 m mächtiger, fast reiner Glaukonithorizont, der durch rhythmische Feinschichtung in die normale Glimmertonfazies übergeht. Untersucht wurde die Zusammensetzung des sedimentierten Materials, Verwitterungseigenschaften der Glimmer, sowie physikalische und chemische Eigenschaften des Glaukonits. Es konnte gezeigt werden, dass letzterer fast ausschliesslich aus reinem Glaukonit (im kristallogr. Sinne), daneben aus Wechsellagerungsstrukturen (mixed layers) besteht, dass seine Genese im Basis-horizont aus einem Gel erfolgte, in den höheren Horizonten auch durch Zersetzung von Glimmern. Der Bildungszeitpunkt ist synsedimentär bis frühdiagenetisch.

Mit Beginn des Oberoligozän setzt in Nordwestdeutschland eine fast reine Glaukonitbildung ein, bei deren petrographischer Bearbeitung folgende Fragen interessierten:

1. Milieu,
2. Begleitminerale und deren Veränderungen,
3. Eigenschaften des Glaukonit,
4. Entstehung des Glaukonit.

1. MILIEU

Zu Beginn des Oberoligozän entstand in Norddeutschland durch Abschnürung der Meeresverbindung nach Süden eine flache, geschlossene Bucht der Nordsee mit tonig-feinsandiger Sedimentzufuhr vom skandinavischen Festland. In den Aufschlüssen von Walsrode, Kreis Soltau (zwischen Hamburg und Hannover) wird der von einem schwachen Aufarbeitungskonglomerat bedeckte Rupelton von einem 1–2 m mächtigen, fast reinen Glaukonitsediment überlagert, welches durch rhythmische Feinschichtung in die hangende Glimmertonfazies übergeht (Fig. 2). Diese gehört hier dem Chatt an und reicht im Norden des Sedimentationsraumes bis ins Obermiozän. Das Sediment hat durch grabende Tiere, welche sich noch 1,50 m unter die Basis des Glaukonit in den Rupelton gearbeitet haben, eine weitgehende Entschichtung erfahren.

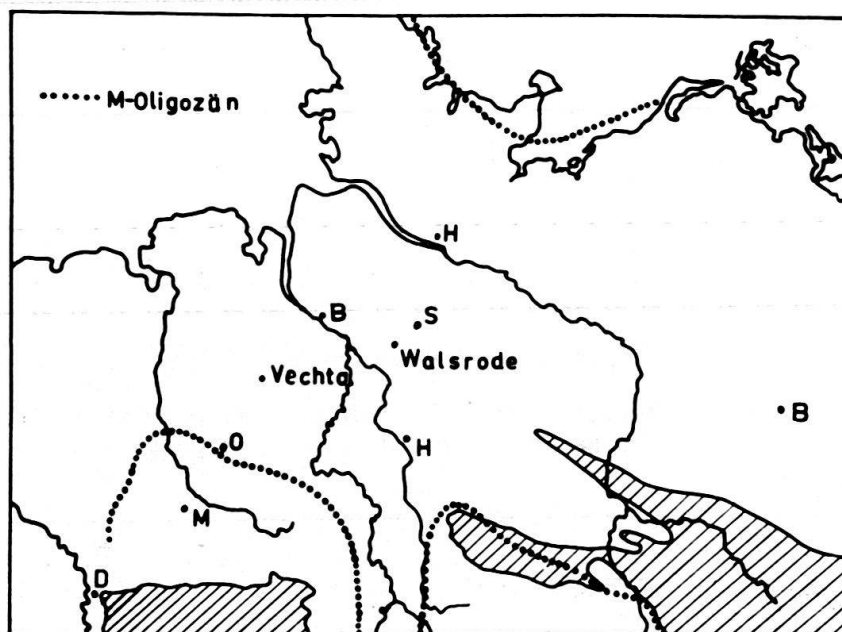


Fig. 1. Übersichtsskizze.

2. BEGLEITMINERALE UND DEREN VERÄNDERUNGEN

Die Begleitkomponenten des Glaukonit bestehen aus einem organischen und einem klastischen Anteil. Der organische Teil, der wenige Prozent ausmacht, weist neben Holz- und Blattresten, Fischschuppen und -knochen einen kleinen Bitumenanteil auf, dessen Zusammensetzung in Tabelle 1 dargestellt ist.

Der klastische Anteil, welcher in sehr wechselnder Menge vorhanden sein kann, ist tonig bis feinsandig und setzt sich aus Quarz, Feldspat, Glimmern und einigen Schwermineralien zusammen (Fig. 3). Die Schwermineralassoziati on mit charakteristischem Hornblende-Augitanteil, grosser Granat-Epidotmenge und stets vorhandenem Andalusit-Disthen-Staurolithgehalt weist auf skandinavische Herkunft hin (Fig. 4).

Probe Nr.		petrograph. Ausbildung	Alter
3/3m			
4/7		schwarz-grauer,	
		humos toniger	
5/11		Feinsand	Chaff
1 6/14	6 6 6 6	Makrofossilage	
6 7/15		Glaukonithorizont	
10 8/16		Grabgänge	
12 ~ 9/17		Septarienton	Rupel

Fig. 2. Profil: Ziegelei Grasbeck bei Walsrode.

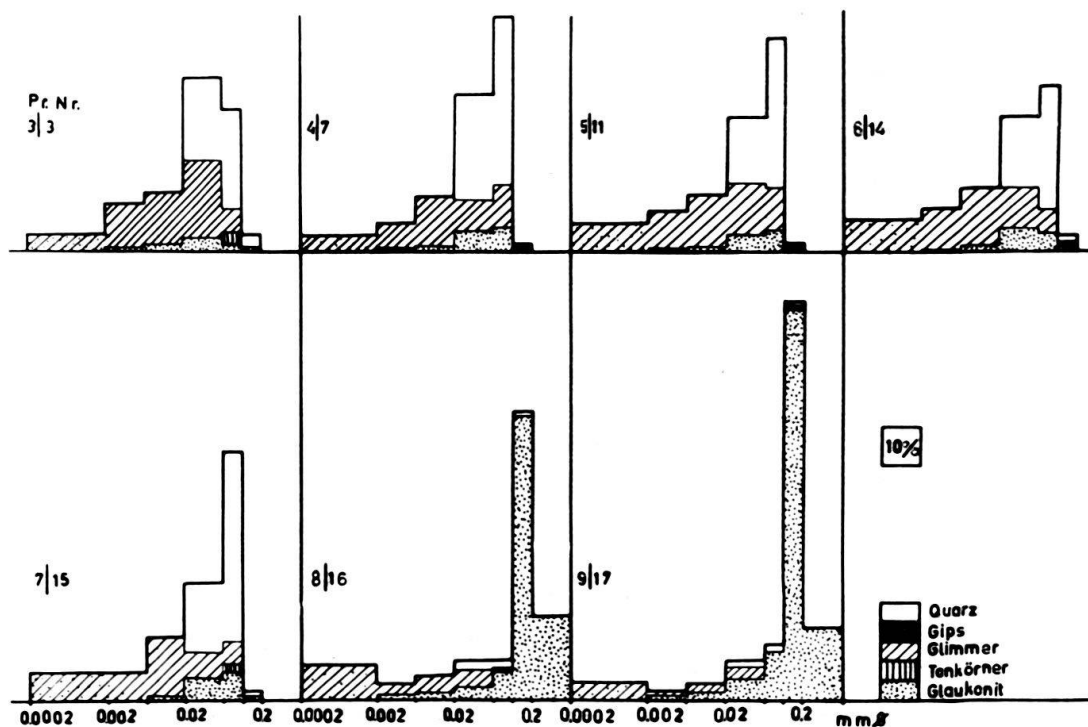


Fig. 3. Korngrößen- und Mineralverteilung.

Tabelle 1. *Papierchromatographische Untersuchungen*
Profil Grasbeck Walsrode

Probe Nr.	lösl. Gesamt- bitumen	Paraffine + Naphtene	davon % aromatische	Asphaltene
3/3	0,3	25	25	50
4/7	0,1	10	20	70
5/11	0,4	10	10	80
6/14	0,5	5	25	70
7/15	0,1	8	20	72
8/16	0,1	5	20	75

Diesen nach Süden gerichteten Materialtransport finden wir vom Mesozoikum an bis ins Quartär, und in der A-Provinz (nach BAAK 1936) der rezenten Nordsee ist dessen letztes Relikt zu sehen.

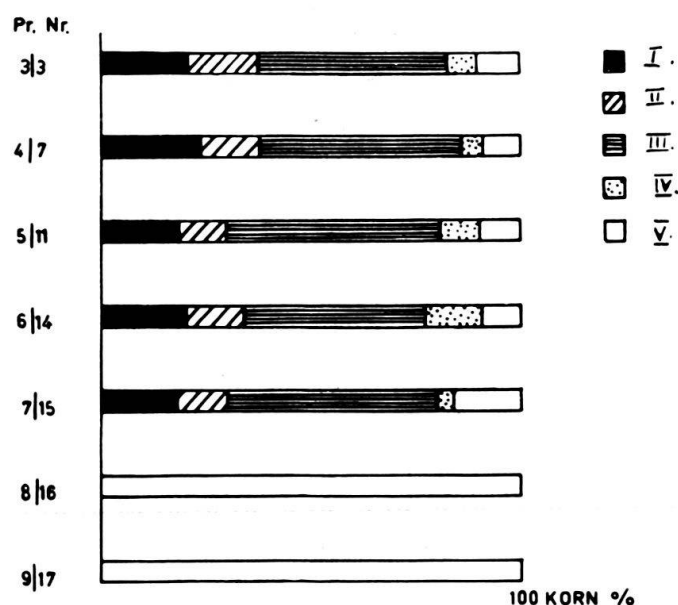


Fig 4. Schwermineralzusammensetzung der Korngrösse 0,06–0,1 mm \varnothing .

- I. Stabiler Anteil: Zirkon, Turmalin, Apatit.
 - II. Hornblende und Augit.
 - III. Granat und Epidot.
 - IV. Metamorphe Minerale: Andalusit, Disthen, Sillimanit, Staurolith.
 - V. Sonstiges: Titanit, Rutil, Anatas, Brookit, Unbestimmbares.
- Probe 8 und 9 enthielten praktisch keine Schwerminerale.

Ausser dem mineralischen Anteil wurden beträchtliche Mengen von geflockten Eisenhydroxyden zugeführt, deren Herkunft bisher nicht bekannt ist.

Von den Begleitmineralien haben Quarz und Feldspäte ausser zum Teil beachtlicher Korrosion keine Veränderungen erfahren, dagegen zeigen die Glimmer, die bis zu 40% des Gesteins ausmachen können, sehr erhebliche Verwitterungserscheinungen. Der Muskovit ist meist gut erhalten, so dass seine beginnende Zersetzung mit Hilfe optischer Eigenschaften charakterisiert werden konnte. Die

Lichtbrechung der frischen Muskovite $n\beta$ liegt bei 1,61–1,60. Sie entspricht einer Phengit-Ferrimuskovitzusammensetzung (Volk 1939, aus Tröger 1952). Der Lichtbrechungsbereich der vorliegenden Muskovite $n\beta$ erstreckt sich von 1,62 bis 1,56, vereinzelt bis 1,53. Mit abnehmender Lichtbrechung verwischt sich die Schärfe des Achsenbildes, und mit der Verschlechterung des Achsenbildes verkleinert sich der Achsenwinkel (Fig. 5).

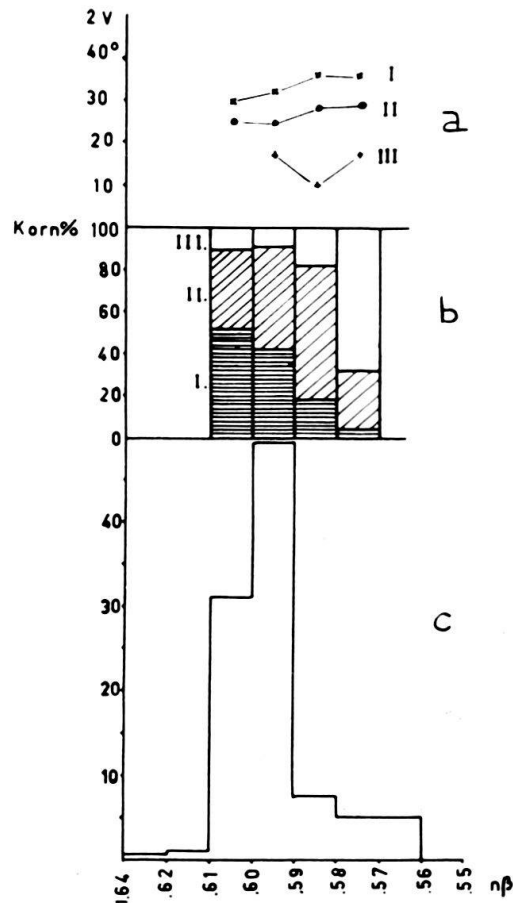


Fig. 5. Optische Eigenschaften der Muskovite:

- Abhängigkeit des Achsenwinkels von der Schärfe des Achsenbildes und von der Höhe der Lichtbrechung.
I. scharf, II. unscharf, III. verwaschen.
- Schärfe des Achsenbildes in Abhängigkeit von der Lichtbrechung.
I. scharf, II. unscharf, III. verwaschen.
- Mengenverteilung der Muskovite in Abhängigkeit von der Lichtbrechung $n\beta$.

Zur Veränderung der optischen Eigenschaften kommt ein randliches, fächerförmiges Aufblättern nach (001) und das Auftreten von 2 neuen Spaltsystemrichtungen senkrecht zu (001), eines parallel zur Achsenebene und das zweite im Winkel von 60° dazu. Soweit röntgenographisch erkennbar, bleibt in diesen Verwitterungsstadien das Muskovitgitter erhalten.

Der Biotit ist viel stärker zersetzt, er zerfällt daher bei der Aufbereitung völlig und erfährt mit zunehmender Verwitterung folgende Veränderungen:

1. Stadium: Biotitblättchen noch erhalten, häufig deutliche Spaltbarkeit senkrecht (001), Einlagerung idiomorpher Hämatite reichlich, Lichtbrechung abnehmend, aber nicht unter 1,58, Doppelbrechung abnehmend, Farbe kaum verändert, keine randliche Ausbleichung.
2. Stadium: Randliches Aufblättern und Einschieben fremder Mineralkörner, starke Ausprägung der Spaltbarkeit senkrecht zu (001) und danach Zerfall in ein feines Haufwerk beim Aufbereiten.
3. Stadium: Auseinandertreiben der Schichtflächen des Biotits durch Hämatitumwandlung zu Eisenhydroxyd und Neubildung eines grünen, pleochroitischen Aggregates in den entstandenen Hohlräumen.
4. Stadium: Übergang zum « Glaukonit », der keine Schichtung mehr erkennen lässt.

Das strukturelle Verhalten der Biotite mit zunehmender Verwitterung konnte wegen seines raschen Zerfalles und der damit verbundenen Gewinnungsschwierigkeiten röntgenographisch nicht verfolgt werden.

3. EIGENSCHAFTEN DES GLAUKONIT

Makroskopisch erscheint der Glaukonit als ein leicht verfestigter Sand, welcher in den Basisschichten mit über 90% vorwiegend in den Korngrößen 0,1–0,6 mm \varnothing vertreten ist. Die Glaukonitkörner besitzen kugelige bis nierenförmige Gestalt und sind häufig von Schrumpfungsrissen durchfurcht (Fig. 9).

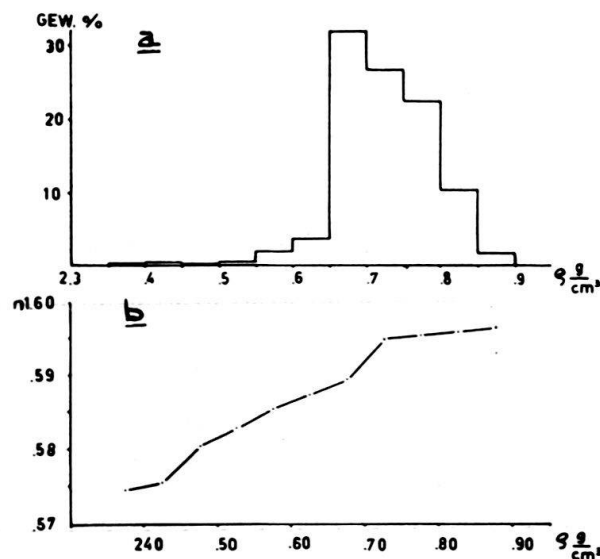


Fig. 6. Dichteverteilung der Glaukonite. Pr. 9/17,0 · 1–0,2 mm \varnothing b. Lichtbrechung in Abhängigkeit von der Dichte (lufttrockene Proben).

In Dünnschliffen von orientiert entnommenen und gehärteten Proben des Basishorizontes hängen grössere Partien von Körnern in einem primären Verband zusammen, dessen optische Orientierung eine gewisse Vorzugsrichtung erkennen lässt (Quarz rot I). Schrumpfungsrisse und Zwickelfüllungen sind gelegentlich mit hellerem, eisenärmerem Glaukonit ausgefüllt. Aus dem ganzen Erscheinungsbild kann auf eine authochtone Entstehung aus einer weitgehend in ein Gel umgewandelten Masse geschlossen werden. Ob und wie weit koprogenes Material an

dieser Bildung beteiligt war, konnte aus Mangel an sicheren Hinweisen nicht entschieden werden.

Der Glaukonit des Basishorizontes (Pr. 9/17 m ~ Pr. 12) wurde auf folgende Eigenschaften untersucht: Dichte, Farbe, Lichtbrechung, Kornstruktur und Kristallitkorngrösse, Kristallstruktur und Chemismus.

Da der durch Anreicherung gewonnene, reine Glaukonit offensichtlich nicht einheitlicher Natur war, sondern aus einem Gemenge von Übergangsstadien bestand, wurde versucht, ihn aufzugliedern, was mit Erfolg auf Grund seiner verschiedenen Dichte gelang. Mit Hilfe eines Bromoform-Benzol-Gemisches wurde folgende Dichteverteilung der Glaukonite des Basishorizontes (Pr. 9/17 m) ermittelt (Tab. 2, Fig. 6a, 6b).

Tabelle 2. Zusammensetzung der Glaukonite verschiedener Dichte Pr. 9/17 m

Dichte	2,35 2,40	2,45 2,50 2,55 2,60	2,65 2,70 2,75 2,80	2,85
Gewicht %	0,24 0,48	0,24 0,48 2,1 3,8	31,6 26,6 22,4 10,2	1,70
Fe-Sulfide				88
Glaukonit dunkelgrün			100	12
Glaukonit hellgrün	10	93 100		
Glaukonit u. Quarz		↓ ↓		
Tonkonkretionen.	90	7		
röntgenog. Glaukonit . .	xx	← — — — — — xx	← — — — — — xx	
Illit	v		— (v)	
Quarz	v		— —	

v = vorhanden, xx = sehr viel.

Ein Teil der Glaukonite zeigt dabei eine Veränderung der Dichte, welche im Fehlerbereich $\varrho \pm 0,05$ liegt.

Die auf diese Weise gewonnenen Fraktionen stehen in allen untersuchten Eigenschaften in gesetzmässiger Beziehung zueinander. Mit abnehmender Dichte verändert sich die Farbe (Tab. 2) von schwarzgrün über hellgrün zu bräunlichgelb (als Tonkonkretionen oder Tonkörner bezeichnet). Die Lichtbrechung kann nur grössenordnungsmässig angegeben werden, da die einzelnen Kristallite submikroskopisch fein sind und ausserdem die Lichtbrechung einer gewissen Schwankungsbreite unterliegt (Fig. 6b). Trotzdem ist das Ansteigen der mittleren Lichtbrechung mit zunehmender Dichte deutlich zu erkennen. Weitere optische Eigenschaften konnten nicht ermittelt werden.

Die Kristallite in den dunkelgrünen Körnern besitzen sehr einheitliche Grösse von etwa 1–5 μ . Gelegentlich sind vermikulitartige Gefüge zu erkennen. Mit abnehmender Farbintensität scheinen die Einzelkristallite etwas gröber zu werden. Gelegentlich kommen in helleren Körnern kleine Quarze als mikro-

Tabelle 3. *Röntgonologische Untersuchung*: Röntgenaufnahmen von den verschiedenen Dichtegruppen und der tonigen Grundmasse der Probe 9/17 wurden mit monochromatischer CuK α -Strahlung in der Guinierkamera nach v. WOLFF durchgeführt. Zur Eichung wurden die Linien von Al (Präparatunterlage – Al-Folie) verwendet. Die Angaben der d-Werte sind damit sehr genau.

Röntgenographische Daten

Pr. 9/17 2,40–2,45 0–2 μ Tonkörner		2,55– 2,60*	2,60–2,65	2,70– 2,75	2,75– 2,80*	2,80–2,85	(hkl)
J	d	d	d	d	d	d	d
m	10,048	–	10,7	10,048	10,048	9,93xx	10,048
	–	–	–	–	–	–	–
s	4,4838	4,5753	4,51	4,5291	4,5063	4,53	4,5753
s	4,2704	4,2704	–	4,3744	4,3744	–	–
	–	4,1520	–	–	–	–	–
ms	–	3,6776	–	–	3,8176	3,66 b	3,6776
m	3,3386	3,3510	–	3,3510	3,3386	3,33	3,3510
ms	3,0278	–	–	3,0278	3,0789	3,07	3,1318
	2,9785	–	–	–	–	–	–
	–	2,7303	–	–	–	–	2,6518
st	–	2,5996	2,58	2,5996	2,5923	2,58	2,5923
	–	2,4616	–	–	–	–	–
s	–	2,4169	2,41	2,4106	2,4106	2,40	2,4295
ss	–	2,2869	–	2,2703	2,2703	–	–
	–	2,2432	–	–	–	–	–
ss	–	2,2273	–	–	2,2220	–	–
ss	–	2,1365	–	–	2,1560	–	–
	–	1,9893	–	–	–	1,98	–
	–	1,9197	–	–	–	–	–
	–	1,8241	–	1,8207	–	–	–
	–	1,6751	–	–	1,7187	–	–
ss	–	1,6340	–	–	1,6556	1,65 b	–
	1,5441	1,5465	–	–	–	–	1,5535
mst	1,5155	1,5189	1,51	1,5166	1,5189	1,51	1,5166
	1,4968	1,4968	–	1,8968	–	–	–
	–	1,3786	–	–	–	–	–
	–	1,3733	–	–	–	–	–
s	–	1,3113	–	1,3068	1,3084	–	–
	–	1,2881	–	–	–	–	–
	–	1,2549	–	–	–	–	–
ms	1,2171	1,2158	–	1,2158	1,2184	–	1,2184
ms	1,1634	1,1634	–	1,1634	1,1669	–	1,1669
	Glaukonit Illit	Glaukonit Illit Quarz	Glaukonit	Glaukonit	Glaukonit	Glaukonit	Glaukonit Illit

* = Die beiden Analysen wurden freundlicherweise von H. GOLDSCHMIDT Gewerkschaft Elwerath, Hannover, durchgeführt.

xx = Glyzerinetränkt.

b = breit.

skopisch sichtbare Fremdeinschlüsse vor. Das mikroskopisch erkennbare Innengefüge der sogenannten Tonkörner oder Tonkonkretionen ist sehr inhomogen und gröberkristallin und zeigt sehr verwaschene Grenzen zwischen den einzelnen Komponenten, so dass ein Nebeneinander verschiedener Minerale vermutet aber nicht mehr sicher abgegrenzt werden kann.

Die verschiedenen Dichtefraktionen des Basishorizontes wurden zunächst röntgenographisch in der Guinierkamera (nach von WOLFF) untersucht, wobei die in Tabelle 3 zusammengestellten Daten gewonnen wurden.

Die Dichtefraktionen von 2,55 bis 2,80 ergaben reinen Glaukonit im Sinne GRUNERS (1935). Es sind scharfe Reflexe der (001)Linie bei 10 Å und der (060)-Linie bei 1,51 Å vorhanden (vergleiche Fig. 7a, Pr. 12), welche nach Glycerinbehandlung keine Aufweitung des Gitters erkennen lassen (Tab. 3, $d = 2,75-2,80$). Dagegen wiesen die Dichtefraktionen von 2,40–2,55, welche bräunlichgelbe, als Tonkonkretionen bezeichnete Körner enthielten, auf ein Gemisch von Glaukonit, trioktaedrischen Illit, Quarz und vielleicht noch Montmorillonit hin (vergleiche Tab. 3, Fig. 7b, Pr. 12).

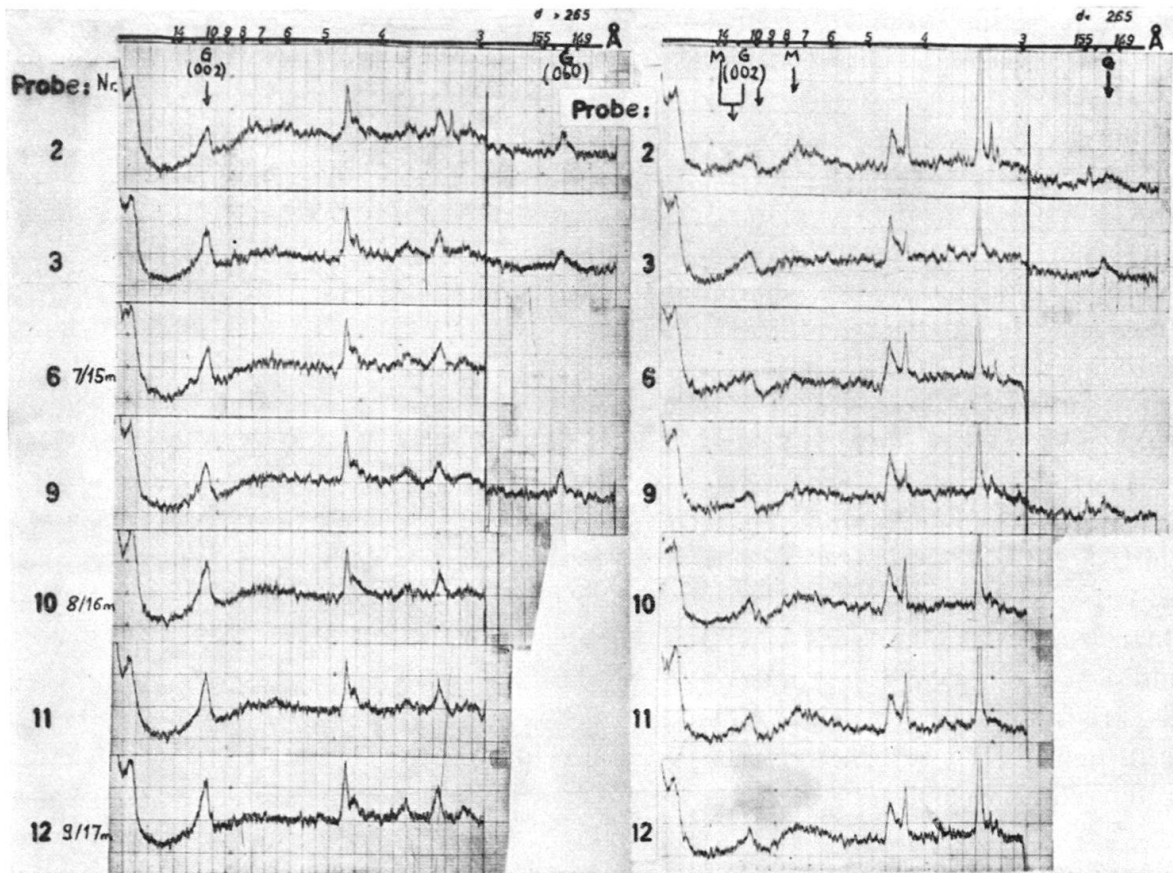
Da die in einem vertikalen Profil entnommenen Proben beim Trocknen zum Teil ein Aufblähen zeigten, ausserdem zum Teil nach vierzehntägigem Trocknen bei 105° C noch keine Gewichtskonstanz aufwiesen, wurden röntgengoniometrische Aufnahmen von den Glaukoniten des ganzen Profils durchgeführt. Dazu wurde der Glaukonit jeder Probe in zwei Dichtefraktionen zerlegt: $\rho > 2,65$ und $\rho < 2,65$. Der Glaukonit $\rho > 2,65$ erweist sich in den tieferen Profilteilen als kristallographisch reiner Glaukonit (dioktaedrischer Glimmertyp), während er in den oberen Profilteilen eine Verbreiterung seiner Maxima und das Neuauftreten von Intensitäten im Bereich zwischen 6 und 8 Å anzeigt. Der Glaukonit $\rho < 2,65$ zeigt sehr schwache und breite Maxima, welche alle Übergänge vom Glaukonit zu einem quellfähigen Tonmineral mit Basisinterferenzen von 14 Å und 7 Å erkennen lassen. Es handelt sich in den spezifisch leichten Fraktionen um Wechsellagerungsstrukturen von Glaukonit mit Montmorillonit. In den spezifisch schweren Fraktionen bestehen auch Wechsellagerungsstrukturen und zwar zu einem kleinen Teil mit Montmorillonit, in der Hauptsache aber mit einem quellfähigen Chlorit.

Aus Figur 7 geht hervor, dass morphologisch einheitlich erscheinender Glaukonit kristallographisch alle Übergänge vom dioktaedrischen Glimmertyp zum Montmorillonit und eventuell zum Chlorit aufweisen kann, dass also ein morphologischer und ein kristallographischer Begriff «Glaukonit» nebeneinander existieren.

Von den reinen Glaukoniten verschiedener Dichte und Farbintensität des Basishorizontes (Pr. 9/17 m) wurden chemische wie spektralanalytische Untersuchungen durchgeführt. Bei rein erscheinenden Glaukoniten steigen mit zunehmender Dichte die Werte für Fe_2O_3 , FeO , K_2O , während die Werte für SiO_2 , Al_2O_3 und H_2O^- abnehmen (Tab. 4 und Fig. 8).

Die unterschiedliche chemische Zusammensetzung beruht auf verschiedener Besetzung der Tetraeder-Oktaeder- und Zwischenschichtpositionen in den verschiedenen Dichtegruppen der Probe 9/17 m. Der Glaukonit $\rho = 2,80-2,85$ entspricht röntgenographisch fast reinem Glaukonit, während an den Glaukoniten $\rho < 2,60$ in starkem

Masse Wechsellagerstrukturen beteiligt sind. Ferner können in einzelnen Körnern mikroskopisch beobachtbare Mengen an nicht in das Kristallgitter eingebauten Eisenhydroxyden festgestellt werden.



*Die Werte G(002) in Fig. 7a und 7b sind in G(001) abzuändern.

Fig. 7. Röntgendiagramme: Glaukonit Walsrode.

4. ENTSTEHUNG DES GLAUKONIT

Wie oben ausgeführt, ist der Glaukonit authochton auskristallisiert. Der Zeitpunkt der Bildung ist synsedimentär bis frühdiagenetisch, da die orientierte Glaukonittextur durch Gänge grabender Tiere wieder unterbrochen wurde.

Die chemische Zusammensetzung des Gesamtgesteins ändert sich vom Basishorizont zum Hangenden. Durch den Chemismus des Sedimentes sind in den höheren Profiltteilen (Pr. 7/15 m) die Voraussetzungen zu reiner Glaukonitbildung nicht mehr gegeben. Sie setzt also wegen anders gearteter Stoffzufuhr aus.

Das marine Milieu war ein Faulschlamm und es wird vermutet, dass zur Zeit der reinen Glaukonitbildung Gytjtamilieu herrschte und in dem Übergang zur Glimmertonzfazies der Umschlag zum Sapropelmilieu abgebildet wird. Pyrit und Gips sind viel spätere Bildungen, welche nicht zur Charakterisierung des Milieu herangezogen werden können. Wesentlich zur Lösung der Milieufolge würden Untersuchungen an rezenten Glaukonitvorkommen beitragen, welche die Be-

ziehungen zwischen Glaukonit–Chlorit–Montmorillonit zu den physikalischen und chemischen Lokalbedingungen aufzeigten.

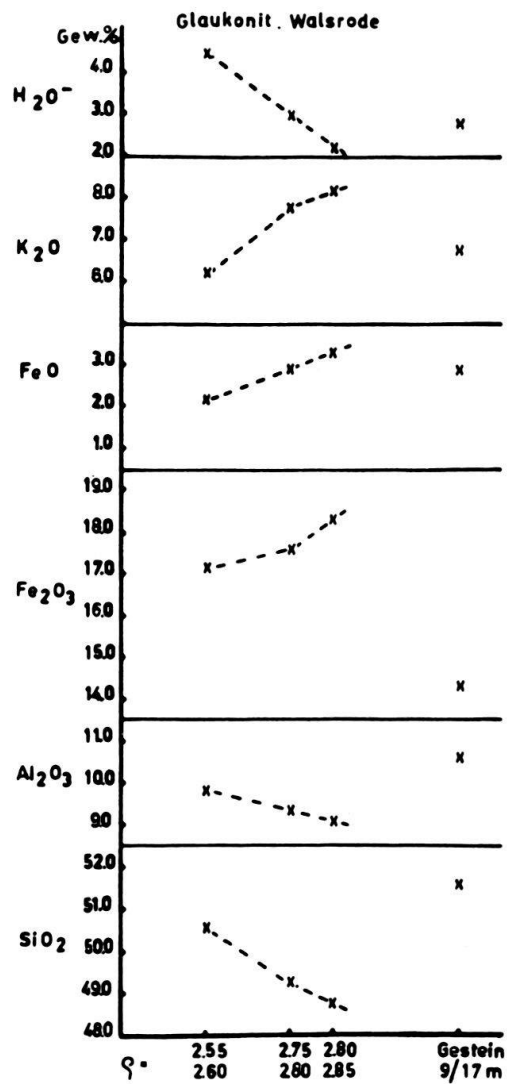


Fig. 8. Glaukonit Walsrode.

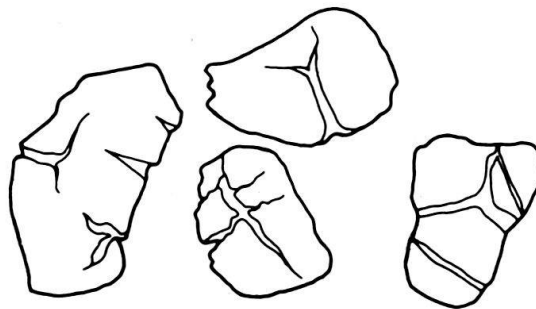


Fig. 9. Glaukonitkörner mit Schrumpfrissen.

Tabelle 4. *Chemische Analysen: Glaukonit, Walsrode Zgl. Grasbeck.*

	Glaukonit – Dichte – Pr. 9/17			Gesteinsproben	
	unter 2,60	2,75–2,80	2,80–2,85	7/15 m	9/17 m
SiO ₂ . . .	50,54	49,26	48,75	72,28	51,55
TiO ₂ . . .	0,080	0,074	0,055	0,71	0,24
Al ₂ O ₃ . . .	9,88	9,34	9,07	10,29	10,61
Fe ₂ O ₃ . . .	17,13	17,57	18,31	3,31	14,34
FeO . . .	2,18	2,96	3,27	0,55	2,89
MnO . . .	0,001	0,003	0,001	0,024	0,006
MgO . . .	3,19	3,88	3,63	1,44	3,18
CaO . . .	0,75	0,57	0,39	0,70	0,45
SrO . . .	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001
Na ₂ O . .	0,07	0,36	0,12	0,51	0,17
K ₂ O . . .	6,21	7,74	8,17	2,52	6,76
P ₂ O ₅ . . .	0,12	0,12	0,33	0,08	0,19
V ₂ O ₅ . . .	0,001	0,003	0,053	0,001	0,033
H ₂ O+ . .	5,40	5,18	5,23	2,63	4,98
H ₂ O– . .	4,42	2,99	2,16	2,35	2,79
org. S. . .	—	—	—	2,60	3,81

LITERATUR

- BAAK, J. A. (1936): *Regional petrology of the Southern North Sea*. Diss. Wageningen.
 GRUNER, J. W. (1935): *The structural relationship of glauconite and mica*. Am. Min. 20, p. 699–714.
 TRÖGER, W. E. (1952): *Tabellen zur optischen Bestimmung gesteinsbildender Minerale*. Stuttgart.

Die umfangreiche Literatur ist in der ungekürzten Arbeit (Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg 27, 1958) angegeben.

47. – CARMINA VIRGILI-ISABEL ZAMARREÑO: (Barcelona) **Conditions de sédimentation des niveaux détritiques du Trias des Catalánides (Espagne)**. Avec 14 figures et 1 tableau dans le texte.

RÉSUMÉ

Selon les idées admises jusqu'ici sur la paléogéographie du Trias, la péninsule Ibérique était, durant la plus grande partie de cette période, complètement émergée et soumise à un climat désertique ou extrêmement aride.

L'étude sédimentologique des matériaux permet d'envisager d'une façon tout à fait différente la paléoclimatologie et l'évolution du bassin catalan à cette époque. La granulométrie, la morphoscopie et la minéralogie fournissent, sur l'origine des sédiments, des résultats plus précis et qui ne s'accordent pas avec les idées précédentes. Ils correspondent assez bien avec ceux des études effectuées sur les matériaux triasiques des zones éloignées de cette région (BOURCART-RICOUR 1952, 1955, BONTE CELET 1955, RICOUR 1959)¹⁾.

LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE

Dans l'ensemble du Trias des Chaînes côtières catalanes, on distingue cinq étages, correspondant, comme aspect et âge, avec les grandes unités de la série

¹⁾ Nous remercions Mr. J. RICOUR, Ingénieur en Chef du B. R. G. G. M., de ses aimables orientations dans les problèmes généraux de paléogéographie et paléoclimatologie.

triasique de l'Allemagne centrale. Au Buntsandstein, correspondent le niveau des conglomérats et grès qui forme la base de la série. Le Muschelkalk est représenté, comme dans la série germanique, par trois niveaux : l'inférieur, calcaire-dolomitique, à *Paracératites*, le moyen, rouge argileux à intercalations de grès et anhydrite, et le supérieur, calcaire-marneux à *Daonella*. Les marnes irisées à petits bancs de dolomies et de cargneules qui couronnent la série, correspondent au Keuper.

La modification principale que cette succession (VIRGILI 1956a, 1956b) apporte à celle, traditionnellement admise, est la présence constante d'un niveau rouge détritique dans tout le Muschelkalk moyen des Catalanides. Dans les travaux antérieurs cette intercalation avait été reconnue uniquement dans quelques affleurements isolés, et dans les autres elle avait été interprété comme Buntsandstein ou Keuper.

L'étude des matériaux: les conglomérats

Pour l'étude de la fraction détritique grossière de la partie basale du Buntsandstein, nous avons utilisé la morphométrie et la granulométrie, méthodes (KRUMBEIN 1934, CAILLEUX 1945, 1947) qui pouvaient nous fournir, au sujet de son origine, les renseignements les plus facilement interprétables.

Les échantillons choisis sont répartis en quatre lots (fig. 1) correspondant à l'axe du bassin de sédimentation, deux à l'extrémité SW de la chaîne, et les autres à l'extrémité NE des affleurements.

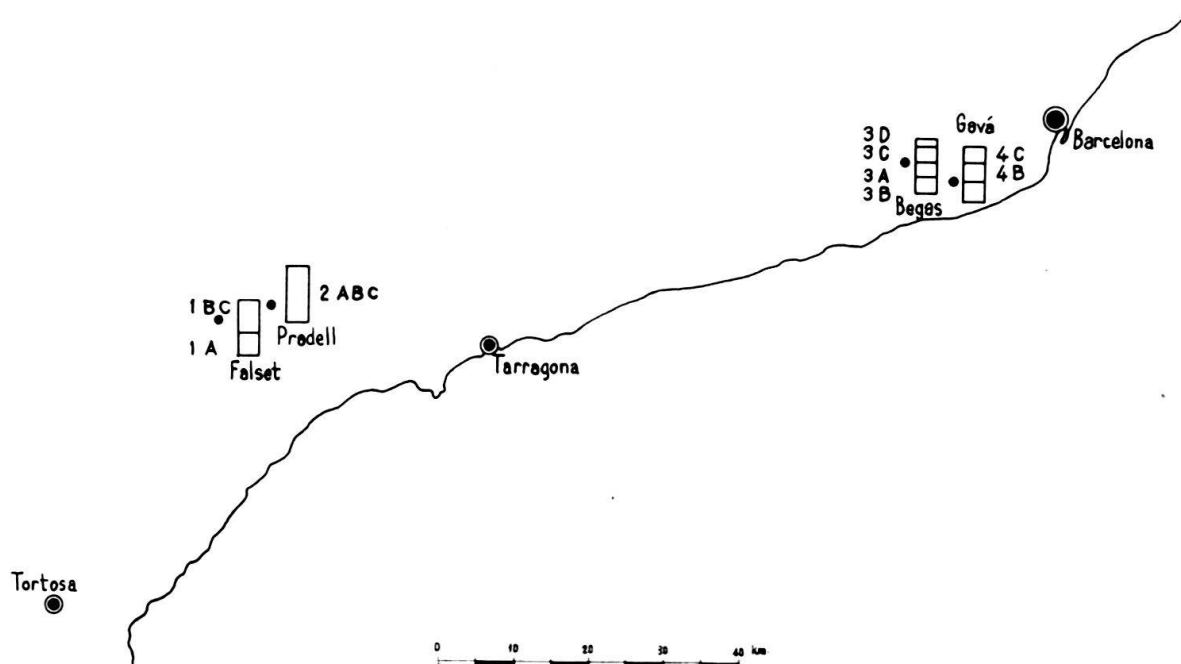


Fig. 1. Distribution des échantillons de conglomérats

1° Composition pétrographique

Falset. Lot 1 AB – Constitué par des éléments de quartz et de quartzite avec prédominance du premier. Le quartzite existe uniquement (3,5%) dans les éléments les plus petits (de 10 à 20 mm de longueur.)

Falset. Lot 1 C – Tous les éléments sont constitués de quartz.

Pradell. Lot 2 ABC – Plus que le quartz, le quartzite est très abondant dans la fraction de 20 à 50 mm. Moins de 0,5% de lydite.

Begas. Lot 3 A – Quartz et quartzite, avec nette prédominance du premier (75%). Quelques éléments de schistes métamorphiques (4%) et de lydite (moins de 0,5%).

Begas. Lot 3 B – Prédominance du quartz (84%), principalement dans les éléments les plus petits, 14% de quartzite, 2% de lydite et pas de schistes.

Begas. Lot 3 C – 87% de quartz. Les quartzites sont réduits à 3%.

Begas. Lot 3 D – Quartz et quartzites avec nette prédominance du quartz (75%), quelques éléments de lydite (5%).

Gavà. Lot 4 B – Constitué presque exclusivement par du quartz, le quartzite atteint uniquement les 2,5%.

Gavà. Lot 4 C – La proportion des quartz et quartzites est environ la même, avec légère prédominance du premier (60%), moins de 0,5% de lydite.

La conséquence immédiate de ces résultats est que les éléments de schistes sont extraordinairement abondants dans les niveaux de base du Buntsandstein; quelques-uns arrivent même jusqu'aux niveaux immédiatement supérieurs, mais ils n'atteignent jamais la partie centrale et supérieure de la formation. Ces éléments sont toujours d'origine nettement locale, aussi bien par leur forme que par leur nature, contrairement aux autres composants.

Il est intéressant de mentionner la rareté d'éléments de roches éruptives, même dans les zones (Falset) où le conglomérat triasique repose sur un ample affleurement granitique. De même que pour les schistes, le granit apparaît uniquement dans les niveaux les plus bas.

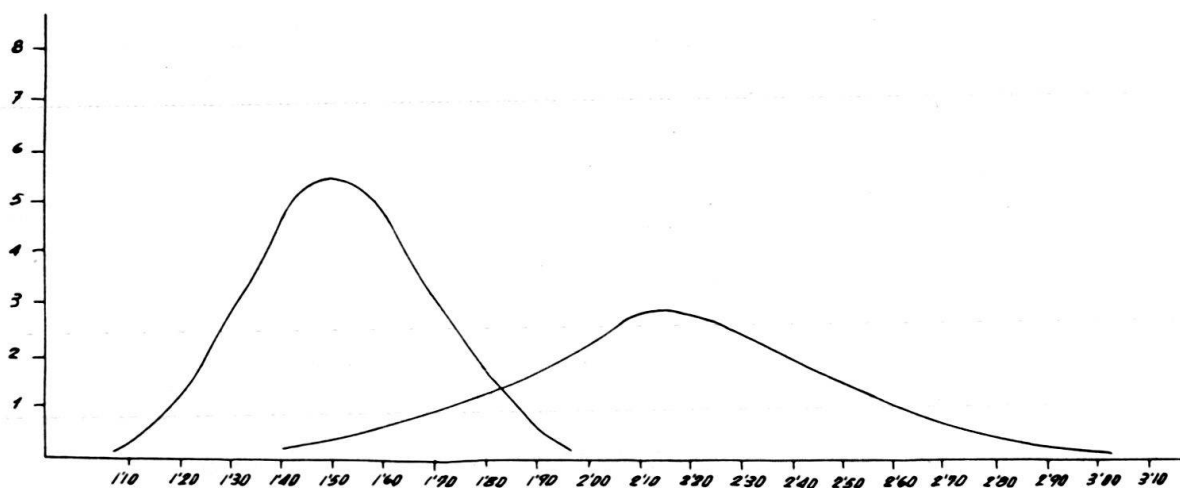


Fig. 2. Histogramme à deux maximums correspondant aux valeurs $L+1/2E$ de l'échantillon 2 ABC

2° Morphométrie et morphoscopie

Pour l'étude morphométrique des conglomérats, on a déterminé les indices de dissymétrie AC/L et d'aplatissement $(L+1/2 E)$ (CAILLEUX 1945, 1947, BERTHOIS 1949).

Les déterminations ont été réalisées exclusivement sur les éléments de quartz, qui sont les plus abondants dans la formation, et, d'accord avec les normes usuelles, on a considéré comme significative uniquement la fraction comprise entre 40 et 50 mm. Etant donné la cimentation extraordinaire des conglomerats et la fragmentation des éléments, on n'a pas toujours pu disposer d'échantillons aussi nombreux qu'on l'aurait désiré et, pour la détermination des indices, il a été nécessaire d'utiliser quelquefois des intervalles plus grands (30 et 60).

Le tableau ci-joint indique les résultats obtenus pour les différents échantillons (tableau n° 1).

TABLEAU 1

Echantillons	Index		
	$\frac{L + 1}{2 E}$		$\frac{A C}{L} \cdot 1000$
	85%	50%	50%
1 Falset A	1,8	1,5	740
1 Falset B - C	2,0	1,7	730
2 Predell A - B - C	2,1	1,8	640
3 Begas A	1,9	1,6	650
3 Begas B	2,1	1,6	670
3 Begas C	2,1	1,5	635
3 Begas D	1,9	1,6	640
4 Gavà B	1,9	1,7	730
4 Gavà C	2,1	1,6	650

La comparaison de ces indices avec les valeurs que l'on considère comme typiques de l'érosion marine et fluviatile, montre que, par leur indice d'aplatissement, tous les échantillons entrent complètement dans le cadre des caractéristiques des formations fluviatiles. Les valeurs pour des rangs de 50% varient entre 1,5 et 1,8 et celles du 85%, entre 1,8 et 2,1. Pour un échantillon, à l'extrémité méridionale de la plaine, cet indice atteint des valeurs qui suggèrent la possibilité d'un dépôt marin; l'histogramme correspondant aux valeurs $L + 1/2 E$, montre nettement l'existence de deux maximums, l'un correspondant à 1,5 (formations fluviatiles), et l'autre à 2,2 typique des formations marines (fig. 2).

L'observation de l'indice de dissymétrie permet de déceler des conséquences analogues. Généralement, les renseignements obtenus par le calcul des deux indices coïncident tout à fait; ainsi les échantillons 1 A B et 1 C correspondent en même temps au plus grand aplatissement et à la plus petite dissymétrie. Cependant, les résultats ne sont pas toujours d'accord; ainsi, tandis que dans chaque lot on observe une augmentation sensible de l'indice d'aplatissement, en montant dans la série stratigraphique, qui indique une plus forte érosion, la diminution correspondante de l'indice de dissymétrie n'a pas toujours lieu.

Les éléments qui constituent la partie de base de la formation présentent, presque sans exception, la forme que JONES (1953) a dénommée «tétraoïdale», et qui prend naissance exclusivement lorsque la fragmentation de la roche se produit en milieu subaérien et par érosion mécanique. Ces éléments tétraoïdaux typiques sont presque complètement absents dans les niveaux les plus élevés de la formation, et sont rares aussi dans les échantillons de la zone méridionale (Falset, Pradell). Souvent (SOARES DE CARVALHO 1940, VIRGILI 1952) ces formes ont été interprétées comme «Dreikantel» d'origine éolienne, ce qui change extraordinairement la conception des conditions de sédimentation du Trias. La surface des galets ne présente aucune trace d'éolisation, ni de modelé glaciaire. Les cailloux impressionnés sont abondants; néanmoins leur formation est due aux efforts tectoniques et n'offre, par conséquent, aucun intérêt du point de vue sédimentologique.

3° *Granulométrie*

Les observations des courbes cumulatives et des indices d'hétérométrie (CAILLEUX 1945, 1947, RIVIÈRE 1953), ainsi que leur comparaison avec les nombreuses courbes type obtenues pour des échantillons d'origine connue, nous permettent de déduire, comme première conséquence, que la majorité d'entre elles tombent dans le groupe des courbes des matériaux fluviatiles et les formations marines de plages.

Les échantillons appartenant au lot n° 1 (région méridionale), permettent d'observer un détail très intéressant. Le graphique correspondant à la partie de base de la formation, présente des caractéristiques fluviatiles. Au contraire celui qui appartient à la partie haute de celle-ci (1 BC fig. 4) a tous les caractères des formations marines côtières. L'analogie des courbes granulométriques correspondant au lot 4 (fig. 6) avec celles des formations côtières est encore plus accentuée, tout particulièrement dans le niveau le plus supérieur.

Les échantillons correspondant au lot n° 3 (Zone de Begas fig. 5), situés déjà à l'extrémité septentrionale de la chaîne, permettent aussi de remarquer la variation de la courbe dans les différents niveaux de la formation des conglomérats; la partie de base de la série (3 A) présente les caractéristiques intermédiaires entre une formation fluvatile et une formation de type continental subaérien; les échantillons supérieurs (3 B et 3 C) restent, au contraire, nettement compris dans les formations de type fluvatile.

4° *Conditions de sédimentation*

Les résultats obtenus au moyen des différentes méthodes concordent pour affirmer que la masse fondamentale des matériaux est une formation fluvatile, mais déposée en milieu côtier.

Dans la partie de base de la série, et précisément à l'extrémité Nord-Ouest, les matériaux montrent une plus grande influence continentale, mise principalement en évidence par la courbe granulométrique ainsi que par un plus petit aplatissement et une dissymétrie plus importante. La partie haute des formations, surtout à l'extrémité méridionale de la chaîne (1 A B C), présente une nette in-

fluence marine démontrée principalement par les courbes de fréquence des grandeurs. La morphométrie montre cette influence d'une façon plus faible.

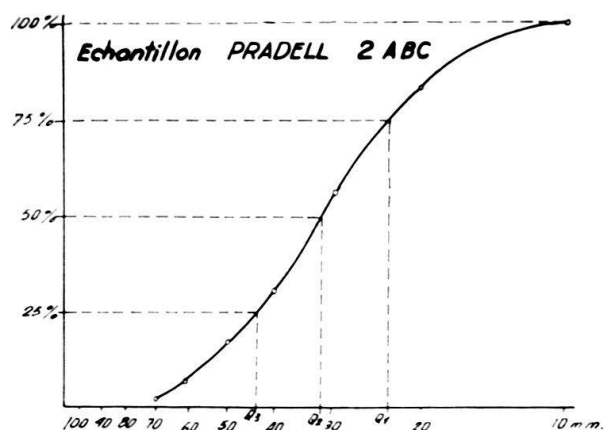


fig. 3

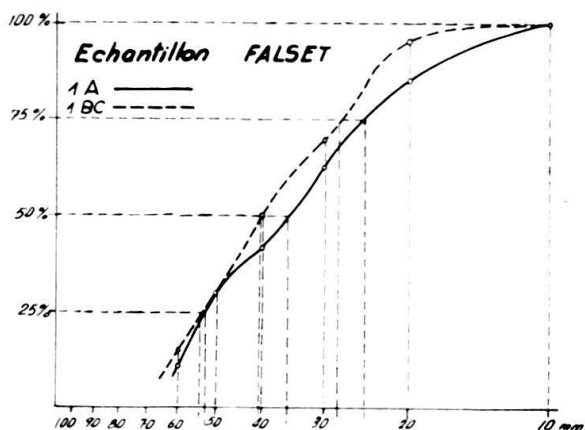


fig. 4

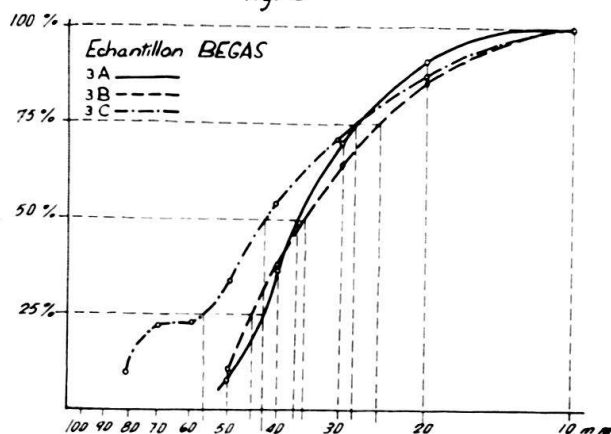


fig. 5

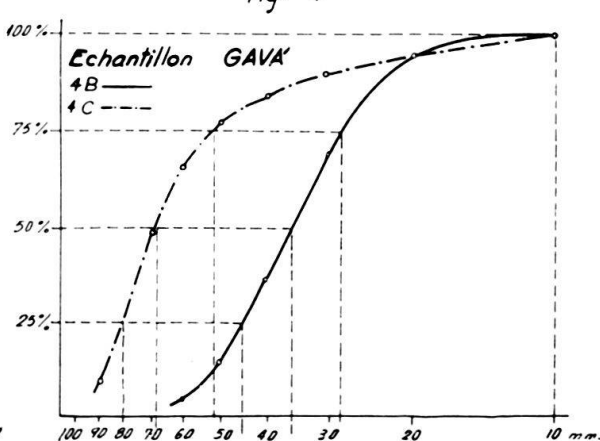


fig. 6

Courbes cumulatives granulométriques des échantillons de conglomérats

Les résultats granulométriques sont toujours beaucoup plus caractéristiques que ceux des méthodes morphométriques. Les éléments étudiés sont le quartz et le quartzite, matériaux très résistants, mais non excessivement lourds. Il s'ensuit que les conditions de sédimentation et de transport de type maritime, qui agissent pendant un temps relativement court sur le matériel apporté par des fleuves, réalisèrent une sélection des particules d'après leur taille et leur poids, c'est-à-dire qu'elles changèrent la granulométrie, mais elles n'eurent pas suffisamment de temps pour modifier de façon excessive la forme fluviale initiale des éléments.

Dans la morphologie finale, la forme tétraoïdale primordiale des galets a eu une importance extraordinaire. Cette forme initiale, qui a persisté en partie malgré l'action des agents d'érosion, peut expliquer deux faits qui, à première vue, paraissent paradoxaux: la discordance qui existe entre les indices d'aplatissement et de dissymétrie, et que ce dernier soit moins significatif que le premier, bien que, généralement, on observe tout le contraire (CAILLEUX 1945 et 1948). Les agents d'érosion, en agissant sur une forme tétraoïdale, lui procurent très rapidement un aplatissement appréciable, mais tardent davantage à détruire sa dissymétrie.

*Les grès*¹⁾

Les matériaux sablonneux qui existent dans le Buntsandstein et Muschelkalk moyen constituent une partie très importante de la formation triasique. Ce sont des grès quartzitiques et la proportion de grains non quartzeux est relativement petite. Le ciment est constitué en grande partie par de la silice (70%) et les grains sont recouverts de cristallisations siliceuses qui forment une croûte anguleuse. La fraction colloïdale abonde aussi, en plus ou moins grande quantité. D'autres éléments présents aussi dans le ciment sont les oxydes de fer, soit sous forme de petits granules isolés, soit, et c'est le cas le plus fréquent, sous forme d'une patine qui recouvre les grains quartzeux. Cette patine est extraordinairement tenace; elle résiste aux longues attaques des acides et se conserve dans les grains qui sont incorporés par l'érosion postérieure à d'autres formations géologiques. Il est facile, dans les dépôts quaternaires, de reconnaître les grains de quartz à patine rougeâtre «remaniés» des formations triasiques.

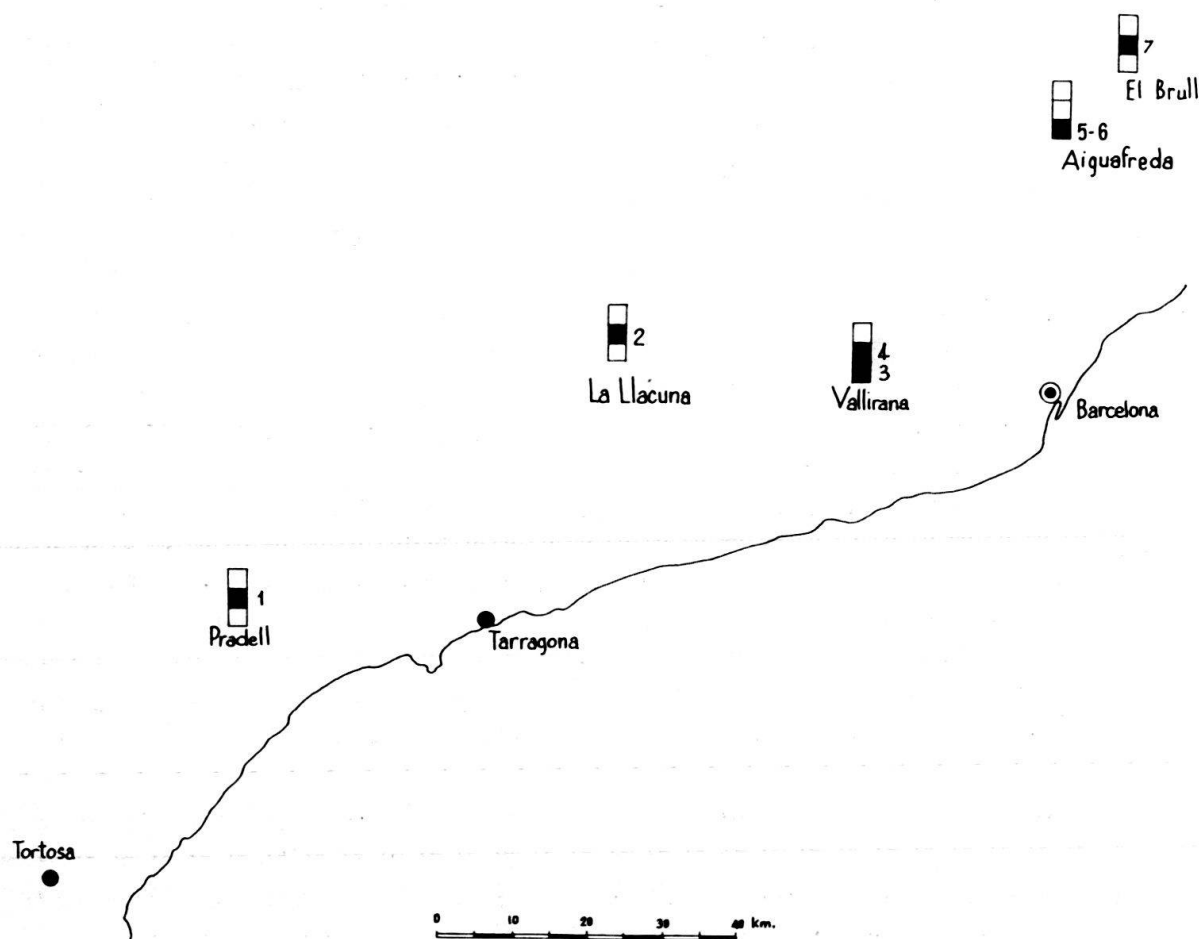


Fig. 7. Distribution des échantillons de grès

1° Etude granulométrique

Il est extraordinairement difficile d'appliquer cette technique aux grès triasiques, parce que, en général, la nature siliceuse du ciment rend impossible sa destruction

¹⁾ Nous remercions Mlle F. FORNELL de nous avoir aidé à réaliser cette partie du travail.

sans attaquer les petits grains, et parce que la présence d'une certaine quantité de silice, formant une auréole de croissance autour des grains, ou en réunissant quelques-uns, aurait faussé complètement les résultats.

Parmi les plus favorables, on a choisi différents échantillons disposés tout au long du bassin sédimentaire (fig. 7) depuis l'extrémité septentrionale (Aiguafreda) jusqu'à Pradell, dans le secteur septentrional des Chaînes côtières catalanes. Comme échantillons de comparaison, on en a étudié un, provenant du Permien des Vosges (8 fig. 13), et un autre du Buntsandstein de cette même région (9 fig. 13).

La conclusion la plus importante que nous obtenons, en comparant les échantillons placés tout au long du bassin, est l'extraordinaire variation des caractéristiques granulométriques dans les différentes régions. Dans les courbes correspondant aux matériaux de l'extrémité NE (5, 6 et 7, fig. 10), il y a une plus grande prédominance de particules grossières et l'indice d'hétérométrie est très élevé. Dans les échantillons correspondant aux zones situées plus au SW, La Llacuna (fig. 11) et Pradell (fig. 12), la taille des particules diminue chaque fois davantage, au fur et à mesure que s'accroît le classement, c'est-à-dire que la grandeur générale des particules et l'hétérométrie des matériaux diminuent.

Les courbes correspondant aux échantillons 5 et 6, qui proviennent respectivement des niveaux rouges et verts du Buntsandstein de Aiguafreda (fig. 8), sont extraordinairement semblables et, ce qui est fort intéressant, le changement de couleur ne se traduit pas, comme on pourrait l'imaginer à première vue, par une variation appréciable de la granulométrie des matériaux. La comparaison de deux échantillons appartenant à un même profil (Vallirana fig. 9), l'un correspondant au Muschelkalk et l'autre au Buntsandstein, met en évidence un fait analogue. Les courbes sont extraordinairement semblables, quoique, dans l'échantillon correspondant au Buntsandstein, on remarque une grandeur légèrement plus importante que pour l'ensemble des particules, et un plus grand classement de ces dernières.

La comparaison de ces courbes et de leurs indices avec ceux que l'on considère comme typiques des formations fluviales, éoliennes et marines, met en évidence que l'ensemble de tous les matériaux étudiés s'écarte tout à fait des caractéristiques des formations éoliennes (CAILLEUX 1948, KRUMBEIN et SLOSS 1951) et sont en revanche, comprises dans le type de formations fluviales ou marines côtières. (CAILLEUX 1943, 1945, KRUMBEIN 1934, RIVIÈRE 1953). Seul le secteur septentrional, semble d'un type intermédiaire entre les formations de type torrentiel et celles d'éboulis de pente.

La comparaison de ces échantillons avec ceux qui proviennent du Trias et du Permien des Vosges (fig. 13), montre l'analogie des formations sableuses des Chaînes côtières catalanes avec celles du Buntsandstein du NE de la France, et leur différence avec l'échantillon de Permien.

2° *Etude morphoscopique*

Depuis longtemps on connaît les résultats de l'analyse morphoscopique des matériaux sablonneux du Trias des Chaînes côtières catalanes (CAILLEUX 1945, VIRGILI 1954). Tous les échantillons étudiés présentent une certaine proportion de grains éolisés, qui atteint 35% dans les particules de 0,07 mm de diamètre (CAILLEUX 1945, VIRGILI 1954). Généralement ces grains éoliens ont été inter-

prêtés comme une preuve du dépôt éolien des grès triasiques (CAILLEUX 1945, VIRGILI 1954). Cependant, comme nous l'avons déjà vu, cette interprétation ne concorde pas avec les résultats obtenus en étudiant la granulométrie de ces formations qui est typiquement celle des matériaux déposés dans un milieu aqueux.

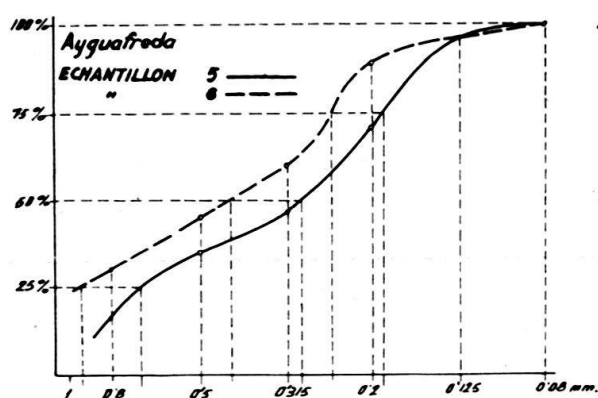


fig. 8

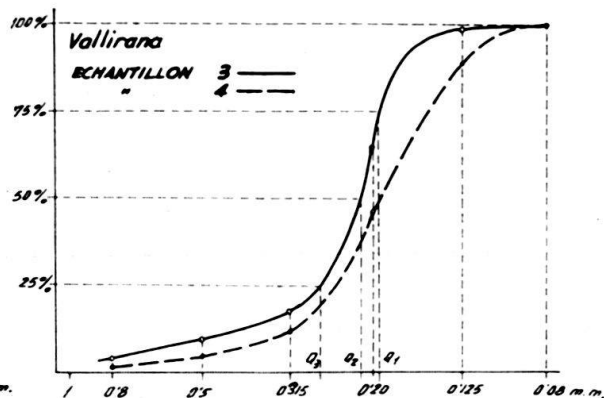


fig. 9

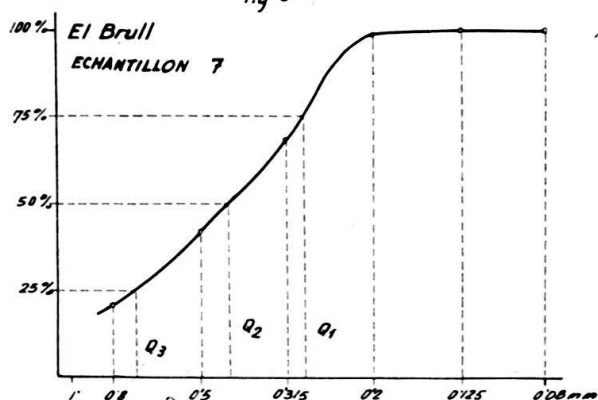


fig. 10

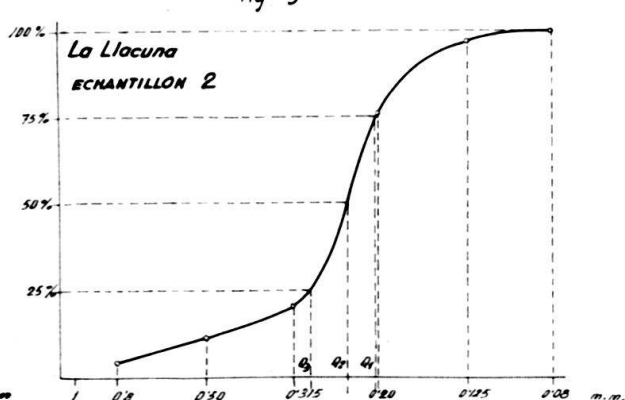


fig. 11

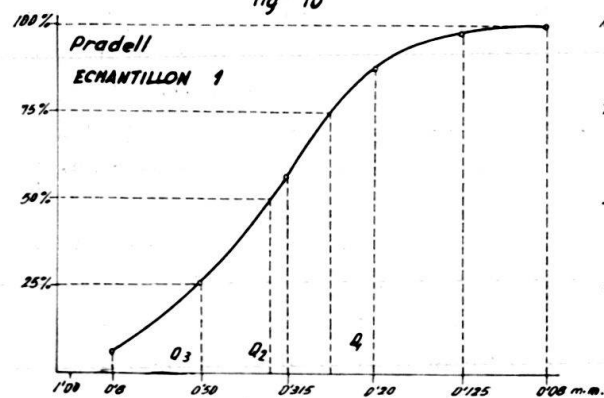


fig. 12

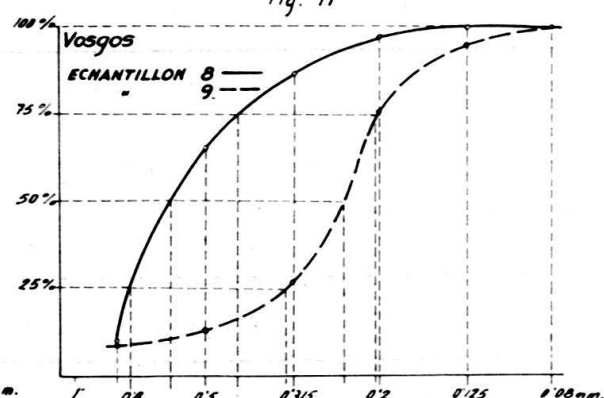


fig. 13

Courbes cumulatives granulométriques des échantillons de grès

Un fait que l'on ne doit pas oublier est, d'une part, la rapidité des conditions de sédimentation de ces matériaux, et d'autre part, le modèle éolien des grains de quartz qui est extraordinairement tenace et se conserve dans les formations qui, postérieurement, ont été soumises à des conditions de sédimentation très

diverses. Nous considérons par conséquent que ces grains peuvent avoir supporté, à un moment déterminé de leur existence, une action éolienne mais on ne doit pas en déduire pour autant que cette action s'est produite précisément au moment de leur sédimentation.

3° *L'existence de «Ripple Marks»*

Depuis longtemps, on connaît déjà l'existence de ces irrégularités des surfaces de stratification des matériaux triasiques, et ce fut l'un des arguments en faveur de l'origine éolienne de ces matériaux. Mais de nombreuses mesures effectuées dans les niveaux sableux du Buntsandstein et du Muschelkalk moyen donnent des valeurs de «ripple index» (relation amplitude-hauteur) comprises entre 6 et 12, c'est-à-dire nettement dans la limite admise pour les «ripple marks» formés sous l'eau (KUENEN 1950). L'amplitude est généralement comprise entre 20 et 40 mm, et la hauteur entre 2 et 4 mm. Ils sont asymétriques, et une série de détails font penser qu'il s'agit de dépôts littoraux; par exemple: les irrégularités dans la direction et la dimension, l'existence de «ripple marks» symétriques qui semblent engendrés par les vagues, et principalement le fait que, dans certains lieux, ces structures passent au «ripple mark» linguiformes et rhomboïdaux, typiques des eaux très peu profondes et même des plages.

CONCLUSIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Les limites du bassin de sédimentation

Le bassin de sédimentation du Trias des Catalanides constituait un large diverticule allongé en direction NE-SW et ouvert au Sud vers le bassin Ibérique, dont il représente la continuation septentrionale (fig. 14).

La régularité stratigraphique constatée dans le Trias catalan, avec quelques rares variations d'aspect et de puissance, indiquait que le bassin triasique catalan était assez uniforme. On avait supposé à tort l'existence de plusieurs seuils dans son intérieur. C'était la conséquence d'une confusion des niveaux rouges détritiques du Muschelkalk moyen soit avec le Keuper, soit avec le Buntsandstein (ASHAUER et TEICHMULLER 1935).

La seule diminution brusque de puissance et le seul changement rapide d'aspect ne sont observés qu'à l'extrémité NE de ces formations, au Congost. La proximité de la limite septentrionale du bassin de sédimentation se manifeste aussi par le caractère grossier des matériaux sablonneux et surtout par l'indice d'hétérométrie très élevé (0,4-0,5). Dans cette région les conglomérats sont relativement peu puissants, mais de nature pétrographique analogue à la base, contours anguleux, et hétérométrie élevée.

En ce qui concerne les limites occidentales, qui devraient être formées par le massif de l'Ebre supposé, et les orientales par le massif Catalano-Baléar, il faut reconnaître que les conclusions auxquelles cette étude nous a permis d'arriver, ne sont que peu ou pas décisives. Comme argument en faveur de la proximité du bord occidental du bassin, on peut invoquer seulement une légère diminution de puissance de la série en direction NW (Pontons-Mediona), et une légère aug-

mentation du caractère détritique du Buntsandstein inférieur (Masroig-Prades) en direction SW. En revanche, les faciès sablonneux du Keuper du secteur méridional, invoqués comme argument de la proximité de ce massif par ASHAUER et TEICHMULLER (1935), n'existent pas. Tous les niveaux sablonneux que ces auteurs interprétèrent comme Keuper correspondent en réalité au Muschelkalk moyen.

La limite orientale ne peut pas non plus être suivie exactement, parce qu'actuellement, elle est submergée par la Méditerranée. On peut considérer comme argument en faveur de la proximité du massif Catalano-Baléares le grand développement des conglomérats du Buntsandstein à l'extrémité orientale de la chaîne (Garraf), lequel coïncide avec une augmentation du caractère détritique du Muschelkalk moyen. Cependant, la nature pétrographique, les caractéristiques morphoscopiques (indices d'aplatissement compris entre 1,9-2,1 au 85%, et de dissymétrie entre 635 et 730) et l'hétérométrie relativement basse (0,2-0,3) concordent à affirmer l'origine lointaine de ces matériaux.

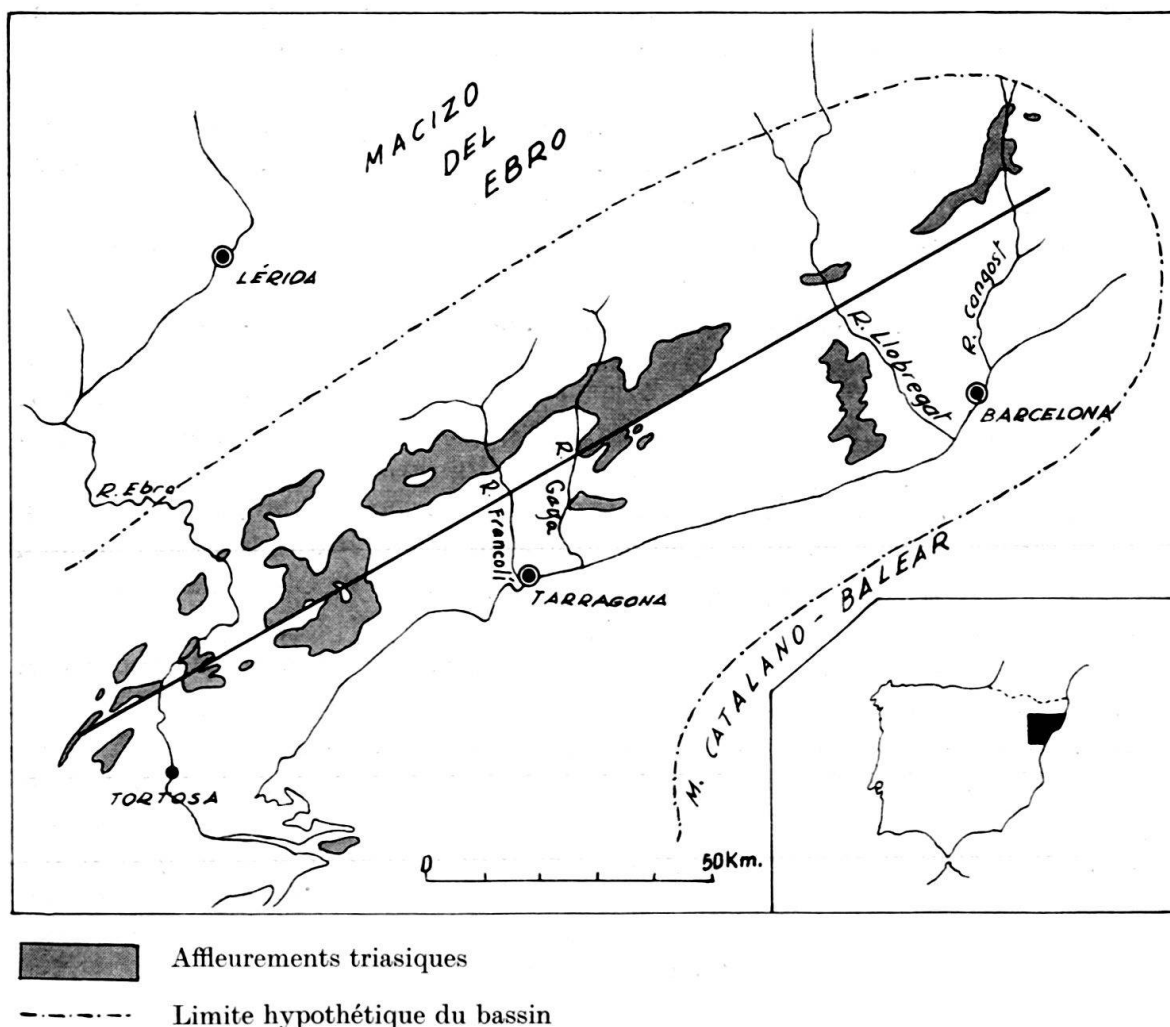


Fig. 14. Le bassin de sédimentation du Trias des Catalanides

Conditions climatiques et évolution du bassin

Les caractéristiques lithologiques des matériaux étudiés sont totalement différentes de celles qui correspondent à des sédiments de type désertique et aride.

Dans les conglomérats qui constituent la partie basale du Buntsandstein, les indices d'aplatissement des couches varient entre 1,5 et 1,8 (50%) et ceux de dissymétrie entre 640 et 740, valeurs qui correspondent à celles admises pour les formations fluviatiles. Les valeurs correspondent aux niveaux supérieurs de la couche de conglomérats et indiquent déjà une claire influence marine. Il s'agit donc de matériaux apportés par des fleuves et déposés sur une plaine côtière partiellement envahie par la mer. Les indices d'hétérométrie de ces sédiments et la composition minéralogique des niveaux argileux qui y sont intercalés (kaolinite-illite) confirment ces conclusions.

Les niveaux de grès du Buntsandstein moyen qui reposent sur des conglomérats, accusent encore plus nettement l'influence marine dans leur sédimentation; en effet, les indices d'hétérométrie, «ripple marks» et stratification croisée correspondent à un dépôt d'eaux troubles et peu profondes, sédimenté sur une plateforme côtière étendue et soumise à des envahissements marins fréquents et irréguliers. La couleur rouge des matériaux, que l'on avait invoquée comme argument d'une origine continentale, peut être due à des causes très diverses et n'a pas une nette signification.

L'augmentation de profondeur océanique est indiquée par le début d'une sédimentation calcaire du Muschelkalk inférieur. Les caractéristiques des niveaux dolomitiques avec nodules de silex, analogues aux sédiments actuels des mers chaudes et peu profondes, confirment les conditions généralement admises pour le bassin triasique durant cette période.

Les niveaux de matériaux argileux et sablonneux rouges, du Muschelkalk moyen, accusent une diminution de profondeur dans le bassin, qui acquiert des caractéristiques analogues à celles qu'il avait dans le Buntsandstein. Les niveaux calcaires du Muschelkalk supérieur ont dû se déposer lorsque le bassin, une autre fois, acquit une plus grande profondeur.

Les marnes irisées du Keuper avaient été aussi attribuées à des formations de type désertique, et on les considérait comme formées dans des lagunes saumâtres et soumises à une évaporation intense. Leur composition minéralogique (kaolinite-illite) et l'absence de minéraux fibreux du groupe sépiolite-attapulgitite sont conformes aux plus récentes interprétations (BOURCAT et RICOUR 1952); ces matériaux auraient été formés sur les immenses plateformes continentales peu profondes et situées au bord d'un continent à relief doux. Ainsi, le Keuper présente, au point de vue paléoclimatologique et paléogéographique, des caractères analogues au Muschelkalk moyen, mais l'absence de niveaux sablonneux semble indiquer que le relief des zones côtières avait atteint un degré plus élevé de maturité.

BIBLIOGRAPHIE

- ASHAUER, H., & TEICHMULLER, R. (1935): *Die variszische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens*. Beitr. Geol. West. Mediterrangebiete n° 17 Abh. Ges. Wiss. Göttingen, n° 3, pp. 16-98, 7 lám., 48 fig. Berlin.
- BERTHOIS, L. (1949): *Contribution à l'étude de l'érosion marine et la formation des galets*. Boll. Soc. geol. Portugal, I. T. 8, fasc. I-II, pp. 21-72.
- (1950): *Granulométrie comparée de quelques sables marins*. Bull. Soc. géol. Bretagne 25, n° 1-4, pp. 51-62, Rennes.

- BONTE, A., & CELET, P. (1955): *Sur la signification des sédiments rouges et verts du Trias du Jura Français*. Geol. Rdsch. 43, fig. 2, pp. 342–350, Stuttgart.
- BOURCART, J., & RICOURT, J. (1952): *Une hypothèse sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias*. Bull. Soc. géol. France (6e sér.) 2, pp. 37–38. Paris.
- (1954): *Essai sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias*. Congr. Géol. Inst. C. R. XIX ss. Alger 1952., S. XIII. fasc. XIII, pp. 35–47, Alger.
- CAILLEUX, A. (1943): *Distinction des sables marins et fluviatiles*. Bull. Soc. géol. France (5e sér.) 13, pp. 125–138, Paris.
- (1943): *Sur quelques sables et grès de la région de Barcelone*. Miscelanea Almera. 1, Publ. Inst. Géol. Provinc. n° 7, pp. 65–78, Barcelona.
- (1945): *Distinction des galets marins et fluviatiles*. Bull. Soc. géol. France (5e sér.) 15, pp. 375–404, 10 fig. Paris.
- (1947): *Granulométrie des formations à galets*. Soc. Belge Géol. Sec. Extr., pp. 91–114. Bruxelles.
- JONES, D. J. (1953): *Tetraoids pebbles*. J. Sed. Petr. 23, n° 3, pp. 126–201, fig. 1–4.
- KUENEN, P. (1950): *Marine geology*. 568 pp. 2 map. New York.
- KRUMBEIN, W. C. (1934): *Size Frequency distribution of sediments*. J. Sed. Petr. n° 4 pp. 65–77.
- LLOPIS LLADO, N. (1947): *Contribución al conocimiento de la Morfoestructura de los Catalánides*. Publ. Inst. «Lucas Mallada» C. S. I. C., 372 pp., 40 fig. 30 lám., 1 mapa, Madrid.
- RICOUR, J. (1959): *Étude stratigraphique du Trias en France*. Thèse doctorale (Sous presse).
- RIVIÈRE, A. (1953): *Méthode d'interprétation de la granulométrie des sédiments meubles*. Rev. Inst. Fr. Petr. 8, pp. 102–108. Paris.
- TWENTHOFEL, W. H. (1939): *Principles of Sedimentation*. 610 pp. New York.
- VIRGILI, C. (1954): *Algunas consideraciones sobre el trazado de las costas españolas durante el Triásico*. Boll. Soc. Esp. Hist. Natur., T. Extr., pp. 697–716, 3 fig. Madrid.
- (1955): *L'assise rouge intermédiaire du Muschelkalk de Catalogne*. C. R. Soc. géol. France 5, (6e sér.), n° 78, pp. 125–128, 1 fig. Paris.
- (1958): *El triásico de los Catalánides*. Thèse doctorale (Sous presse). Mem. Inst. Geol. Min. Madrid.

48. – WALTER WETZEL (Kiel:) **Lumineszenz-Mikroskopie im Dienste der Sedi-mentologie.**

ZUSAMMENFASSUNG¹⁾

Die Bestrahlung von Sedimentproben mit UV-Licht wird allgemein als megaskopische Untersuchung angewandt, da sich dabei Bitumenspuren verraten und Fossilreste deutlicher hervortreten.

Die Übertragung solcher Prüfung auf mikroskopische Dimensionen ist neuerdings möglich durch die Konstruktion des ZEISSschen Grossen Lumineszenzmikroskopes, mit dem Dünnschliffe mikroskopiert werden können. Die hier erzeugten Bilder verdanken ihre Farbigkeit zu einem Teile dem Lumineszenzvermögen des Canadabalsams, womit gleichsam ein farbiger Hintergrund gegeben ist. Aber hiervon heben sich die Reaktionen bestimmter einzelner Sedimentbestandteile ab; d. h. es gehen Leuchterscheinungen aus von manchen geformt erhaltenen Organismenresten oder von desorganisierter organischer Substanz oder von Mobilbitumen, auch von gestörter Kristallbildung u. a. Eine besondere Art der Dünnschliff-Herstellung unter Vermeidung des Canadabalsams erlaubt es, jene Leuchterscheinungen nötigenfalls auch für sich allein zu studieren.

¹⁾ Ausführliche Darstellung erschienen im N. Jb. f. Geol., Abh. 107, 1959.