

Zeitschrift:	Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber:	Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band:	14 (1961)
Heft:	3
Artikel:	Étude du remplacement diagénétique du quartz détritique par les carbonates dans les dolomies cambriennes
Autor:	Page, Norman J. / Carozzi, Albert V.
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-739586

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: 25.12.2025

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

ÉTUDE DU REMPLACEMENT DIAGÉNÉTIQUE DU QUARTZ DÉTRITIQUE PAR LES CARBONATES DANS DES DOLOMIES CAMBRIENNES

PAR

NORMAN J. PAGE et ALBERT V. CAROZZI

RÉSUMÉ

Cette étude quantitative de la corrosion des grains de quartz détritique dans des dolomies du Cambrien supérieur du New-Jersey a été effectuée par deux méthodes. La première correspond à l'établissement des courbes cumulatives des grains de quartz et des grains carbonatés lithiques qui leur sont associés par microfaciès et à leur comparaison avec les courbes théoriques calculées. Les différences observées démontrent la réalité de la corrosion ainsi qu'une absence de certaines classes granulométriques et conduisent, par exemple, à une valeur de 44,4% en volume pour des grains de quartz d'un diamètre original de 0,18 mm. Cette corrosion, importante volumétriquement, a été atteinte par une modification de la sphéricité de l'ordre de 0,15 qui n'affecte pratiquement pas les mesures de clasticité.

La seconde méthode correspond à la mesure directe d'un indice de corrosion défini par la différence entre la surface projetée d'un grain et celle du plus petit cercle circonscrit exprimée par un pourcentage de ce dernier. Les courbes de variation stratigraphique de l'indice de corrosion montrent une liaison directe avec l'indice de cristallinité et une liaison inverse avec l'abondance du quartz. Celle-ci semble empêcher la large cristallisation de la dolomie et simultanément réduit l'intensité de la corrosion individuelle des grains de quartz.

La corrosion des grains de quartz a été souvent sousestimée à la suite du faible changement de sphéricité qui en résulte. Elle apparaît cependant comme une importante source de silice qui se redépose dans les sédiments plus récents:

ABSTRACT

This quantitative investigation of the corrosion of detrital quartz grains in Upper Cambrian dolomites of New Jersey has been undertaken by two different methods. First the cumulative frequency distribution curves by microfacies of both quartz and carbonate lithic particles were compared in

the light of sedimentation theories to see if any differences between theoretical and actual quartz and carbonate particles associations could be observed. The differences observed indicate corrosion of the quartz grains as well as a lack of grains of the appropriate sizes. Values obtained show for instance a corrosion of 44,4% by volume for grains originally 0,18 mm in diameter. Such a figure although large in terms of volume can be reached by a change of sphericity of only 0,15 which does not alter drastically elasticity measurements based on maximum grain size.

A second approach to the problem was made by determining the corrosion index of the quartz grains. The corrosion index was defined as the difference between the projected area of a grain and the area of the smallest circumscribing circle, expressed as a percentage of the latter. Stratigraphic variations of the index of corrosion reveal that it is directly related to the index of crystallinity of the dolomites and inversely related to quartz frequency since the latter inhibits carbonate crystal growth during recrystallization.

The conclusion is reached that the replacement of quartz by carbonates is volumetrically considerable but often under-estimated because of the small sphericity changes involved. The silica released by this late diagenetic process represents an important supply for younger sediments.

INTRODUCTION

Le cadre général du présent travail a été fourni par une étude microscopique des dolomies dites d'Allentown du Cambrien supérieur le long de la rive droite de la Delaware River, Warren County, New Jersey (Zadnik et Carozzi, sous presse) *. Deux coupes ont été étudiées, la première près de Riegelsville débute au contact Leithsville-Allentown et s'étend stratigraphiquement vers le haut sur 516 pieds, la seconde coupe près de Carpentersville commence au contact Allentown-Rickenbach et s'étend stratigraphiquement vers le bas sur 1618 pieds (fig. 1). Les conditions structurales locales n'ont cependant pas permis la jonction des deux coupes.

L'étude microscopique détaillée de plus de 1200 coupes minces a révélé une sédimentation cyclique de mer très peu profonde caractérisée par la répétition plus ou moins régulière de six microfaciès distincts. Les cycles de sédimentation eux-mêmes montrent des variations régulières qui permettent une subdivision à grande échelle des séries en mégacycles.

Un cycle typique commence par une dololutite très homogène (microfaciès 1) indiquant un milieu tranquille surmontée successivement,

* Afin de faciliter les comparaisons entre ce travail et celui qui lui sert de cadre général et qui sera publié en anglais, nous avons donné aux figures une légende bilingue.

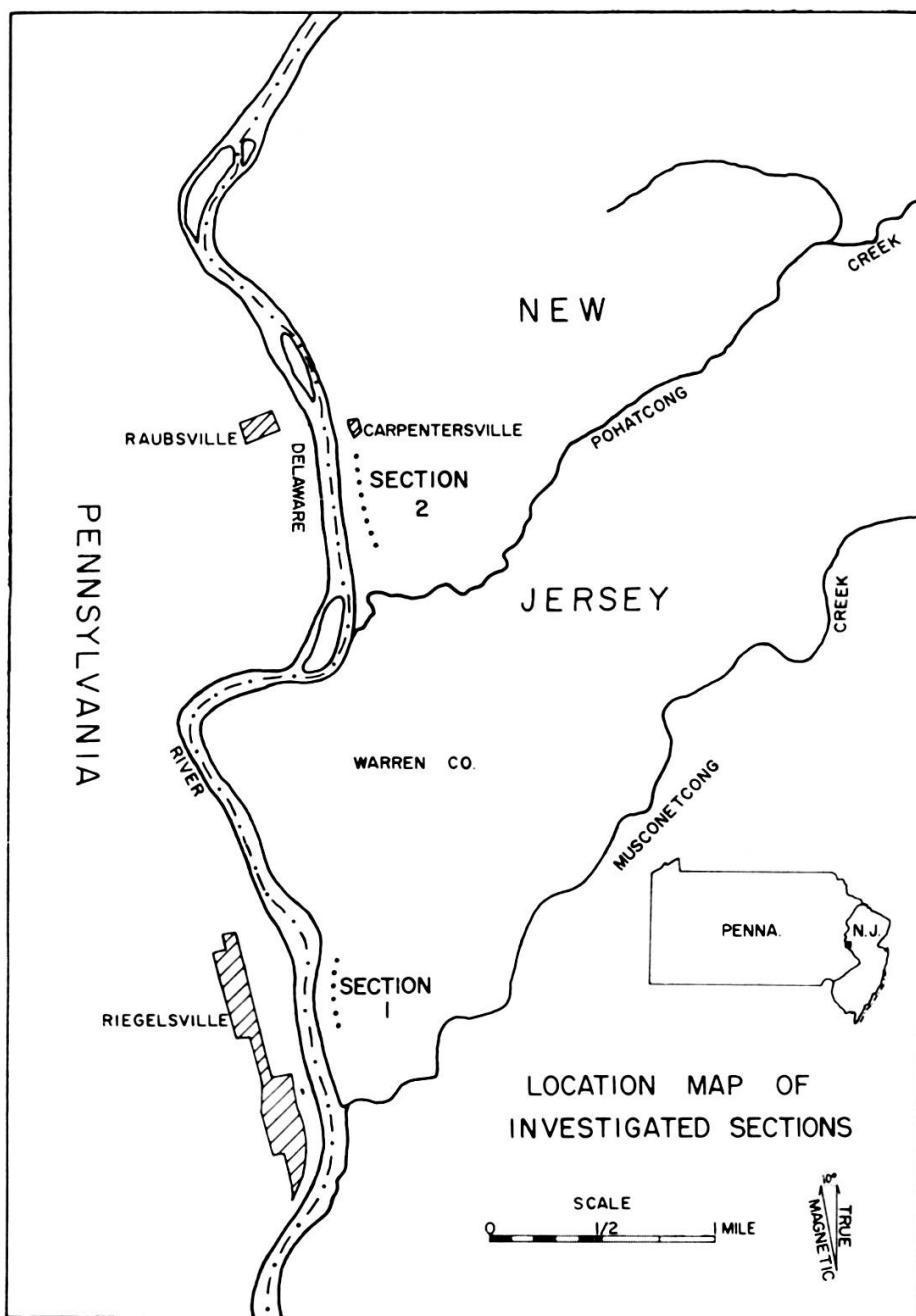


Fig. 1
Carte montrant la position géographique des coupes étudiées.

à la suite d'une diminution graduelle de la profondeur, par une dolarenite, une dolarenite oolithique, une dolorudite, une dolomie construite à stromatolithes (*cryptozoon*) et une dolorudite de dessication indiquant des conditions sub-aériennes; ce sont les microfaciès 2 à 6 respectivement.

La dolarenite (microfaciès 2) contient de nombreux grains carbonatés lithiques indiquant d'importants remaniements intraformationnels. Il en est de même du microfaciès 3 dans lequel cependant les oolithes prédominent sur les grains lithiques. La dolorudite (microfaciès 4) est en général une microbrèche, parfois un microconglomérat, mais dans les deux cas les éléments sont mal triés et proviennent du remaniement des microfaciès 1 à 3. La dolomie construite (microfaciès 5) correspond à des colonies de cryptozoons en choux-fleurs ou en tapis plus ou moins étendus.

La dolorudite de dessication (microfaciès 6) est le terme le plus grossier du cycle sédimentaire. Elle est formée essentiellement de fragments carbonatés lithiques, aplatis ou courbes, orientés parallèlement à la stratification ou parfois perpendiculairement à celle-ci (structure *edgewise*) et provenant de la dessication sub-aérienne et du remaniement des microfaciès 1, 2, 3 et 5. Cette dernière dolorudite donne un contrôle idéal de la diminution de profondeur caractéristique de ces cycles assymétriques qui se terminent le plus souvent par un contact brusque ou par une surface d'érosion sur laquelle repose la dololutite de base du cycle suivant.

Le quartz détritique est présent dans tous les microfaciès qui viennent d'être décrits sous la forme de grains bien triés et sub-sphériques montrant de façon très nette des bordures denticulées dues au remplacement périphérique par les carbonates encaissants (fig. 16). Ce remplacement est un phénomène diagénétique très répandu dans les roches carbonatées mais en général sous-estimé en dépit du fait qu'il représente une source importante de silice qui sera précipitée dans les dépôts plus récents soit sous la forme de cherts dans les roches carbonatées soit comme ciment dans les grès.

En outre, si le remplacement a été très important, il pourrait affecter la mesure de l'indice de clasticité du quartz qui est un paramètre essentiel dans l'investigation microscopique des carbonates (Carozzi, 1950, 1958).

Les dolomies d'Allentown représentent un milieu sédimentaire dans lequel des grains de quartz bien calibrés et presque sphériques ont été déposés simultanément avec des grains carbonatés lithiques et consolidés par un ciment calcique. Ce dernier ultérieurement dolomitisé avec l'ensemble de la roche a partiellement remplacé la périphérie des grains de quartz sans cependant que le phénomène ait été poussé assez loin

pour affecter les mesures de clasticité. Ce sont des conditions idéales pour tenter une étude quantitative de la corrosion des grains de quartz dans une roche carbonatée et pour analyser les conditions hydrauliques qui régissent le dépôt simultané de particules de nature différente.

Revue des travaux antérieurs.

A notre connaissance aucune détermination quantitative de la corrosion des grains de quartz dans une roche carbonatée n'a été faite jusqu'à ce jour bien qu'un certain nombre de travaux aient attiré l'attention sur l'importance probable de la corrosion, ses conditions et sa position dans le temps lors de la diagenèse.

Walker (1957) a montré que le remplacement des grains détritiques par la calcite ou la dolomie est un phénomène très répandu donnant lieu à des corrosions microscopiques que l'on pourrait aisément prendre pour les résultats de l'érosion éolienne. Il envisage la possibilité d'un remplacement complet et montre que le remplacement différentiel tend à augmenter l'angularité des grains. Dans un travail plus récent (1960), le même auteur discute le remplacement du quartz détritique par les carbonates comme une source de silice authigène en montrant qu'il est beaucoup plus répandu qu'on ne le penserait de prime abord, qu'il est difficile de l'estimer quantitativement et que son mécanisme est incertain.

Dapples (1959) introduit le concept de « degré diagénétique » dont une expression est l'importance du remplacement du quartz par la calcite dans les grès quartzeux et une autre l'importance de la destruction des contours originaux des grains par le même processus. La température est considérée par cet auteur comme le facteur principal contrôlant la stabilité relative du quartz et des carbonates; la silice devenant plus instable avec l'augmentation de la profondeur d'enfouissement et de la température.

Siever (1959) arrive à des conclusions semblables en analysant les conditions de cimentation de certains grès du Pennsylvanien. Dans ces roches les carbonates forment soit un simple remplissage des pores soit un ciment remplaçant les grains détritiques dans des proportions variables. « A mesure que la roche est enfouie à des profondeurs plus grandes et que la température augmente, la solubilité de la calcite diminue (à condition que la pression partielle de CO_2 reste essentiellement constante) et l'on doit s'attendre à une précipitation. En même temps, la silice devient plus soluble avec l'augmentation de température et devrait

commencer à se dissoudre. Ce comportement pourrait expliquer l'observation fréquente des carbonates remplaçant le quartz comme résultat général d'un enfouissement profond et d'une élévation de température » (p. 76).

Méthodes d'investigation.

Deux méthodes d'étude ont été utilisées, la première de nature indirecte, la seconde directe. Dans la première, on a obtenu par des mesures microscopiques la distribution par microfaciès des grains de quartz de taille maximum et des grains carbonatés lithiques de taille maximum. Les rapports entre ces deux types de grains dans chaque microfaciès ont été comparés à ceux que l'on peut prévoir théoriquement par l'application des lois de sédimentation concernant leur comportement hydrodynamique. Toute différence observée pourrait alors exprimer l'importance de la corrosion diagénétique des grains de quartz.

La seconde méthode correspond à la mesure directe de la corrosion des grains de quartz telle qu'elle apparaît sous le microscope. Plus de 2500 grains de quartz ont été projetés sur des feuilles de papier, leurs contours dessinés avec grand soin et la surface de chaque grain mesurée au planimètre. La différence entre cette surface et celle du plus petit cercle circonscrit a été exprimée par un pourcentage de la surface de ce dernier et appelée *l'indice de corrosion*. Cet indice est en fait une valeur minimale car le plus petit cercle circonscrit a été tracé en admettant que les processus de remplacement n'ont pas radicalement modifié la taille et la forme du grain original considérée comme sub-sphérique dans le milieu étudié.

Cette faible modification des caractères originaux des grains de quartz est également montrée par le fait que le ciment de dolomie entourant directement les grains ne montre pas d'appréciables changements texturaux ni de petits résidus de quartz en continuité optique avec les grains principaux; deux caractères qui sont typiques des remplacements à plus grande échelle (Carozzi, 1960, p. 61). La variation de l'indice de corrosion a été exprimée par une courbe dessinée parallèlement à la colonne stratigraphique (fig. 10-15) de la même façon que celles relatives aux indices de clasticité et de fréquence des composants détritiques.

La clasticité du quartz a été mesurée en choisissant les six plus grands grains de quartz parmi plusieurs centaines présents dans chaque coupe

mince et en calculant la moyenne de leur taille maximale apparente. La clasticité générale a été obtenue en choisissant les cinq plus grands grains carbonatés lithiques parmi 50 environ présents dans chaque coupe mince et en calculant la moyenne de leur taille maximale apparente. Ces deux indices exprimés en millimètres sont des indicateurs de l'intensité et de la distribution des courants pendant la sédimentation (Carozzi, 1950, 1958). La fréquence du quartz a été mesurée sur une surface de 19,79 mm² et celle de la pyrite sur une surface de 56,71 mm². Un indice de cristallinité a été également mesuré (Zadnik et Carozzi, sous presse) afin d'exprimer graphiquement les variations de la taille maximale apparente des cristaux de dolomie qui paraissent étroitement liées, comme nous le verrons plus loin, à celles de la taille originale des particules carbonatées lithiques.

Les six microfaciès déterminés par leurs caractères texturaux et les valeurs de leurs divers paramètres ont été enfin interprétés et classés par rapport à leur profondeur relative de dépôt. Dans ce milieu qui apparaît dans l'ensemble très peu profond, la dololutite (microfaciès 1) représente les conditions les plus profondes relativement et la dolorudite de dessication (microfaciès 6) correspond à l'émersion. La classification des microfaciès par profondeur décroissante de gauche à droite constitue l'échelle de la courbe bathymétrique qui montre les variations de la profondeur relative de dépôt au cours du temps.

Il importe souvent pour les besoins de la synthèse d'exprimer les variations à grande échelle des paramètres microscopiques afin de mettre en évidence les tendances générales de la sédimentation au cours du temps. Des courbes de variation généralisée (trend curves) sont alors utilisées, dans le cas étudié elles ont été tracées au moyen des valeurs moyennes de chaque paramètre calculées par section de 20 pieds sans prêter aucune attention à la succession des microfaciès (fig. 15).

MÉTHODE INDIRECTE

Afin de déterminer théoriquement la taille des grains carbonatés lithiques et des grains de quartz associés dans une roche détritique, il convient d'abord de considérer les lois qui régissent le transport et le dépôt des sédiments. Trois mécanismes principaux semblent exister dans le transport de particules par des courants: saltation, suspension et traction sur le fond. Comme la saltation est considérée peu importante

dans l'eau pour les sédiments de grain relativement fin, seules la suspension et la traction sur le fond seront discutées ici comme étant les mécanismes responsables pour le transport des particules étudiées.

Forces agissant sur les particules en suspension.

Ces forces sont en général décrites en fonction du nombre de Reynolds (Re) et du coefficient de traction (Cd). Le premier s'exprime ainsi:

$$Re = \frac{V \cdot dn}{\nu}$$

où: dn = diamètre nominal de la particule envisagée.

V = vitesse de chute.

ν = viscosité cinématique.

Le coefficient de traction s'exprime ainsi:

$$Cd = \frac{\frac{\pi}{6} dn^3 (\varphi p - \varphi f) g}{A \varphi f \frac{V^2}{2}}$$

où: φp = densité de la particule.

φf = densité du fluide.

A = surface de la particule projetée sur un plan normal à la direction de déplacement.

Si $A = \left(\frac{\pi}{4}\right)dn^2$ dans le cas d'une sphère, la formule devient:

$$Cd = \frac{4}{3} \frac{dn (\varphi p - \varphi f) g}{\varphi f V^2}$$

Pour une forme donnée de particule, le coefficient de traction varie uniquement en fonction du nombre de Reynolds et la relation entre Cd et Re a été établie de façon empirique pour des particules de forme variable résultant d'une abrasion naturelle (U.S. Inter-Agency Committee on Water Resources, Report No. 12, 1957, fig. 1, p. 20). La figure 2 montre cette variation avec la forme des particules comme troisième variable pour des sphères et des grains dont le facteur de

forme (SF) = 0,3 et 0,7. Ce facteur correspond au rapport c/ab , où a = l'axe le plus long du grain, b = l'axe intermédiaire, et c = l'axe le plus petit.

A partir de la figure 2 il est possible d'obtenir la vitesse de chute des particules V ou le diamètre nominal dn si les autres variables sont

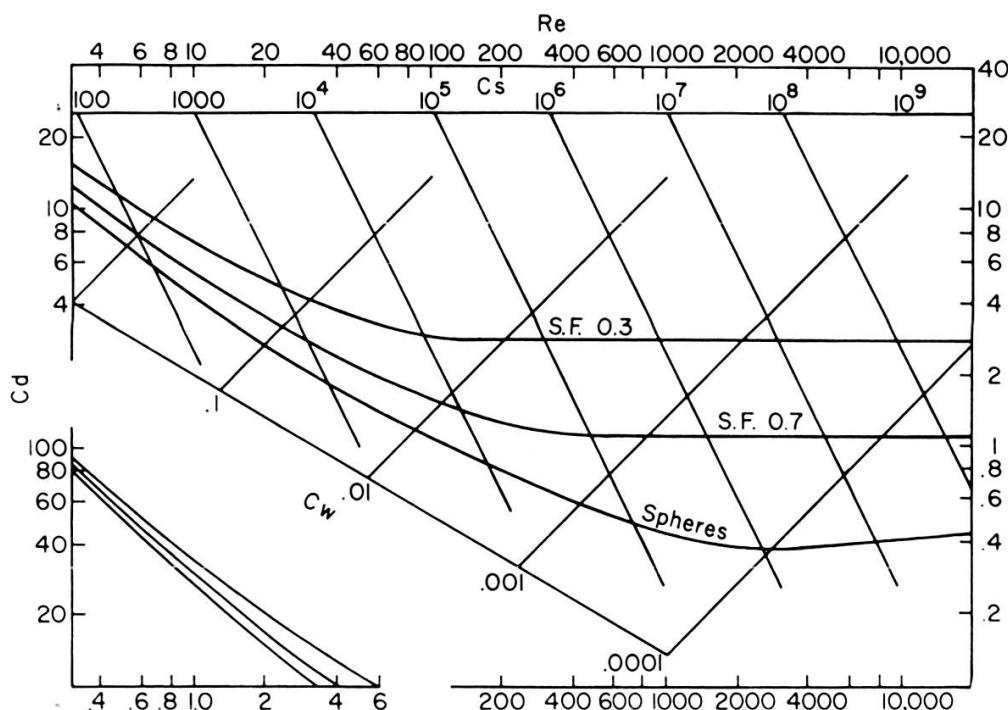


Fig. 2

Relation entre Cd (coefficient de traction) et Re (nombre de Reynolds) avec la forme des particules comme troisième variable pour des grains résultant d'une abrasion naturelle. (Modifié d'après U.S. Inter-Agency Committee, Report No. 12, 1957, fig. 1, p. 20.)

connues. En pratique on utilise des équations modifiées telles que C_s et C_w qui par rapport à Re permettent un calcul plus simple de dn et de V , ces relations apparaissent aussi sur la figure 2:

$$C_s = \frac{dn^3 (\varphi p - \varphi f) g}{6 \varphi f v^2} = \frac{(\Pi)}{8} Cd Re^2$$

$$C_w = \frac{(\varphi p - \varphi f) g v}{\varphi f V^3} = \frac{3}{4} \frac{Cd}{Re}$$

Les conditions réelles sont en fait bien plus complexes car certains grains peuvent se déplacer par traction sur le fond tandis que d'autres

qui leur sont associés ont pu se déposer à partir de suspensions et les deux mécanismes ne répondent pas aux mêmes lois. Une simple comparaison des vitesses de chute ne donne pas nécessairement une idée exacte des grains que l'on doit s'attendre à trouver en association.

Forces agissant sur les particules en traction sur le fond.

La rugosité de la surface du fond sur laquelle s'effectue la traction est un facteur important. D'après la loi de Von Karman concernant l'écoulement sur une surface lisse, l'épaisseur d'une couche laminaire peut s'exprimer comme suit:

$$\delta = \frac{\lambda v}{U_*}$$

où: δ = épaisseur de la couche laminaire.

ν == viscosité cinématique.

U_* = vitesse de friction.

λ = une constante.

Inman (1949) suggère que la surface du fond doit être considérée comme rugueuse seulement lorsque les grains s'élèvent au-dessus de la couche laminaire et qu'une valeur constante du rapport dn/δ doit être prise comme critère séparant les fonds rugueux des fonds lisses.

En substituant la valeur de δ dans l'équation précédente, le rapport dn/δ devient

$$\frac{U_* \, dn}{v} = \text{une constante.}$$

Des résultats expérimentaux montrent que le critère en question est en fait une valeur critique de $\frac{U_* dn}{\gamma}$ de sorte que

$$\frac{U_* dn}{v} > 3,5 > \frac{U_* dn}{v}$$

Une vitesse de friction $U_* = 3,5 \nu/dn$ peut ainsi être définie à laquelle le caractère du fond change de lisse à rugueux. Cette vitesse de friction a été appelée « vitesse de rugosité » (roughness velocity, Inman, 1949, p. 55).

La traction sur le fond ne peut avoir lieu qu'à partir de l'instant où une force de traction critique qui est fonction de la taille des grains est dépassée, c'est ce que Bagnold (1942, p. 61) a appelé la « vitesse de

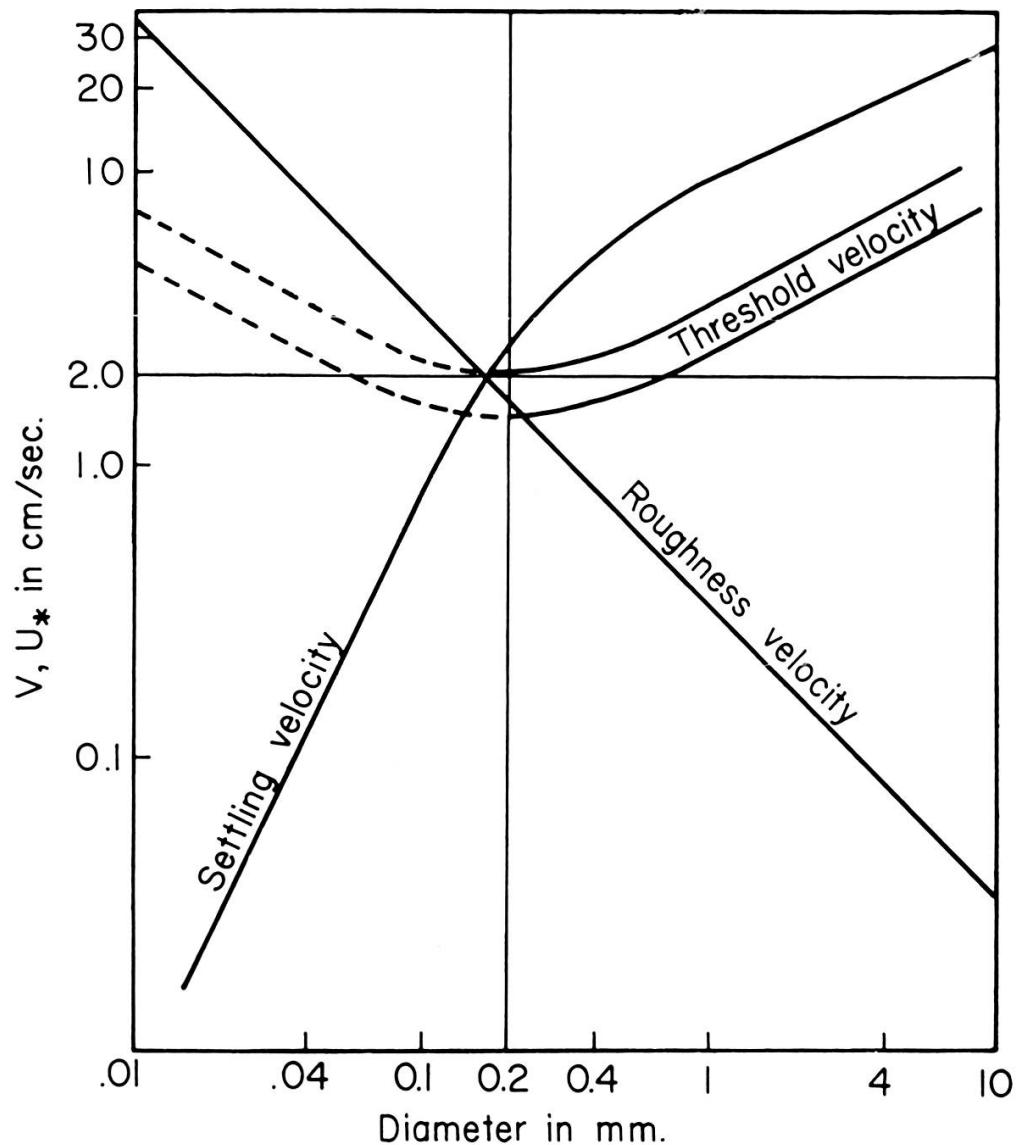


Fig. 3

Relation entre le diamètre des grains, la vitesse de chute (settling velocity), la vitesse de seuil (threshold velocity) et la vitesse de rugosité (roughness velocity). (Modifié d'après Inman, 1949, planche 2, p. 56.)

seuil » (threshold velocity). Inman (1949, p. 56) a calculé les valeurs de cette vitesse de seuil pour plusieurs tailles de grains à partir des vitesses de traction critiques obtenues par divers auteurs. Ses résultats sont exprimés par la figure 3 qui concerne des grains de quartz sphériques

dans l'eau. On notera que la vitesse de seuil diminue avec le diamètre des grains jusqu'à une valeur de 0,18 mm. A ce point, la surface du fond devient pratiquement lisse et la valeur de $U_* dn/v$ devient inférieure à 3,5. En conséquence, au-dessous de 0,18 mm, la vitesse nécessaire pour faire commencer la traction sur le fond augmente tandis que la taille des grains diminue.

Application au problème étudié.

De nombreux sédiments semblent présenter une distribution log normale de la taille de leurs particules. Celle-ci apparaît comme une ligne droite quand les courbes cumulatives sont tracées sur papier logarithmique en échelle de Phi (Page, 1955). Une telle distribution exige cependant une répartition assymétrique des tailles des grains autour du mode principal avec une extension plus grande du côté des grandes tailles (Krumbein, 1938, p. 89).

On peut voir sur la figure 3 que la relation entre la taille des grains et U_* (qui peut être pris comme une expression de l'énergie des courants) est une ligne droite si on l'examine sur une distance relativement courte et si les courbes relatives à la vitesse de chute et la vitesse de seuil sont envisagées séparément. Les valeurs de U_* doivent par conséquent être aussi distribuées de façon log normale et assymétriquement en chiffres absolus.

Nous allons maintenant construire les courbes théoriques de vitesse de chute et de vitesse de seuil pour les particules carbonatées lithiques et les grains de quartz associés afin de voir si une mesure de la corrosion des grains de quartz pourrait être obtenue à partir des différences possibles entre la distribution observée et prévisible des deux types de grains dans chaque microfaciès de la série étudiée.

Evaluation des variables.

Si les courbes relatives aux grains de quartz et aux particules carbonatées lithiques qui leur sont associées doivent être calculées, il importe de déterminer les valeurs de certaines variables.

Sphéricité des particules (Ψ).

Le diamètre d'une sphère de volume égal à celui d'une particule non-sphérique a été défini comme le diamètre nominal dn de cette

particule par Wadell (1932, p. 444). Le diamètre nominal est utilisé comme une expression de la taille des particules dans toutes les formules de sédimentation et peut être obtenu à partir des mesures microscopiques de diamètre maximum de grains (indice de clasticité). En effet, Krumbein et Sloss (1951, p. 79) ont montré que:

$$\Psi = \text{sphéricité} = \frac{dn}{a} = \sqrt[3]{\frac{\text{volume de la particule}}{\text{volume de la sphère circonscrite}}}$$

où a = diamètre maximum de la particule.

Donc si la sphéricité des particules peut être mesurée, dn peut être calculé. De nombreuses méthodes ont été proposées pour la mesure de la sphéricité des petites particules, la plupart d'entre elles sont des variantes ou approximations de la méthode de projection de Wadell (1935) qui dit que:

$$\text{Sphéricité projetée} = \varphi = \frac{d_c}{D_c}$$

où: d_c = diamètre du cercle de même surface que la projection du grain.

D_c = diamètre du plus petit cercle circonscrit.

En général la sphéricité projetée est légèrement plus grande que la sphéricité réelle (Wadell, 1935, p. 265), car la plupart des grains libres se posent avec leur grand axe et leur axe intermédiaire perpendiculaires à la surface de projection. En fait si l'on considère un nombre suffisant de grains non-discoidaux et orientés au hasard, ce qui semble bien être le cas des grains de quartz et des grains carbonatés lithiques étudiés ici, la valeur de la sphéricité projetée se rapproche beaucoup de la valeur de la sphéricité réelle.

En projetant les deux types de grains nous avons mesuré leur surface et celle du plus petit cercle circonscrit. La différence entre les deux valeurs a été exprimée pour les grains de quartz par un pourcentage appelé l'indice de corrosion. Cette valeur est liée de façon simple à la sphéricité projetée et également à la sphéricité réelle (figure 4). En conclusion les valeurs de sphéricité peuvent être obtenues aisément pour les moyennes de n'importe quelle combinaison de grains de quartz et de grains carbonatés lithiques.

Densité, viscosité et température des fluides.

Toute détermination de ces deux coefficients doit être considérée comme arbitraire. Nous avons admis que la densité et la viscosité de la mer cambrienne dans laquelle ont été déposés les sédiments étudiés n'étaient pas sensiblement différentes des valeurs mesurées dans les mers actuelles (Rubey, 1951, p. 1114). La principale difficulté réside

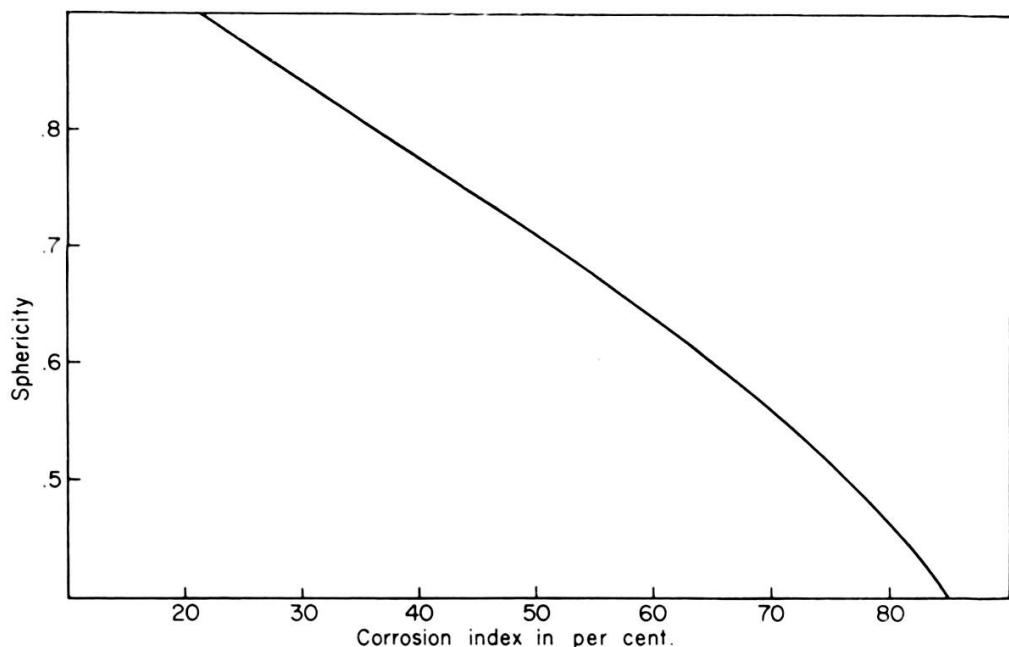


Fig. 4
Relation entre l'indice de corrosion en % et la sphéricité.

dans l'estimation de la température de l'eau de mer pendant la sédimentation. Les sédiments en question sont des carbonates de mer peu profonde et une température des eaux de 20° C ne semble pas loin de la vérité. Si la densité de l'eau est estimée à 1,025 et la salinité considérée comme un peu plus faible qu'aujourd'hui, à savoir 30‰, la viscosité cinématique peut être calculée à partir des valeurs de viscosité dynamique (Sverdrup, Johnson and Fleming, 1942, p. 69) et serait 0,010.

Densité des particules.

La densité des grains de quartz est 2,65. Celle des grains carbonatés lithiques est plus difficile à estimer vu qu'il s'agit de fragments arrondis de sédiments fraîchement déposés, poreux et à peine consolidés, rema-

niés par des processus intraformationnels. Après comparaison avec des sédiments carbonatés actuels, nous avons admis une valeur de 1,645 qui naturellement n'est ni la densité de la calcite ni celle de la dolomie. Comme nous le verrons plus loin, il est possible de déterminer cette densité avec une précision raisonnable au moyen de la position du point de rupture des courbes cumulatives des particules carbonatées (voir plus loin).

Facteur de forme.

Afin de calculer la vitesse de chute ou le diamètre nominal à partir de la figure 2, il est nécessaire d'adopter un facteur de forme. Une valeur de 0,7 a été utilisée pour les calculs théoriques pour les deux types de grains car leur sphéricité est voisine de 0,7 qui est aussi le facteur de forme moyen des sédiments naturels (U.S. Inter-Agency Committee on Water Resources, Report No. 12, 1957, p. 21).

Interprétation théorique des courbes cumulatives.

Les courbes cumulatives des diamètres nominaux (dn) des plus grands grains de quartz et des plus grands grains carbonatés lithiques mesurés dans toutes les coupes minces des microfaciès 2 à 5 sont exprimés dans la figure 5 en échelle de Phi sur papier logarithmique. Les microfaciès 1 et 6 n'ont pas été inclus car dans le premier cas les grains carbonatés lithiques font défaut et dans le second ils sont de taille trop grande et difficiles à mesurer en coupe mince.

Ces courbes cumulatives ont été obtenues de la façon suivante. Le diamètre maximum (indice de clasticité) du quartz et des grains carbonatés lithiques a été mesuré dans chacune des 1200 coupes minces et les courbes cumulatives de ces valeurs construites pour chaque microfaciès. Les courbes ont été ensuite transposées en diamètres nominaux équivalents en utilisant la relation $\Psi = dn/a$.

Les valeurs de sphéricité des grains de quartz pour chaque microfaciès ont été obtenues à partir des valeurs moyennes de l'indice de corrosion pour le plus grand grain de quartz dans chaque coupe mince d'un microfaciès donné, l'indice de corrosion étant lié à la sphéricité (figure 4). Le même procédé a été utilisé pour les grains carbonatés lithiques et la figure 6 montre les relations entre sphéricité et diamètre maximum de ces grains pour les microfaciès 2, 3 et 4.

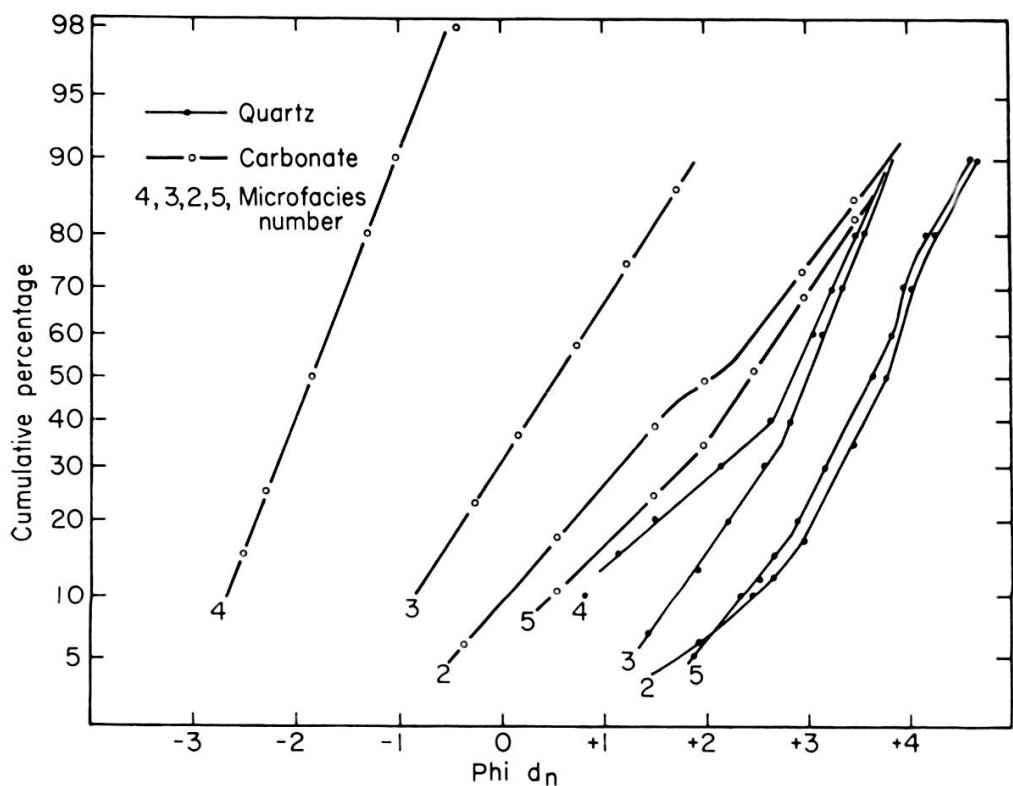


Fig. 5

Courbes cumulatives des grains de quartz et des grains carbonatés lithiques par microfaciès en Phi diamètre nominal.

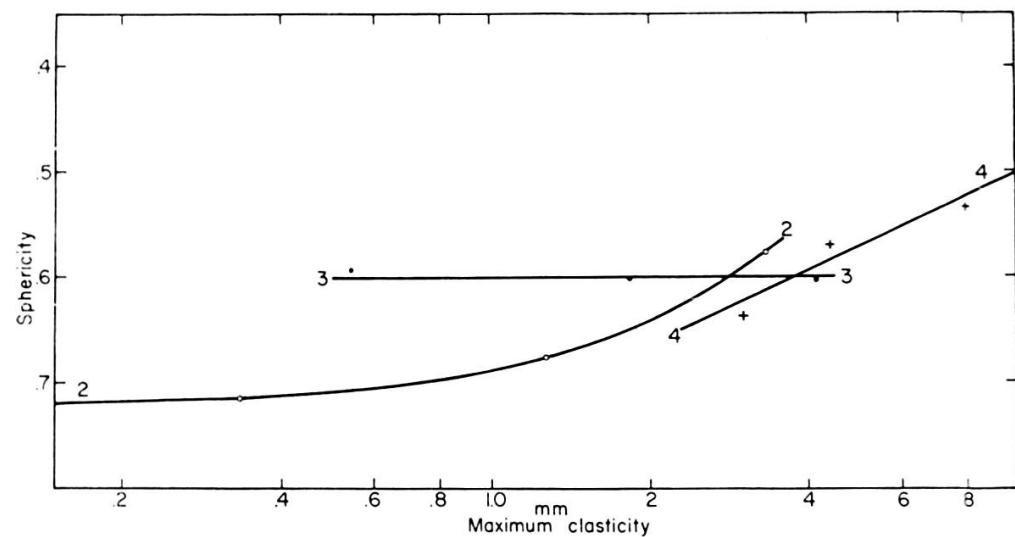


Fig. 6

Relation entre la sphéricité et la elasticité maximale des grains carbonatés lithiques par microfaciès.

L'examen de la figure 5 apporte des renseignements d'un grand intérêt. Tout d'abord l'on constate une distribution log normale de la taille des grains carbonatés lithiques dans les microfaciès 4 et 3 indiquant un dépôt à partir de suspensions. Les courbes concernant les grains carbonatés lithiques dans les microfaciès 2 et 5 et celles du quartz dans les microfaciès 4 et 3 indiquent la combinaison d'une distribution d'énergie log normale et de deux processus différents de dépôt, l'un à partir de suspensions, l'autre par cessation de traction sur le fond. Les courbes du quartz dans les microfaciès 2 et 5 montrent des relations semblables mais cependant moins évidentes car la distinction entre les deux mécanismes n'est pas aussi claire pour les grains de petite taille.

Si l'on veut comparer en termes de sédimentation cette distribution des grains de quartz et des grains carbonatés lithiques, il est nécessaire de connaître la densité de ces derniers. La courbe qui lie la vitesse de chute au diamètre nominal (fig. 3) est une courbe le long de laquelle $V = U_*$ (Inman, 1949), c'est-à-dire une courbe qui indique le début d'une suspension appréciable. Cependant nous savons aussi qu'au point où cette courbe intersecte la ligne de vitesse de rugosité, $U_* dn/v = 3,5$, donc à ce point $V dn/v = 3,5 = Re$. Si maintenant nous identifions le point de rupture des courbes cumulatives des grains carbonatés lithiques des microfaciès 2 et 5 avec ce même point, nous voyons que pour un diamètre nominal de 0,253, $Re = 3,5$. V peut être maintenant calculé et sa valeur est 1,383 cm/sec. Avec une valeur de $Re = 3,5$, nous pouvons obtenir à partir de la figure 2 une valeur de 2,4 pour C_w . La densité des particules carbonatées lithiques peut être calculée comme suit:

$$C_w = 2,4 = \frac{(\varphi p - 1) 981 \times 0,01}{1 \times (1,383)^3}$$

$$\varphi p = 1,645.$$

Comparaison des courbes théoriques et des courbes réelles.

Il est maintenant possible de comparer la distribution des grains de quartz et des grains carbonatés lithiques pour chaque microfaciès avec les courbes théoriques de vitesse de chute et de vitesse de seuil (fig. 7) et de montrer les différences entre les faits d'observation et les prévisions théoriques.

La partie de la courbe théorique des grains de quartz située à gauche de la ligne de vitesse de rugosité représente la vitesse de chute. Elle a

été obtenue à partir de l'équation Cw et au moyen de la figure 2 qui a fourni Re et par là dn . La partie droite de la même courbe a été prise directement de la figure 3.

La courbe théorique des grains carbonatés lithiques a été obtenue d'une manière analogue. La partie correspondant à la vitesse de chute a été calculée sur la base d'une densité de 1,645 et la partie de droite correspondant à la vitesse de seuil a été empruntée à la figure 3 et adaptée à des grains de densité inférieure à celle du quartz.

Les courbes théoriques des grains de quartz et des grains carbonatés lithiques devraient montrer une rupture nette au point d'intersection avec la vitesse de rugosité, mais nous avons pensé qu'une transition entre les deux régimes serait plus conforme à la réalité; d'ailleurs les deux positions sont tracées dans la figure 7. Les courbes en question indiquent les variations de taille prévues théoriquement pour les deux types de grains déposés simultanément. Elles servent comme base de comparaison pour les autres courbes qui représentent les distributions réelles pour chaque microfaciès des grains de quartz et des grains carbonatés lithiques pris entre 10% et 90% de leurs courbes cumulatives afin d'éliminer les extrêmes en général affectés par des anomalies.

Toutes les transpositions dans la figure 7 ont été faites en fonction de la courbe théorique des grains carbonatés lithiques. En effet, ces derniers ont une dispersion granulométrique plus grande que celle du quartz (fig. 5) et représentent plus fidèlement les variations de l'énergie des courants. Par exemple dans le microfaciès 4, on observe que 10% des grains carbonatés ont une taille plus grande que 6,4 mm. Au moyen de la courbe théorique des grains carbonatés nous savons que la vitesse correspondante est 5,75 cm/sec. Le point homologue pour un grain de quartz de 0,52 mm correspondant à 10% de sa propre courbe cumulutive est alors placé également à 5,75 cm/sec. Tous les autres points ont été transposés de la même façon.

Conclusions.

La figure 7 montre que *la distribution réelle des grains carbonatés lithiques des microfaciès 2, 3, 4 et 5 coïncide avec la courbe théorique tandis que les grains de quartz dans les mêmes microfaciès ont une taille plus petite que la valeur théorique.*

Ces résultats peuvent être exprimés d'une autre façon par la figure 8 qui montre les relations théoriques et réelles entre les tailles des deux

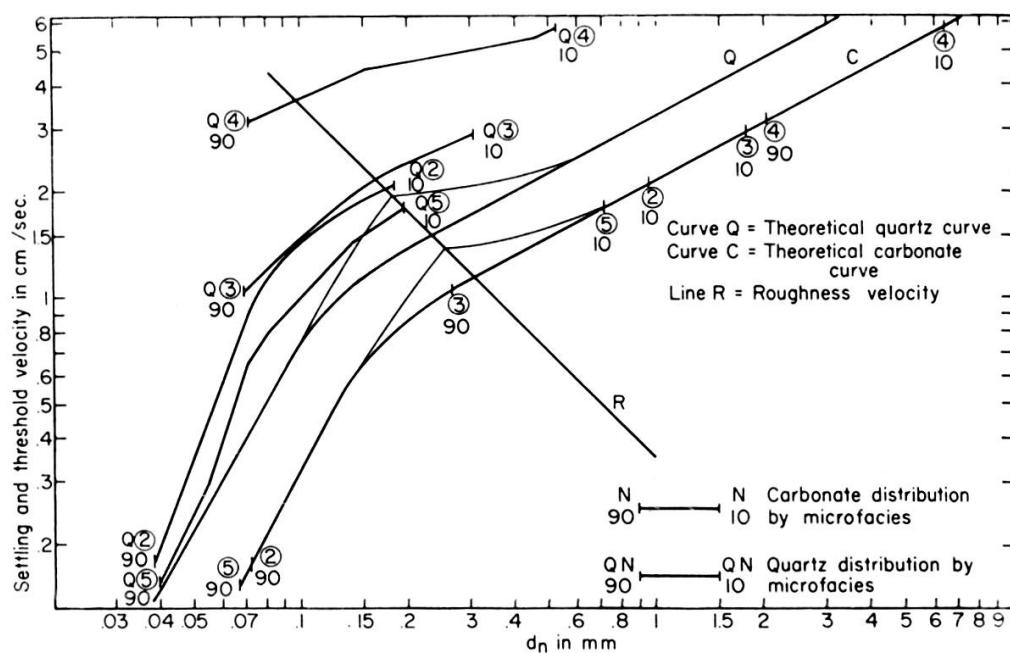


Fig. 7

Relation entre la distribution des grains de quartz et des grains carbonatés lithiques en diamètre nominal et les vitesses théoriques de chute et de seuil.

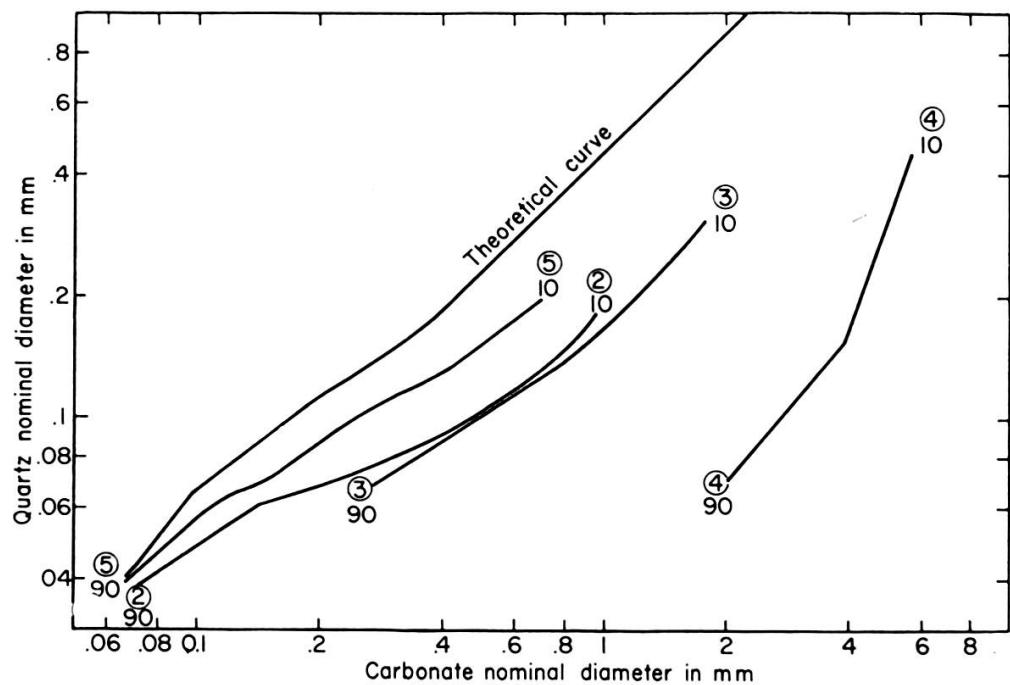


Fig. 8

Relation entre la distribution des grains de quartz et des grains carbonatés lithiques en diamètre nominal par microfaciès.

types de grains associés dans chaque microfaciès. L'ordre de grandeur des différences entre ces distributions est acceptable comme résultat de la corrosion des grains de quartz par les carbonates pour les microfaciès 2 et 5, particulièrement pour les petites tailles, il l'est moins pour les microfaciès 3 et 4. On observe en outre une divergence progressive des distributions indiquant probablement un manque progressif de grains de quartz de taille appropriée plutôt que l'effet de la corrosion. Ceci est très certainement le cas pour le microfaciès 4 dans lequel l'amplitude de variation de la taille des grains de quartz est 0,04-0,45 mm, tandis que celle des grains carbonatés lithiques est 0,07-6 mm.

Une estimation quantitative de la corrosion est possible. Par exemple, les courbes de distribution des grains de quartz dans la figure 5 montrent des ruptures pour les microfaciès 3, 4 et 5 que nous avons interprétées comme indiquant le changement d'un dépôt à partir de suspensions à un dépôt par cessation de traction sur le fond. Dans la figure 7 la position théorique de ce point de rupture correspond à un diamètre nominal de 0,18 mm, tandis que dans la figure 5 il se place à 0,15 mm. Cette différence que l'on peut attribuer à la corrosion correspond à une diminution de volume de 44,4%, valable seulement pour la taille originale en question. Cependant cette valeur est très significative car elle correspond à un changement négligeable de la sphéricité qui par conséquent affecte très peu les mesures de l'indice de clasticité. En effet, si nous admettons une sphéricité originale de 0,85, un grain de diamètre nominal de 0,18 mm aurait un diamètre maximum de 0,21 mm. Si, comme dans le cas précédent, le diamètre nominal est réduit à 0,15 mm et que nous considérons le diamètre maximum comme constant, la nouvelle sphéricité serait environ 0,7. Donc une diminution de volume par corrosion de 44,4% n'est représentée que par un changement de sphéricité de 0,15.

Ces conditions expliquent d'une part la sous-estimation de l'importance de la corrosion du quartz dans les roches carbonatées et d'autre part la grande quantité de silice libérée par ce processus diagénétique.

MÉTHODE DIRECTE

La mesure directe de l'indice de corrosion par projection des grains de quartz n'est pratiquement applicable qu'aux grains d'un diamètre supérieur à 0,12 mm. Par conséquent, 459 coupes minces ont été utilisées pour la détermination de l'indice par le grain maximum, 297 par les

5 grains les plus grands et 171 coupes minces par les 10 grains les plus grands. Le tableau ci-dessous donne l'indice moyen de corrosion en % par microfaciès pour les trois types de mesures dans les deux séries séparément et combinées.

Sections: Micro- faciès	1 Riegelsville			2 Carpentersville			Combinaison des deux sections		
	1	5	10	1	5	10	1	5	10
1	52.17	47.57	43.79	47.95	54.89	—	50.48	49.40	43.79
2	50.13	47.23	44.12	46.89	45.05	42.19	47.66	45.47	42.75
3	52.65	47.65	44.89	43.41	42.64	41.50	45.65	44.18	42.83
4	53.09	50.26	46.88	45.94	44.47	41.58	47.22	45.63	43.06
5	50.93	47.70	43.06	50.81	47.46	37.93	50.87	47.54	41.55
6	45.42	41.42	41.95	45.54	44.01	42.05	45.51	43.45	42.03

Il convient de rappeler que l'indice de corrosion est lié à la sphéricité (fig. 4) qui en général augmente avec la taille des grains selon de nombreux auteurs (MacCarthy, 1935; Wadell, 1935; Russell et Taylor, 1937; Thiel, 1940; Pettijohn et Lundahl, 1943). Dans ces conditions, il est clair que les valeurs de la section 1 (Riegelsville) représentent les meilleures preuves de corrosion. En effet, l'indice de corrosion et par conséquent la sphéricité des grains de quartz des microfaciès 2, 3, 4 et 5 montrent des valeurs inverses de ce que la taille originale des grains laisserait prévoir; les effets de la corrosion sont donc manifestes.

Variation de l'indice de corrosion dans le cycle idéal.

En calculant les valeurs moyennes de tous les paramètres des six microfaciès des séries étudiées, il est possible de construire un cycle idéal qui permet l'interprétation générale et l'analyse des variantes et des cycles incomplets qui peuvent se présenter (fig. 10).

La courbe de l'indice de corrosion est basée sur les valeurs du grain maximum sauf pour le microfaciès 1 où à la suite du petit nombre de mesures disponibles la moyenne des 5 plus grands grains a été utilisée. Cette courbe montre une large zone maximale dans les microfaciès 3 et 4 où les grains de quartz « flottent » en fait dans un ciment dolomitique à grands cristaux, et apparaît dans son ensemble parallèle à la courbe de l'indice de cristallinité. Cette relation directe entre la recristallisation

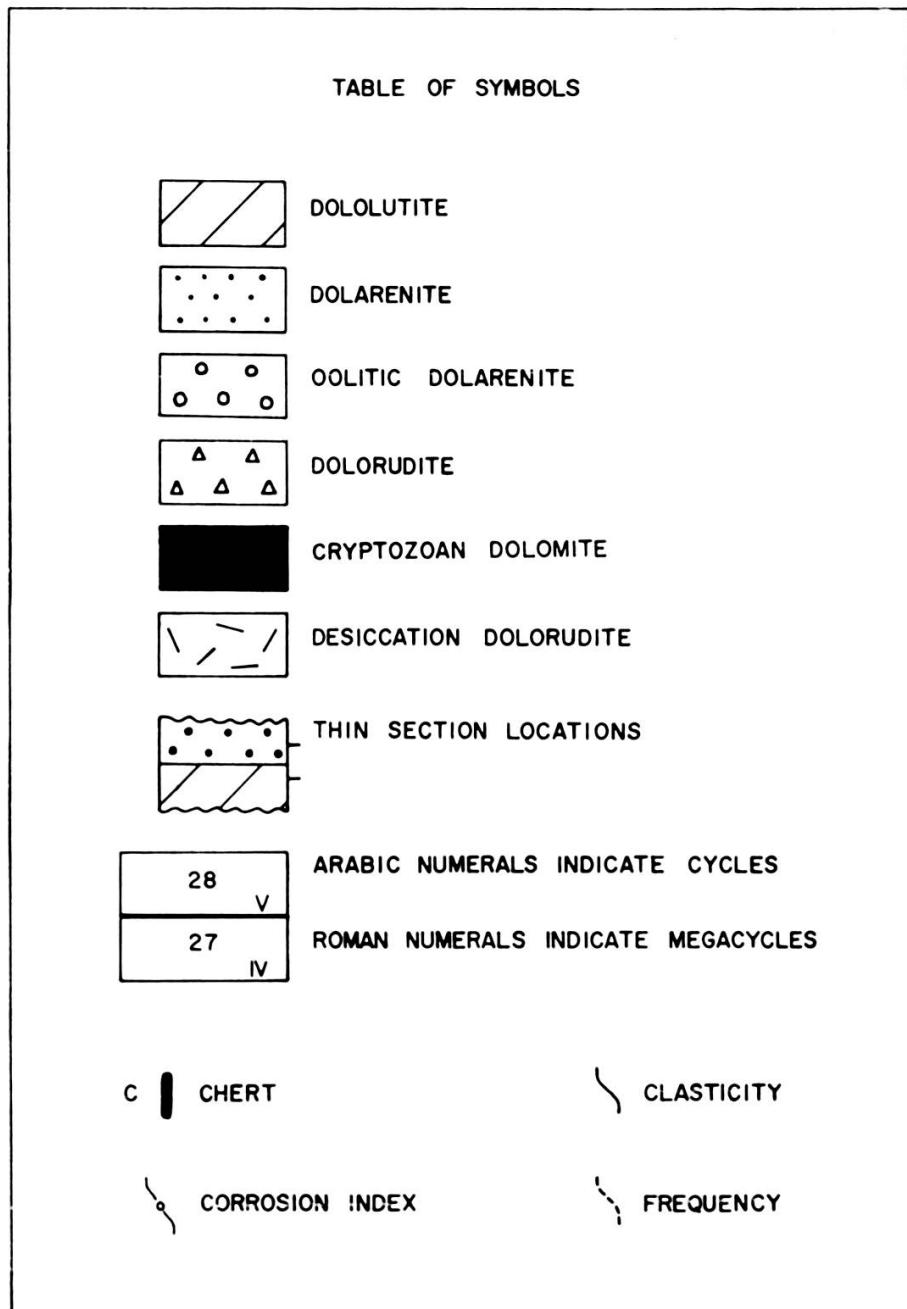


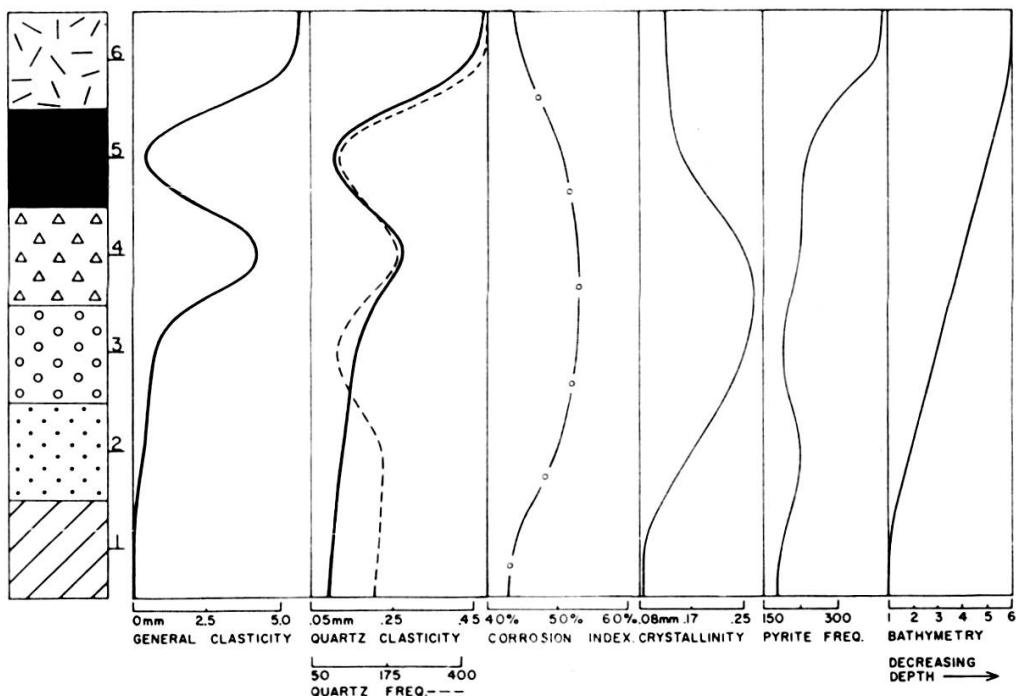
Fig. 9
Légende graphique pour les coupes stratigraphiques.

et la corrosion est d'un grand intérêt et démontre le caractère diagénétique des deux mécanismes.

L'indice de cristallinité de son côté varie avec l'indice de clasticité générale qui représente la variation de la taille des grains carbonatés lithiques sauf au sommet du cycle dans la dolorudite de dessication. La raison de cet désaccord est due à l'abondance du quartz détritique dans

le microfaciès 6 qui réduit fortement la possibilité de croissance des cristaux pendant la recristallisation et par conséquent affecte également la corrosion.

Les courbes de clasticité et de fréquence du quartz détritique varient de façon parallèle indiquant des apports réguliers, elles sont en outre parallèles à la courbe de clasticité générale. En d'autres termes ce sont les mêmes courants qui apportent les grains de quartz et qui effectuent



COLUMN SHOWING PARAMETER VARIATIONS OF MICROFACIES — SECTION 1

Fig. 10

Variation des paramètres dans le cycle idéal.

les remaniements intraformationnels. Les valeurs minima des trois courbes dans le microfaciès 5 sont dues à l'effet des colonies de stromatolithes qui réduisent fortement le transport des grains de grande taille.

La fréquence de la pyrite augmente vers le haut de la même façon que les composants clastiques indiquant une origine commune pour le quartz et les oxydes de fer transformés ultérieurement en sulfures.

Variation de l'indice de corrosion dans la coupe 1 (Riegelsville).

Cette coupe détaillée (fig. 11-14) montre de façon très claire le caractère assymétrique des cycles de sédimentation et leur groupement en mégacycles jusqu'au cycle 25. Ces derniers sont des groupes de cycles qui se terminent successivement par des microfaciès de moins en moins

profonds. Les points de contrôle des courbes sont donnés par les petits traits horizontaux sur le bord droit de la colonne stratigraphique dont chacun représente une coupe mince.

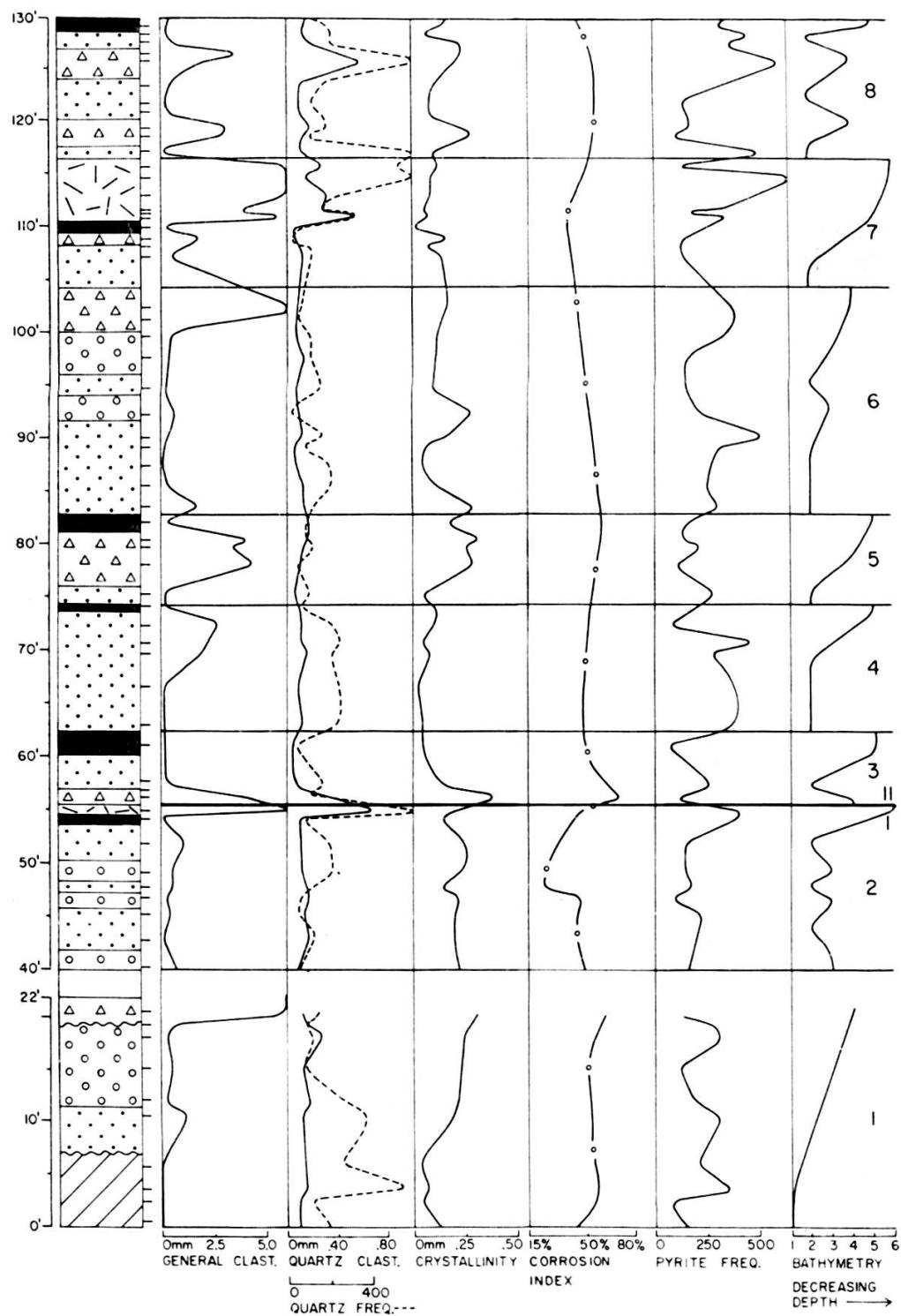


Fig. 11

Variation détaillée des paramètres dans la coupe 1.

Il semble superflu de décrire le comportement détaillé de tous les paramètres qui représentent des variantes de l'image du cycle idéal. Les relations entre l'indice de corrosion et l'indice de cristallinité sont évi-

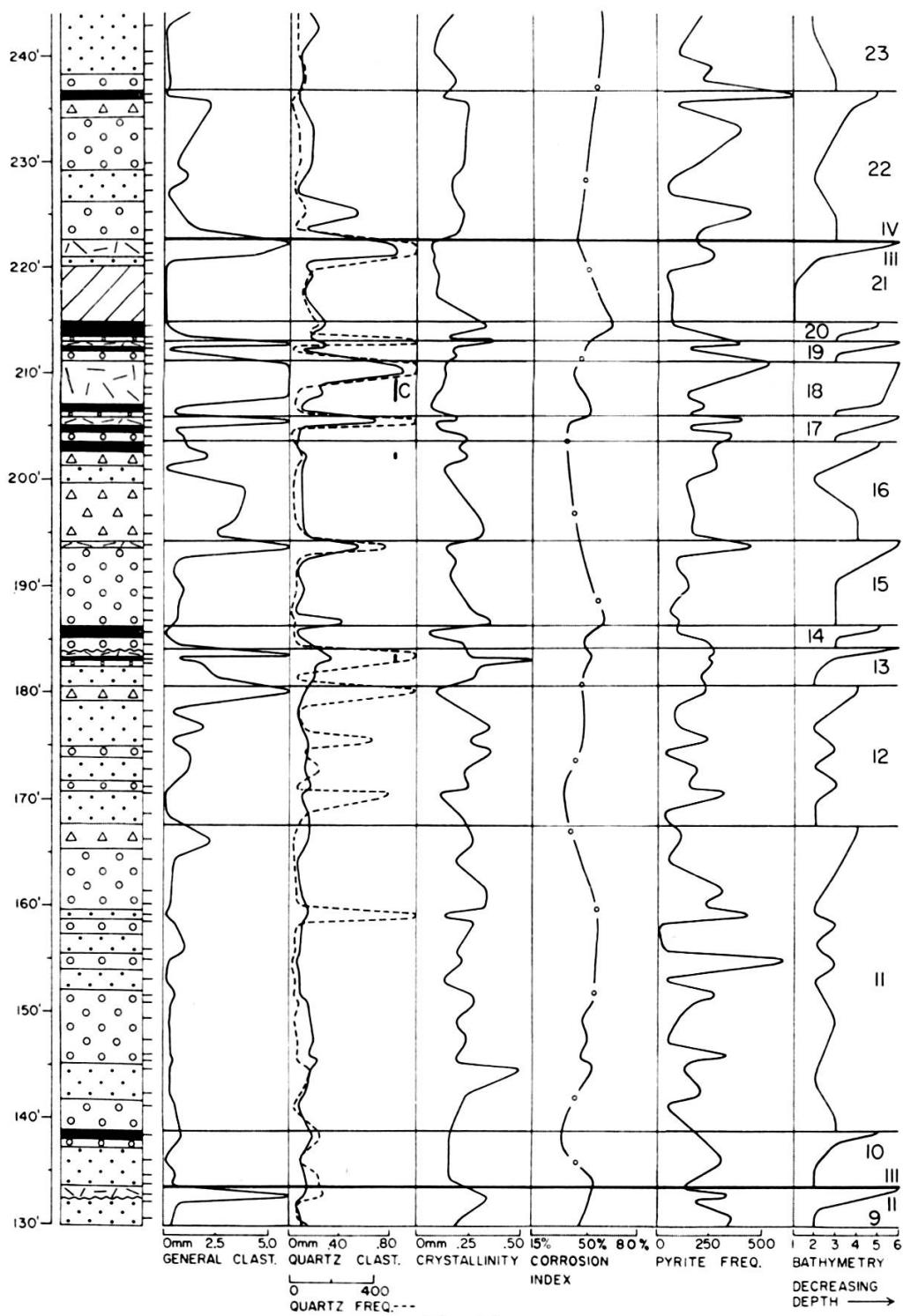


Fig. 12
Variation détaillée des paramètres dans la coupe 1 (*suite*).

entes tout au long de la coupe. Il faut cependant noter que la courbe de l'indice de corrosion est basée sur 107 coupes minces tandis que celles des autres paramètres sont basées sur 253 coupes minces. Cela explique

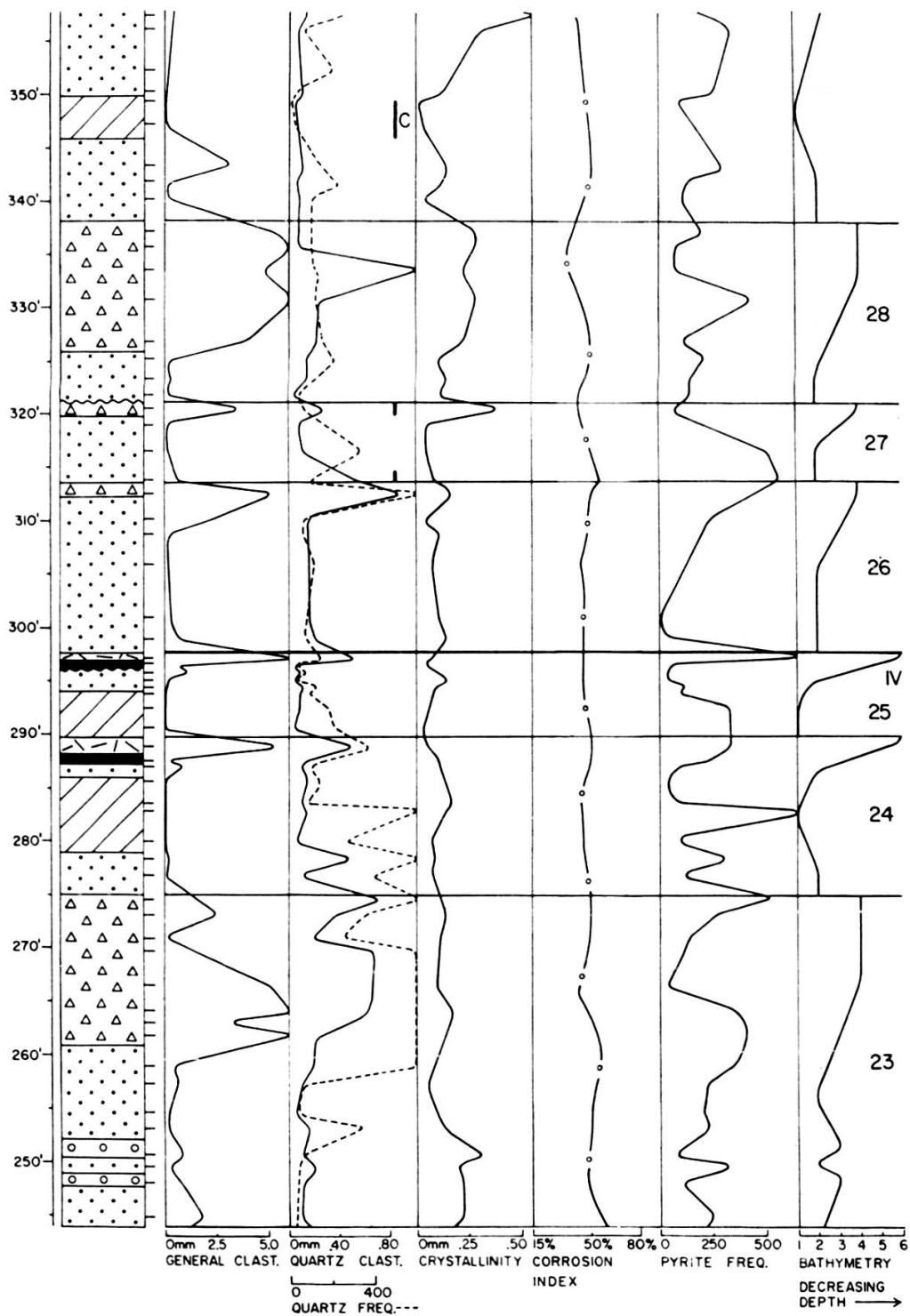


Fig. 13
Variation détaillée des paramètres dans la coupe 1 (*suite*).

le fait que tous les détails des variations de la cristallinité ne se retrouvent pas dans la courbe de l'indice de corrosion qui apparaît un peu plus généralisée.

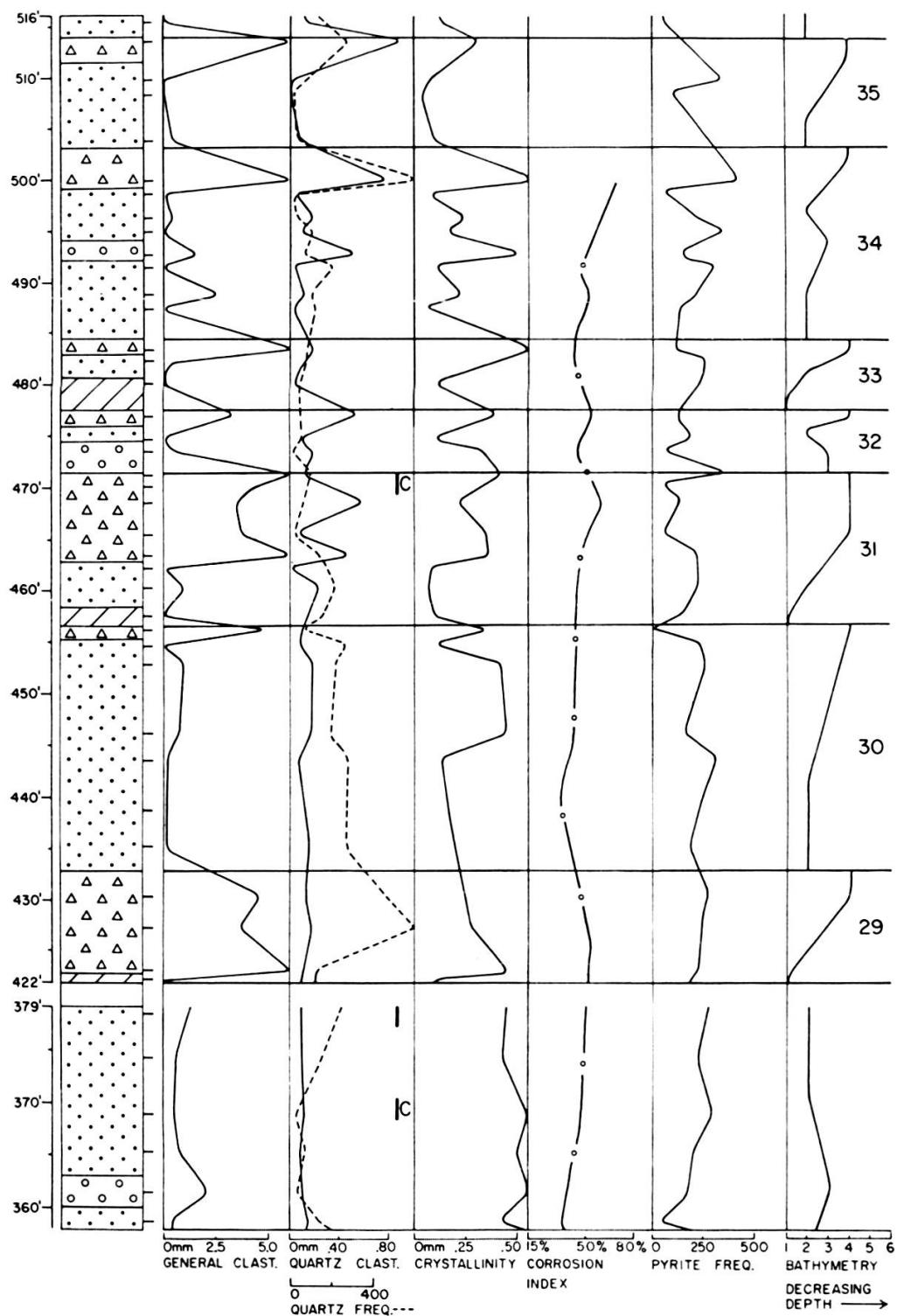
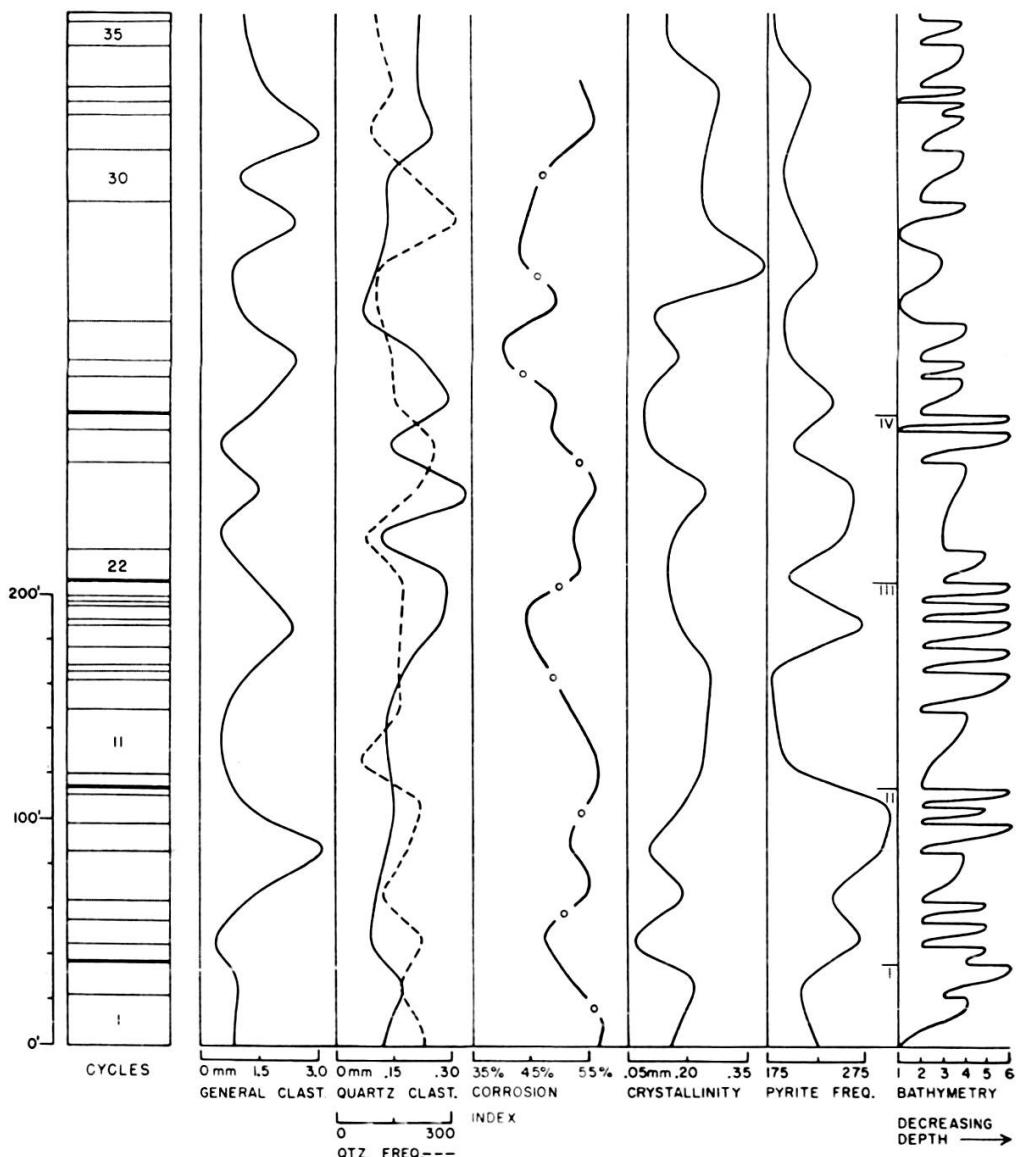


Fig. 14
Variation détaillée des paramètres dans la coupe 1 (*fin*).

Variation généralisée de l'indice de corrosion dans la coupe 1 (Riegelsville).

A grande échelle les rapports réciproques entre les différents paramètres sont identiques à ceux décrits à petite échelle (fig. 15). Ceci est



GENERALIZED PARAMETER VARIATIONS — SECTION 1

Fig. 15

Variation généralisée des paramètres dans la coupe 1.

particulièrement vrai pour les courbes de l'indice de corrosion et de l'indice de cristallinité qui sont parallèles dans les cycles 1 à 26; plus haut la relation n'est pas aussi évidente. Les deux courbes sont cependant bien

opposées à la fréquence du quartz détritique indiquant une fois de plus que l'abondance des grains de quartz empêche le développement de grands individus de dolomie et simultanément réduit l'intensité de la corrosion individuelle des grains.

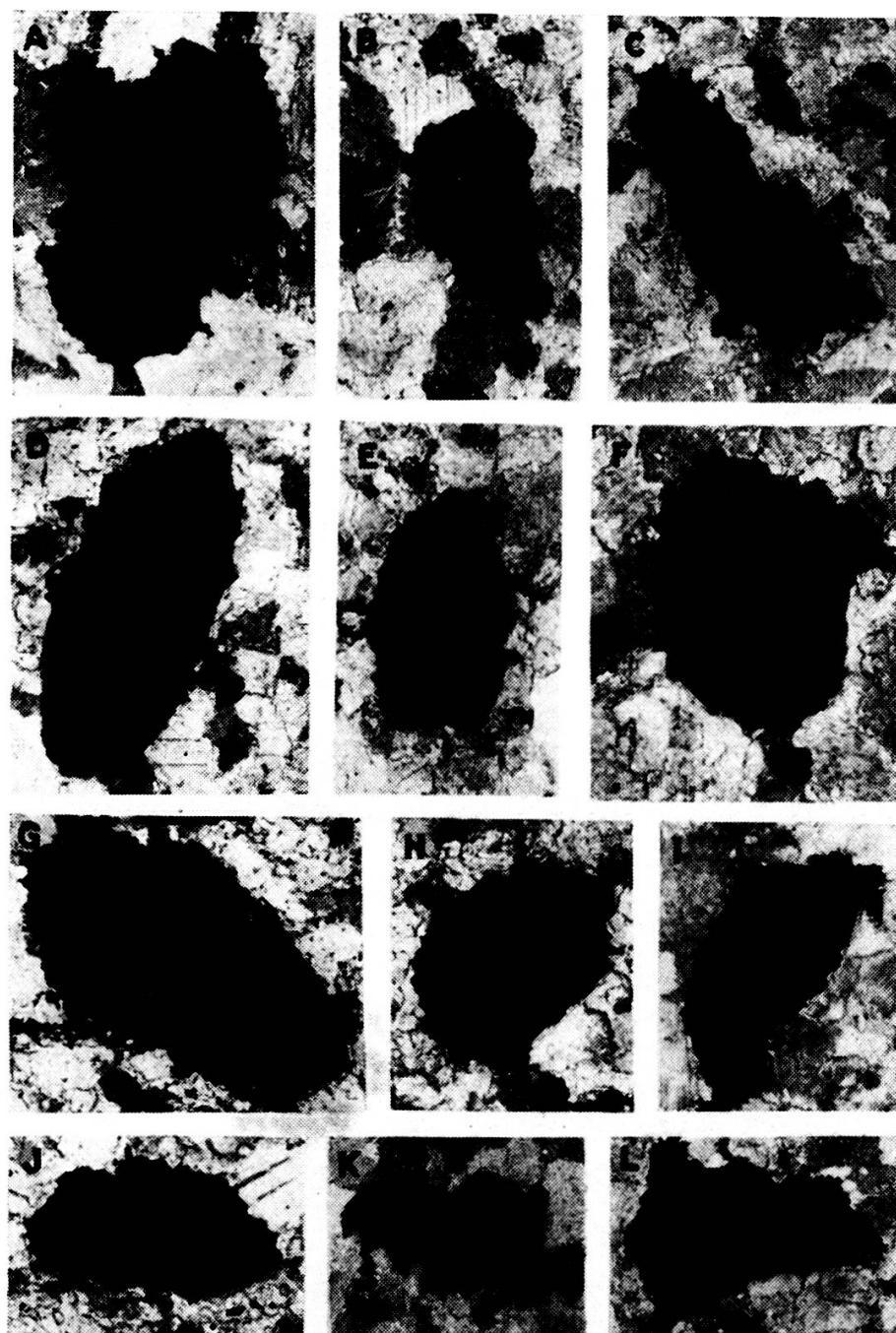


Fig. 16

A à L. Exemples de grains de quartz très corrodés en position d'extinction dans une mosaïque de cristaux de dolomie. Nicols croisés. $\times 185$.

La courbe bathymétrique relative montre que les mégacycles I et II correspondent à des oscillations modérées atteignant rarement les microfaciès les moins profonds, tandis que le mégacycle III montre des oscillations rapides se terminant dans les dolorudites de dessication. Le reste de la coupe à l'exception des deux cycles qui terminent le mégacycle IV révèle des oscillations lentes et de faible amplitude.

Conclusions.

La mesure directe de l'indice de corrosion (fig. 16) fournit des résultats en accord avec ceux de la méthode indirecte. Dans la coupe 1, la variation de l'indice de corrosion est parallèle à celle de l'indice de cristallinité à petite et à grande échelle. Les deux courbes sont en outre inversément liées à la fréquence des grains de quartz détritique. En effet, l'abondance de ces derniers empêche le développement de grands individus de dolomie et simultanément réduit l'intensité de la corrosion individuelle des grains de quartz.

BIBLIOGRAPHIE

- BAGNOLD, R. A. 1942. *Physics of blown sands and desert dunes*. London, Methuen and Co., 265 pp.
- CAROZZI, A. V. 1950. Contribution à l'étude des rythmes de sédimentation. *Archives des Sciences*, Genève, vol. 3, pp. 1-75.
- 1958. Micromechanisms of sedimentation in the epicontinental environment. *Jour. Sed. Petrology*, vol. 28, pp. 133-150.
- 1960. *Microscopic sedimentary petrography*. New York, John Wiley and Sons, Inc., 485 pp.
- DAPPLES, E. C. 1959. The behavior of silica in diagenesis. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Spec. pub. No. 7, pp. 36-54.
- INMAN, D. L. 1949. Sorting of sediments in the light of fluid mechanics. *Jour. Sed. Petrology*, vol. 14, pp. 51-70.
- KRUMBEIN, W. C. 1938. Size frequency distributions of sediments and the normal Phi curve. *Jour. Sed. Petrology*, vol. 18, pp. 84-90.
- and SLOSS, L. L. 1951. *Stratigraphy and sedimentation*. San Francisco, Freeman and Co., Inc., 497 pp.
- MACCARTHY, G. R. 1935. Eolian sands, A comparison. *Am. Jour. Sci.*, sér. 5, vol. 30, pp. 81-95.
- PAGE, H. G. 1955. Phi-millimeter conversion table. *Jour. Sed. Petrology*, vol. 25, pp. 285-292.
- PETTIJOHN F. J. and LUNDAHL, A. C. 1943. Shape and roundness of Lake Erie beach sands. *Jour. Sed. Petrology*, vol. 13, pp. 69-78.

- RUBEY, W. W. 1933. The size-distribution of heavy minerals within a water laid sandstone. *Jour. Sed. Petrology*, vol. 3, pp. 3-29.
- 1951. Geologic history of sea water. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 62, pp. 1111-1147.
- RUSSELL, R. D. and TAYLOR, R. E. 1937. Roundness and shape of Mississippi river sands. *Jour. Geology*, vol. 45, pp. 225-267.
- SIEVER, R. 1959. Petrology and geochemistry of silica cementation in some Pennsylvanian sandstones. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. pub.*, No. 7, pp. 55-79.
- SVERDRUP, H. U., JOHNSON, M. W. and FLEMING, R. H. 1946. *The Oceans*. New York, Prentice-Hall, 1087 pp.
- THIEL, G. A. 1940. The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size. *Jour. Sed. Petrology*, vol. 10, pp. 103-124.
- U.S. Inter-Agency Committee on water resources. *A study of methods in measurement and analysis of sediment loads in streams*. Report No. 12, 1957, Some fundamentals of particle size analysis, 55 pp.
- WADELL, Hakeon. 1932. Volume, shape and roundness of rock particles. *Jour. Geology*, vol. 40, pp. 443-451.
- 1935. Volume, shape and roundness of quartz particles. *Jour. Geology*, vol. 43, pp. 250-280.
- WALKER, T. R. 1957. Frosting of quartz grains by carbonate replacement. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 68, pp. 267-268.
- 1960. Carbonate replacement of detrital crystalline silicate minerals as a source of authigenic silica in sedimentary rocks. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 71, pp. 145-152.
- ZADNIK, V. E. and CAROZZI, A. V. Petrography of the Upper Cambrian dolomites of Warren County, New Jersey. (In press).

*Department of Geology
University of Illinois.*

Janvier 1962.
