

QUELQUES CONSIDERATIONS GÉOCHIMIQUES SUR LES SEDIMENTS
DE L'OCEAN PACIFIQUE

par Henri ROTSCHI,
Océanographe à l'Institut français d'Océanie

Les résultats présentés ici sont le fruit de recherches rapides entreprises à la "Scripps Institution" au retour de l'expédition "CAPRICORN" (1). Celles-ci font suite aux études poursuivies en Suède sur les matériaux collectés par la "Swedish Deep-sea Expedition", orientées principalement vers le problème de la balance géochimique de métaux tels que le fer, le manganèse et le nickel, et dont les résultats ont été publiés succinctement dans les cahiers du C.R.E.O. en attendant leur parution définitive dans les Rapports de l'expédition. A l'origine, le nickel seul était inclus dans mon programme; devant les questions que je fus amené à me poser et à la suggestion du Dr. REVELLE, j'entrepris d'étendre mes recherches et c'est avec l'aide précieuse de ses conseils que je les poursuivis et achevai partiellement à Nouméa.

En publiant ces quelques résultats, je n'ai d'autre ambition que de présenter la manière dont le problème s'est posé à nous et dont nous avons tenté de le résoudre. Ce n'est que le début d'un travail et il en faudra beaucoup pour le mener à bien.

J'ai reçu dans le traitement mathématique du problème une aide considérable de R.S. ARTHUR, G.W. GROVES et W.H. MUNK. Les critiques développées par R.R. REVELLE, E.G. GOLDBERG et G. ARRHENIUS ont été des plus constructives.

INTRODUCTION

Les problèmes relatifs à la sédimentation se présentent à nous sous de nombreux aspects et nécessitent leur étude sous différents points de vue. Les sédiments marins sont composés pour une part de matériel d'origine continentale, résultat de l'érosion des roches sédimentaires ou des roches ignées par les vents, les cours d'eau et l'action mécanique et chimique de l'eau de pluie, transporté à la mer soit par les vents soit par

(1) Voir Bulletin d'Information du C.O.E.C. V, 10 (décembre 1953) page 439.

O. R. S. I. O. M.

Collection de Référence

no 11962

les courants marins, et pour une autre de particules issues de la mer elle-même, gels d'hydroxydes coagulés, entraînant avec eux par adsorption divers autres éléments en solution dans l'eau; de squelettes calcaires ou siliceux d'animaux planctoniques; de laves décomposées des volcans sous-marins. Tous ces éléments, soit au cours de leur précipitation à travers la couche d'eau de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur, soit une fois intégrés dans le sédiment, subissent des transformations; il y a d'une part l'action dissolvante de l'eau de mer qui peut, dans des conditions favorables de température et de teneur en carbonate de calcium, dissoudre les squelettes des foraminifères qui la traversent, redissoudre certains gels coagulés plus haut; il y a surtout d'autre part les phénomènes de contact entre l'eau des sédiments et les sédiments eux-mêmes, et les échanges de toutes sortes qui en résultent.

Le chimiste ou le géochimiste s'attachera donc à étudier la nature et la répartition des particules en suspension dans l'eau, en attribuant une importance toute spéciale aux couches superficielles où se développe la vie et qui doivent par conséquent produire une grande quantité de résidus organiques, et aux couches profondes voisines du sédiment où l'on peut trouver des preuves des changements subis par les particules au cours de leur précipitation et des transports horizontaux de matériel, qui semblent actuellement jouer un rôle si important dans les phénomènes de sédimentation. Il étudiera certaines propriétés physico-chimiques du sédiment, tel que pH et eH, ainsi que la composition de celui-ci; c'est de celle-ci qu'il pourra tirer les meilleures conclusions quant à l'histoire géochimique de la croûte terrestre; l'eau interstitielle, qui s'appauvrit de tous les éléments qui, après échange ionique, se fixent sur les particules sédimentaires et s'enrichit de tout ce qui est abandonné par ces dernières, lui permet de retracer dans leurs grandes lignes les phénomènes qui aboutissent à la disparition de certains constituants, foraminifères, radiolaires, verres volcaniques et à l'apparition de nouveaux cristaux tels que phillipsite.

Les régions de convergence et surtout de divergence étant les endroits où la vie à la surface se développe avec la plus grande intensité et où la population planctonique atteint une très grande extension, ce qui a une influence déterminante sur la nature du sédiment des régions avoisinantes, il sera nécessaire d'étudier les relations qui peuvent exister entre l'hydrographie de ces régions, la productivité des eaux et la nature du sédiment, en ne perdant pas de vue le fait que la stratification du sédiment de telles régions donne des renseignements immédiats sur les changements climatiques à la surface.

Enfin, les courants océaniques, tant superficiels que profonds, étant par excellence les véhicules des particules du sédiment, il y a intérêt à connaître leur direction et leur force pour pouvoir en tirer des conclusions sur leur rôle dans la sédimentation.

Tous ces sujets furent inscrits au programme de travail de l'Expédition "CAPRICORN" et l'on peut résumer ainsi les recherches faites :

- 1) analyse du sédiment à bord.
 - a) pH
 - b) eH
 - c) teneur en eau.
- 2) analyse du sédiment en laboratoire. Etude de la teneur de celui-ci en éléments rares tels que nickel, cobalt, zirconium, vanadium; dans le but de déterminer le mécanisme de précipitation de ceux-ci.
- 3) analyse de l'eau interstitielle.
 - a) teneur en phosphate
 - b) teneur en silicate
 - c) eH par mesure indirecte.
- 4) analyse de l'eau sus-jacente.
 - a) teneur en phosphate
 - b) teneur en silicate
 - c) eH
 - d) pH
 - e) alcalinité
 - f) étude des particules en suspension.
- 5) étude de la répartition des particules dans les couches supérieures de l'Océan.
- 6) étude de la productivité de l'eau de mer dans la zone orientale du système des courants et contre-courant équatoriaux.
- 7) coupes hydrographiques profondes.

ANALYSE DU SEDIMENT ET DE L'EAU INTERSTITIELLE

Il est certain que des changements fondamentaux de structure se produisent au sein du sédiment une fois que celui-ci est déposé. Ces changements sont évidemment fonction de la nature du complexe eau interstitielle-sédiment, et des réactions de surface qui peuvent s'y produire. Un des premiers problèmes qui se pose donc est la détermination de la quantité d'eau retenue dans le sédiment; celui-ci étant composé de plusieurs phases solides, l'eau interstitielle sera de nature très différente suivant la phase à laquelle elle est associée; on peut distinguer en particulier l'eau interstitielle proprement dite, remplissant les vides créés par l'empilement des particules élémentaires et retenue par de simples forces de gravité, l'eau capillaire, l'eau absorbée, l'eau d'inclusion et l'eau de cristallisation. Ces différentes eaux ne réagissent pas de manière identique à la chaleur ou au vide et une température trop élevée ou la dessiccation en atmosphère trop sèche peuvent conduire à un système fortement hygroscopique dont la pesée en atmosphère humide est trop délicate; il est, d'autre part, difficile de connaître exactement la portion d'eau qui a quitté le sédiment et les résultats ne sont pas reproductibles. Posant à priori que le degré hygrométrique de l'air du laboratoire en mer est pratiquement constant et que des faibles changements de celui-ci n'influent que peu sur l'équilibre du sédiment séché à l'air à température relativement basse, il a été décidé que le sédiment serait séché à 50° en étuve à forte circulation d'air, jusqu'à poids constant; il faut éviter l'emploi d'une température supérieure afin de ne pas détruire les matières organiques contenues dans les vases.

Avec le pH et le eH du sédiment, on aborde une question beaucoup plus difficile. Ce sont ces deux propriétés qui gouvernent les phénomènes de dissolution et de diagénèse, le pH contrôlant la précipitation ou la mise en solution de certains éléments, l'eH donnant une mesure du potentiel oxydant ou réducteur pouvant amener les éléments à la valence propre à la combinaison de plusieurs de ceux-ci pour aboutir à d'autres minéraux. Cependant étant donné les propriétés pauvrement conductrices du complexe eau-sédiment, et le haut degré de polarisation qu'atteignent très rapidement dans ce milieu les électrodes de platine, la mesure directe donne difficilement, surtout pour l'eH des valeurs reproductibles et elles sont par conséquent privées de la signification qu'on peut attendre d'elles. Des tentatives furent faites pour mesurer directement ces variables; l'appareil utilisé fut un pH mètre de Beckman modèle universel avec un couple électrode à calomel-électrode de verre, plongées dans le sédiment pour la mesure du pH, et un couple électrode à calomel-électrode de platine, plongées dans le sédiment en atmosphère

inerte d'azote jusqu'à mise en équilibre du galvanomètre qui donne la force électromotrice, donc l'eH; les difficultés rencontrées dans ces mesures ont fait que la méthode fut abandonnée après plusieurs tentatives et que l'on s'orienta vers une mesure indirecte, d'une interprétation plus difficile mais dont les résultats sont reproductibles; il s'agit de la détermination du rapport azote-nitrate à azote-ammoniaque; l'on peut également utiliser le fer ferreux et le fer ferrique.

L'eau interstitielle est extraite du sédiment par lavage de celui-ci avec une quantité connue d'eau distillée. L'ammoniaque est extraite par distillation en milieu alcalin; le nitrate est réduit par l'alliage de Dewarda et distillé de la même manière; les deux portions d'ammoniaque sont déterminées colorimétriquement avec le réactif de Nessler, au spectrophotocolorimètre de Beckman.

En utilisant le même appareil, l'on a déterminé la teneur en phosphate et en silicate de ces eaux. Pour le phosphate c'est la méthode au phosphomolybdate que l'on utilise, pour le silicate celle au silicomolybdate, sans modification de la technique appliquée à l'eau de mer.

Nous avons pu constater que la teneur en silice croît avec la profondeur dans la carotte; cela est dû très certainement à la dissolution des silicates; mais ils peuvent venir de deux sources différentes, les verres et minéraux volcaniques ou les squelettes d'organismes siliceux tels que les radiolaires. Comme un examen microscopique montre dans les carottes investiguées que le nombre des radiolaires décroît avec la profondeur, nous pouvons être certains que c'est la dissolution de ceux-ci qui provoque l'augmentation de la concentration en silicate dissous; le même phénomène fut d'ailleurs observé sur certaines carottes suédoises d'argile rouge où les radiolaires disparaissent rapidement avec la profondeur alors que le nombre de verres volcaniques restait apparemment le même.

La teneur en eau décroît avec la profondeur dans la carotte alors que le rapport N-ammoniaque/N-nitrate croît à partir de zéro; l'on peut dire qualitativement que l'eau interstitielle oxydante en surface devient de plus en plus réductrice.

En ce qui concerne les analyses du sédiment lui-même, l'accent fut donné à la géochimie des ferrides. Tous les éléments tels que fer, manganèse, nickel, cobalt, titane, sont beaucoup plus concentrés dans les sédiments marins que dans les roches sédimentaires, et même pour certains que dans les roches ignées.

les plus fréquentes. La question de leur abondance et de leur origine prend donc une importance considérable si l'on veut comprendre la genèse des sédiments marins, d'autant plus que certains de ceux-ci sont des réservoirs potentiels d'éléments rares.

Les techniques utilisées sont inspirées de celles appliquées en Suède pour l'étude des matériaux collectés par l'"Expédition Suédoise en Mers profondes". L'application de la colorimétrie à ces recherches s'imposait par le nombre des éléments à étudier et surtout par la faible concentration de certains. La mise en solution des échantillons de sédiment était faite par attaque en creuset de platine par l'acide fluorhydrique et reprise du résidu par l'acide perchlorique d'abord et l'acide chlorhydrique dilué ensuite. Le fer était déterminé en utilisant la réaction colorée qu'il donne avec l'alpha-alpha'dipyridyl; le manganèse par oxydation jusqu'au permanganate par le persulfate d'ammonium; le nickel par la coloration brune qu'il donne avec la diméthylglyoxime en milieu oxydant; le titane par le complexe qu'il forme en milieu sulfurique avec l'eau oxygénée; le cobalt, après extraction par la dithizone en solution dans le tétrachlorure de carbone grâce à la coloration qu'il donne avec le thiocyanate en présence d'acétone; le vanadium par la méthode du phosphotungstate; le zirconium par l'alizarine. Toutes ces méthodes sont décrites par Sandell (1)*.

Les résultats obtenus, tant sur les sédiments profonds que sur les nodules manganifères semblent indiquer une coprécipitation due à l'adsorption du nickel par le manganèse; du titane par le fer, le zirconium apparaissant indépendant; le résultat le plus immédiat de ces recherches est d'avoir montré que le titane n'a pas la stabilité ni l'origine terrigène qu'on lui supposait et qu'il ne peut être utilisé pour la détermination de l'âge du sédiment ni surtout du taux de sédimentation par comparaison de carottes présentant la même stratification, et intégration de la quantité de titane contenu entre deux niveaux différents; il ne peut non plus être pris comme une mesure de la quantité de matière minérogénique qui atteint le fond pendant une certaine période.

ANALYSE DE L'EAU SUS-JACENTE

L'"Expédition Suédoise en Mers Profondes" a montré par mesures directes la possibilité de l'existence de courants de fond; les recherches paléontologiques sur les carottes collectées par eux et par les diverses expéditions américaines ont révélé l'existence de régions où le sédiment superficiel est un mélange de matériel récent et de fossiles tertiaires, couvrant sous une faible épaisseur du sédiment tertiaire, ou même du sé-

* Les chiffres entre parenthèses renvoient à la bibliographie, page 71

diment tertiaire pur. Nous avons ainsi une preuve évidente que la surface de contact eau-sédiment est le siège d'un échange considérable qu'il est intéressant d'étudier. Le prélèvement d'échantillons de ces eaux profondes était fait à l'aide de bouteilles à renversement en matière plastique, accouplées à un carottier léger par l'intermédiaire d'un "ball-breaker", briseur de boule de verre dont la masse était reliée au mécanisme du renversement des bouteilles et provoquait leur fermeture au moment de sa chute libre; on prélevait ainsi simultanément, une carotte courte et deux échantillons d'eau à 130 cm et 500 cm au-dessus de la surface du sédiment.

Ces échantillons furent filtrés sur filtres à vide Goetz en acétate de cellulose orientée électrostatiquement et dont les pores ont un diamètre de $0,5\mu$. Les particules ainsi collectées étaient soumises à l'examen microscopique. Sur l'eau filtrée, l'on a procédé à la détermination de la teneur en phosphate, silicate, de l'eH et de l'alcalinité par la méthode d'Andersen et de Robinson; l'eH était mesuré qualitativement par le rapport ammoniacque/nitrate.

Il est actuellement difficile d'interpréter quantitativement les résultats de filtrations, mais il semble que dans de nombreux cas la concentration en particules des eaux profondes était très supérieure à celle des eaux de surface; un examen microscopique rapide a montré que dans ces particules il y avait des radiolaires tertiaires. Ces deux faits, une turbidité relativement grande des eaux sus-jacentes, et la présence, dans les nuages de particules, de radiolaires fossiles, montrent qu'on ne peut douter de l'existence de courants de fond près de la surface.

REPARTITION DES PARTICULES DANS LES COUCHES SUPERIEURES

Nous avons tenté d'étudier le gradient de concentration des particules dans l'eau par échantillonnage avec des bouteilles à renversement en plastique pour éviter la floculation ou la contamination et filtration sur filtres de Goetz. Les prélèvements se faisaient à 500, 1000, 1500 et 2000 mètres.

ETUDE DE LA PRODUCTIVITE DE L'EAU DE MER

La population planctonique est, dans certaines régions de l'océan, un facteur déterminant de la nature des fonds. L'intensité de la vie animale à la surface de la mer est évidemment une fonction du potentiel d'éléments nutritifs, et une détermination de celui-ci nous donnera une mesure de l'importance de la

population en zooplancton. L'élément mesurable directement est la chlorophylle ou mieux un certain nombre de pigments du phytoplancton: chlorophylle a, b, et c et les caroténoïdes du type astacine et du type nonastacine; une telle détermination donnera une mesure du potentiel d'absorption de l'énergie solaire par le phytoplancton pour la photosynthèse, une mesure relative de l'état du développement de celui-ci et de sa fréquence, et une autre de la présence de zooplancton prédateur.

La mesure de l'abondance de ces pigments se fait sur un volume connu d'eau de mer, deux à trois litres après filtration sur filtre de Goetz. Le filtre et le résidu sont dissous dans un volume connu d'acétone à 90 % et l'on mesure l'extinction à 5 longueurs d'onde différentes; on en déduit les concentrations des chlorophylles a, b, en mg/L, et en millièmes d'unité spécifique de pigment pour la chlorophylle c et les deux types de caroténoïdes.

Entre le 15° Lat.S. et le 15° Lat.N. à chaque station, l'on fit des prélèvements dans la zone euphotique jusqu'à 100 mètres de profondeur; et tous les 50 milles, dans la traversée du système des courants et contre-courant équatoriaux, un prélèvement à trois mètres sous la surface. Les échantillons dissous dans l'acétone furent pour une partie conservés en frigidaire, d'autres furent mesurés directement à bord avec le spectrophotocolorimètre de Beckman. Ils ont montré que la zone de plus grande concentration d'algues à pigments se trouve entre 20 et 50 mètres, la surface étant particulièrement pauvre. Malheureusement tous les échantillons conservés pour les mesures à terre se sont détériorés pendant le voyage et aucun n'a pu donner les renseignements que l'on espérait trouver. Il n'en reste pas moins que dans toute la zone équatoriale la concentration en pigments est anormalement haute et ne se rencontre pas directement à la surface.

COURBES HYDROLOGIQUES

C'est à l'"HORIZON" que revenait la charge de faire les travaux hydrologiques courants, et le "BAIRD" ne fit que des observations spéciales. En particulier quatre stations profondes furent faites dans le bassin de Fidji, dans la dépression de Tofua et dans la fosse de Tonga. Les échantillons pour la détermination de la salinité furent conservés pour mesure en laboratoire; à bord l'on fit immédiatement les déterminations de la teneur en oxygène dissous, par la méthode de Winkler, en phosphate par la méthode au phosphomolybdate, en silicate au silicomolybdate et de l'alcalinité, par la méthode d'Anderson et Ro-

binson, les mesures colorimétriques en utilisant le spectrophotocolorimètre de Beckman et l'alcalinité en utilisant le pH mètre de Beckman.

Il est encore trop tôt pour discuter des résultats de ces mesures, car aucune correction ne fut faite à bord, mais il semble que dans les eaux profondes le gradient de température était adiabatique et que les seuils de la fosse de Tonga et du bassin de Fidji sont marqués également par un point d'inflexion dans la courbe de concentration des sels et gaz dissous, et en particulier la teneur en oxygène augmente avec la profondeur au-dessous du seuil.

CONSIDERATIONS GEOCHIMIQUES SUR LA SEDIMENTATION

Introduction

Nous avons vu que les sédiments profonds ont pour caractéristique essentielle de n'avoir jamais été soulevés au-dessus du niveau des mers pour devenir part. des roches sédimentaires. Le bilan du processus d'érosion mécanique et chimique des roches continentales, ignées ou sédimentaires, et du transport à la mer de sels dissous, ainsi que de matière en suspension, se traduit donc par une perte nette pour les continents.

Goldschmidt (2) a calculé la quantité de roches ignées qui ont été érodées pour donner naissance à l'eau de mer dans sa composition actuelle; il a basé ses calculs sur le fait que la comparaison de la composition moyenne des roches ignées et des roches sédimentaires indique dans le processus d'érosion une perte de 3 % de la masse des roches ignées sous forme de sels en solution, les 97 % restant passent sous forme de dépôts sédimentaires; et que le bilan géochimique d'un élément, le sodium par exemple, doit se traduire par une balance nulle; il est arrivé à la conclusion que 160 kg/cm^2 de surface de la terre ont été érodés; cela correspond à une masse totale de $8 \cdot 10^{17}$ tonnes et à un volume total de dépôts sédimentaires de $3 \cdot 10^8 \text{ km}^3$ avec une épaisseur moyenne de 600 mètres sur toute la surface de la terre.

Clarke (3), par des considérations identiques, conclua que la masse totale de roches ignées érodées correspond à un volume maximum de $3,5 \cdot 10^8 \text{ km}^3$.

Kuenen (4) poussa les calculs plus loin, mais utilisa toujours les mêmes données géochimiques et définit un volume de

dépôts sédimentaires de $7 \cdot 10^8 \text{ km}^3$ répartis en $2 \cdot 10^8 \text{ km}^3$ pour les dépôts terrestres et $5 \cdot 10^8 \text{ km}^3$ pour les dépôts marins. Puis il fit de nombreuses révisions de ses calculs et apparemment s'arrêta à une épaisseur moyenne de sédiments profonds de 3 km sur la base de ses estimations et de ses mesures de l'épaisseur moyenne des roches sédimentaires continentales et de leur répartition entre les trois groupes principaux: schistes argileux, grès et craies calcaires; l'épaisseur étant de 1,2 km et le rapport schistes/grès/calcaires 20/12/14, comme il y a approximativement 2,5 fois plus de sol marin que de sol continental, cela donne 6 fois plus de sédiments marins que de roches sédimentaires. Ses résultats, bien que les plus modernes, ne satisfont pas les conditions d'une bonne balance géochimique; les écarts sont de l'ordre de 10 % et, pour le calcium, l'écart est de 40%; d'autre part, les éléments mineurs tels que nickel, cobalt, chrome, vanadium... atteignent dans les sédiments marins de telles concentrations qu'il est impossible d'expliquer leur présence, si la masse des sédiments marins est si grande, en invoquant seulement l'érosion des roches ignées connues.

Pettersson (5) et Rotschi (6) ont souligné certains aspects de la richesse inattendue de dépôts sédimentaires en certains éléments. C'est la raison pour laquelle l'hypothèse d'une origine météoritique du nickel a été avancée par Pettersson et Rotschi (7). Mais il est apparu par la suite qu'en reprenant les calculs par un procédé plus mathématique l'on pouvait arriver à une élimination des inexactitudes de Kuenen et des hypothèses d'une origine extra-terrestre pour certains éléments.

Traitement du problème

Si l'on considère l'ensemble des phénomènes physiques et géologiques qui ont conduit au faciès actuel de la terre, l'on peut dire que les sources possibles de produits ayant concouru à former les dépôts sont les roches ignées dont la composition moyenne nous est connue, les météorites, les émanations volcaniques et l'atmosphère et l'hydrosphère primitives; les produits de l'érosion se divisent en sédiments continentaux, schistes argileux, grès et calcaires, ainsi que les vases bleues couvrant le plateau continental et dont la composition moyenne est similaire à celle des schistes argileux, en sédiments marins profonds comprenant l'argile rouge, les boues calcaires, principalement à globigérines et les boues siliceuses à radiolaires et à diatomées, les océans formés d'eau, de sels et de gaz dissous, l'atmosphère, les gaz qui s'en sont échappés et probablement des roches du type igné dont la formation est récente, due à la métamorphisation de roches sédimentaires en roches ignées.

Nous savons que les émanations volcaniques actuelles sont formées de gaz, par ordre d'importance: vapeur d'eau, gaz carbonique, anhydride sulfureux, azote, anhydride sulfurique, oxyde de carbone, argon, soufre, chlore..., elles n'ont donc probablement pas contribué beaucoup à la formation de dépôts sédimentaires en ce qui concerne les cations qu'ils contiennent; l'atmosphère primitive d'après Urey (8) était composée de vapeur d'eau et d'ammoniaque, de méthane, d'hydrogène et de quelques autres gaz; des réactions photochimiques conduisirent à l'oxydation de l'ammoniaque en azote et hydrogène, du méthane en hydrocarbures de toutes sortes, et à la production d'hydrogène libre qui grâce à sa légèreté s'échappa dans les espaces interstellaires; là encore, nous n'avons aucune contribution en ce qui concerne la formation des dépôts détritiques.

Il en est de même des gaz tel que l'hydrogène qui ont échappé ou qui échappent encore de l'atmosphère.

En ce qui concerne les roches ignées de formation récente, il nous est actuellement difficile de les faire entrer dans nos calculs puisqu'elles n'existent qu'à l'état hypothétique, nous les retrouvons cependant de manière très nette dans les résultats.

Ainsi donc, si l'on appelle M_{si} la masse d'un élément source, et M_{pi} la masse d'un produit, la première condition que nous donne le cycle géochimique sera :

$$\sum M_{si} = \sum M_{pi} , \quad (A)$$

elle traduit la conservation des masses.

Pour un élément quelconque E_k dont la concentration dans un composant source est E_{sk} , et E_{pk} dans un produit, il y aura encore une relation de conservation de masse qui sera :

$$\sum M_{si} E_{sk} = \sum M_{pi} E_{pk} \quad (B)$$

Finalement la somme des concentrations exprimées en % de tous les éléments d'une source ou d'un produit, doit être égale à 100; nous aurons donc :

$$\sum E_{sk} = \sum E_{pk} = 100 \quad (C)$$

En considérant un élément métallique quelconque, le sodium par exemple, (B) nous permet d'écrire :

Σ sodium dans les sources = Σ sodium dans les produits.

Ecrivant la même condition pour tous les éléments métalliques connus, nous aurons ainsi une série d'équations linéaires où les inconnues seront les masses de roches ignées et de météorites, ainsi que celles des dépôts sédimentaires.

La composition moyenne de toutes ces roches tirée de Rankama et Sahama (9), de Clarke, de Urey (14) et de Revelle (10) est portée dans le tableau I; nous n'avons considéré que les éléments dont l'abondance est connue avec quelque précision, bien que nous ayons très peu de données quant au contenu des roches sédimentaires en manganèse, nickel, cobalt et cuivre. Les treize éléments nous ont donné un système de treize équations linéaires à 8 inconnues qu'il a fallu résoudre par la méthode des moindres carrés qui, par le fait de la comparaison de teneurs très élevées et de teneurs très basses, introduit une erreur pour les éléments à petites concentrations et ne donne pas une balance satisfaisante; les résultats sont donnés dans le tableau II où l'on peut voir apparaître une masse totale de météorites de $2 \cdot 10^{15}$ tonnes, c'est-à-dire exactement la même que celle avancée par Pettersson et Rotschi dans l'hypothèse que la moitié du nickel contenu dans l'argile rouge est d'origine météoritique, une masse de roches ignées de $895 \cdot 10^{15}$ tonnes, pratiquement la même que celle trouvée par Goldschmidt, et des sédiments d'égale répartition entre les masses continentales et les masses marines, mais où le type dominant est le type argileux; la balance ainsi obtenue, Tableau III, n'est cependant pas satisfaisante à plusieurs aspects; les écarts sont de l'ordre de 10 à 20 % et surtout la quantité de sédiments marins est telle qu'ils contiennent deux fois plus de manganèse que les sources; ce fait avait déjà été souligné par Pettersson; le nickel d'autre part laisse apparaître que les roches ignées en fournissent assez sans que l'on ait besoin de faire appel aux météorites qui sont d'ailleurs à la limite des erreurs de calcul. D'autre part, la répartition trouvée des sédiments terrestres entre schistes argileux, grès et calcaires ne correspond à aucune des observations faites par Schuchert (11), Leith et Mead (12) ou Kuenen. Il apparaît donc nécessaire, pour améliorer la méthode, d'éliminer les éléments dont la concentration est trop basse ou trop mal connue; il ne reste finalement que sept éléments sur lesquels l'on peut fonder un calcul sans introduire de trop grosses sources d'erreurs; ce sont le magnésium, le potassium, le sodium, le calcium, le fer, l'aluminium et le silicium. Laissant de côté les météorites dont l'importance

est faible vis-à-vis des autres constituants du système source-produit, nous pouvons écrire un système de 7 équations à 7 inconnues dont la résolution est aisée.

Le tableau IV donne les résultats du calcul; il fait apparaître une excellente balance géochimique (comparer la 1^{ère} colonne qui donne la quantité de chaque élément érodé et la dernière colonne donnant la quantité retrouvée dans les produits roches sédimentaires, sédiments et eau de mer), mais la masse de boue à globigérines est négative ce qui signifie que, dans ces conditions théoriques, étant donné la masse relativement considérable de craie trouvée, les roches ignées telles que nous les connaissons actuellement dans leur ensemble ne sont pas assez riches en calcium pour permettre la formation de dépôts sédimentaires riches en ce dernier et que, dans les conditions du calcul, il faut ajouter à celles-là du calcium en quantité considérable pour obtenir un bilan satisfaisant.

Les calculs précédents ne supposent l'existence d'aucun dépôt de sels marins dû à l'évaporation; ces dépôts cependant sont dans certaines régions extrêmement importants; pour les introduire dans le calcul, il suffit de multiplier la quantité de sels contenus dans l'eau de mer par un facteur correspondant à la masse des dépôts de sels pris en considération; le tableau V donne le résultat d'un tel calcul; il est évident que les différentes masses du système source-produit sont proportionnelles à la quantité de dépôts salins; le même excès de calcium dans les produits par rapport à la source apparaît, multiplié par le facteur de correction appliqué.

Il est donc certain que les roches ignées dont la composition moyenne a été calculée d'après l'abondance des différents types connus ne peut pas avoir servi d'origine aux roches sédimentaires que nous connaissons. En particulier il y a un manque de calcium, ce qui exprime le fait que les roches mères devraient être plus basiques, et que l'on doit considérer un mélange de roches acides et de basaltes. L'introduction des basaltes dont la composition moyenne est donnée par Daly (13) est traduite dans le tableau VI; les différentes masses sont des fonctions linéaires de la quantité de basaltes considérée; les masses d'argile rouge, de boue siliceuse, de craie et de grès croissent avec elle, les masses de roches ignées, de boue à globigérines et de schistes argileux décroissent. Mais la boue à globigérines apparaît toujours dans la source avec des quantités considérables de dépôts sédimentaires du type argileux, schistes, argile rouge et boue siliceuse. Comme c'est apparemment la similitude de composition de l'argile rouge et de la boue siliceuse qui introduit cette masse négative de boue à globigérines, il ap-

paraît nécessaire de faire abstraction de cette distinction toute théorique et de réunir tous les sédiments marins non calcaires dans le même groupe.

Reconsidérant les différents cas de mélanges roches ignées-basaltes du tableau VI et prenant comme bases respectives de calcul les rapports entre les abondances relatives des schistes argileux, grès et craies, de Leith et Mead 46/32/22, de Schuchert 44/37/19 et de Kuenen 20/12/14 nous obtenons une répartition entre les roches sédimentaires et les sédiments marins profonds donnée par le tableau VII basé sur l'hypothèse que la boue à globigérines actuellement déposée correspond à une épaisseur moyenne de 100 mètres, donc à une masse de $17 \cdot 10^{15}$ tonnes. Kuenen estime que l'épaisseur moyenne de roches sédimentaires est 1 200 mètres, cela correspond à une masse de $400 \cdot 10^{15}$ tonnes; nous voyons dans le tableau VII que, dans le cas des mesures de Leith et Mead, $743 \cdot 10^{15}$ tonnes de roches ignées ont été érodées ainsi que $300 \cdot 10^{15}$ tonnes de basaltes pour produire $400 \cdot 10^{15}$ tonnes de roches sédimentaires et $764 \cdot 10^{15}$ tonnes de sédiments profonds; dans le cas des estimations de Schuchert il suffit de $249 \cdot 10^{15}$ tonnes de basaltes avec $761 \cdot 10^{15}$ tonnes de roches ignées pour produire $409 \cdot 10^{15}$ tonnes de roches sédimentaires et $701 \cdot 10^{15}$ tonnes de sédiments marins profonds; dans le cas de mesures de Kuenen, les masses respectives en 10^{15} tonnes sont 695 pour les roches ignées, 500 pour les basaltes, 417 pour les roches sédimentaires et 892 pour les sédiments profonds. Les compositions des sédiments profonds calculées pour chacun des cas se trouvent dans le tableau VIII, où figurent aussi pour comparaison la composition moyenne de l'argile rouge et de la vase bleue données par Clarke; on peut constater que les compositions ainsi calculées sont très voisines de celles déduites d'analyses et le sédiment décrit théoriquement a un caractère nettement marin abyssal. Dans le cas des rapports Leith-Mead et Schuchert, nous voyons que les masses de sédiments marins profonds sont très voisines.

Toutes les évaluations précédentes furent faites sans tenir compte de l'eau interstitielle du sédiment qui retient aussi dans sa masse des sels en solution, ni de dépôts salins. En estimant que la teneur moyenne en eau du sédiment est 10 %, que les dépôts marins ne correspondent pas à plus de 20 % de la quantité actuellement en solution, et en corrigeant les résultats pour prendre ces eaux en considération, nous arrivons à la distribution de masses donnée par le tableau IX. Nous voyons que,

dans le cas du rapport de Schuchert, $200 \cdot 10^{15}$ tonnes de basaltes suffisent pour donner $850 \cdot 10^{15}$ tonnes de sédiments profonds, que dans le cas des estimations de Leith et Mead $250 \cdot 10^{15}$ tonnes de basaltes donneront la quantité requise de roches sédimentaires et $915 \cdot 10^{15}$ tonnes de sédiments profonds, et que dans le cas des mesures de Kuenen il en faut environ $400 \cdot 10^{15}$ tonnes pour donner $1 \cdot 100 \cdot 10^{15}$ tonnes de sédiments marins. Le tableau X donne la composition des différents sédiments évoqués ci-dessus. Par rapport à l'argile rouge de Clarke, ces sédiments ont légèrement moins de calcaire et un tout petit plus d'aluminium.

CONCLUSION

Ces recherches sommaires font apparaître plusieurs facteurs importants dans la formation des sédiments marins profonds.

Il est pour commencer difficile de faire appel aux roches ignées de type acide pour expliquer la formation d'une grande masse de sédiments de type nettement basique et dont la teneur en certains éléments tels que fer, manganèse, nickel, et même calcium ne peut être comprise si l'on prend comme roche mère un granit ordinaire.

L'on n'arrive à un équilibre géochimique qu'en introduisant dans le cycle érosion-sédimentation des roches du type basaltique plus riches des éléments faisant défaut dans les granits. La quantité de basaltes qui a dû être érodée est environ $1/3$ à $1/4$ de la masse de roches ignées dissoutes. Les calculs faits retrouvent à 15 % près les estimations de Goldschmidt.

La connaissance sommaire que nous avons des sédiments siliceux, boues à diatomées et à radiolaires rend actuellement difficile la distinction entre ces sédiments et l'argile rouge. On est donc obligé de les considérer en bloc ce qui ne fausse aucunement les résultats.

Toutes les estimations faites aboutissent à peu près à la même masse pour les sédiments marins profonds, de l'ordre de $900 \cdot 10^{15}$ tonnes qui, avec une densité de 1,5, correspondent à une épaisseur moyenne de 1 700 mètres, qui deviennent 2 100 mètres si l'on tient compte des estimations de Kuenen qui, réclamant une plus grande quantité de craies, impliquent plus de basaltes donc plus de sédiments marins.

Il n'en est pas moins vrai que le bilan géochimique, sous quelque angle qu'on le considère, fait apparaître un excès de sédiments marins qui reste un mystère si l'on compare les quantités mesurées, 300 mètres, et les épaisseurs calculées, 1 700 mètres. L'on ne peut expliquer cette différence qu'en faisant appel à une métamorphisation très poussée des couches profondes du sédiment sous les actions conjuguées de l'âge et de la pression. En tenant compte du fait que l'ère géologique actuelle est caractérisée par un taux de sédimentation relativement élevé, beaucoup plus qu'avant le pleistocène, et que le sédiment a pu se contracter, l'on ne peut pas descendre plus bas que la fin du primaire; ou les sédiments primaires n'existent pas, ce qui pourrait correspondre à l'absence durant cette ère d'océans tels qu'on les connaît actuellement, ou ils se sont transformés en roches cristallines, ces roches qui ont été évoquées plus haut et rentreraient dans le groupe des nouvelles roches ignées.

Il est d'ailleurs possible que les océans ne doivent leur forme actuelle qu'à des phénomènes tectoniques de la fin du primaire ou du début du secondaire.

B I B L I O G R A P H I E

- 1) SANDELL E.B. : Colorimetric determinations of traces of metal. Inter Science New York 1944.
- 2) GOLDSCHMIDT V.M. : Grundlagen der quantitativen Geochemie. Fortschritte der Mineral.Kristal.und Petrographie, V.17, pp. 112-56, 1933.
- 3) CLARKE F.M. : The data of geochemistry. 5th Ed. U.S. Geol. Survey, Washington D.C.
- 4) KUENEN Ph.H. : Marine Geology. N.Y. John Wiley & Sons 1950
- 5) PETTERSSON H. : Iron and Manganese on the Ocean Floor. Medd. Fr. Oceanogr. Inst. Göteborg - 7.1945.
- 6) ROTSCHI H. : Etude des teneurs en fer, manganèse et nickel de quelques carottes des grands fonds. Cahiers du C.R.E.O. 4. Octobre 1951.
- 7) PETTERSSON H. et ROTSCHI H. :
 - Nickel content of deep-sea deposits. Nature, Lond. 166, 308 August 19, 1950
 - The nickel content of deep-sea deposits. Geochem. et Cosmochem. Acta. vol.2 pp.81-90, 1952.
- 8) UREY H.C. : On the early chemical history of the earth and the origin of life. Proceedings of the Nat. Acad. of Science vol. 38, N°4, pp.351-363, April 1952.
- 9) RANKAMA K. et SAHAMA T.G. : Geochemistry. Univ. of Chicago 1951.
- 10) REVELLE R.R. : Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the "CARNEGIE" on its seventh cruise. Carnegie Inst. Washington.
- 11) SCHUCHERT C. : The age of the earth. Nat. Research Council. Bull. N°80, 1931.
- 12) LEITCH C.K. et MEAD W.Y. : Metarmorphic geology - 1915.
- 13) DALY R.A. : Igneous Rocks - 1932.
- 14) UREY H.C. : The planets : their origin and development. Yale University Press. 1952.

Abréviations utilisées

r.i.	: Roches ignées	a.r.	: Argile rouge
m.	: Météorites	b.g.	: Boue à globigérines
s.a.	: Schistes argileux	b.s.	: Boue siliceuse
g.	: Grès	e.m.	: Eau de mer
c.	: Craies	bas.	: Basâtes

Les nombres figurant dans les tableaux
représentent des masses exprimées en 10^{15} tonnes

TABLEAU I

Composition moyenne des roches

	r.i.	m.	s.a.	g.	c.	a.r.	b.g.	b.s.	e.m.
Na	28.3	6.22	9.70	3.3	0.37	15.20	7.3	7.8	14.80
Mg	20.9	125.0	14.80	7.1	47.7	20.0	8.3	13.1	1.80
Al	81.3	13.8	81.90	25.3	4.3	84.4	51.6	91.1	0.0
Si	277.2	163.0	272.80	367.5	24.2	254.4	124.5	266.5	0.0
P	1.2	1.63	0.74	0.35	0.17	1.3	0.79	0.9	0.0
K	25.9	1.54	27.0	11.0	2.7	23.7	10.9	18.7	0.53
Ca	36.3	15.4	22.30	39.5	304.5	1.4	206.4	14.6	0.56
Ti	4.4	0.76	4.30	0.96	0.36	5.9	1.7	7.6	0.0
Mn	1.0	2.36	0.62	0.0	0.38	7.0	2.09	0.93	0.0
Fe	50.0	235.0	47.30	9.9	4.0	67.1	26.2	53.2	0.0
Ni	0.08	10.20	0.2	0.0	0.0	0.3	0.06	0.02	0.0
Co	0.02	0.75	0.0	0.0	0.0	0.1	0.00	0.00	0.0
Cu	0.07	0.26	0.19	0.0	0.02	0.1	0.05	0.19	0.0

Concentrations en kg/tonne

Quantités de sels dans l'eau de mer exprimées en 10^{15} tonnes

TABLEAU II

	Masses exprimées en 10 ¹⁵ tonnes
Roches ignées	895
Météorites	2
Schistes argileux	375
Grès	35
Argile rouge	210
Boue à globigérines	20
Boue siliceuse	280

TABLEAU III

	Sources	Produits
Na	25.31	24.10
Mg	18.95	17.31
Al	72.83	75.97
Si	248.53	246.60
P	1.07	0.90
K	23.2	21.55
Ca	32.53	32.06
Ti	3.9	3.47
Mn	0.90	1.79
Fe	45.27	44.30
Ni	0.09	0.07
Co	?	?
Cu	0.02	0.02

TABLEAU IV

	r.i.	s.a.	g.	c.	a.r.	b.g.	b.s.	e.m.	Σ
Masses	816	576	036	061	130	- 033	095		
Mg	17.05	8.52	0.26	2.91	2.60	- 0.27	1.24	1.80	17.06
K	21.13	15.55	0.40	0.16	3.08	- 0.36	1.78	0.53	21.14
Na	23.10	5.59	0.12	0.02	1.98	- 0.24	0.74	14.80	23.01
Ca	29.62	12.84	1.42	18.57	1.82	- 6.81	1.39	0.56	29.79
Fe	40.80	27.24	0.36	0.24	8.72	- 0.86	5.05	-	40.75
Al	66.34	47.17	0.91	0.36	10.97	- 1.70	8.65	-	66.26
Si	226.20	157.13	13.23	1.48	33.07	- 4.11	25.32	-	226.16

Σ est la somme des quantités de composants élémentaires métalliques dans les roches sédimentaires et les sédiments.

TABLEAU V

	r.i.	s.a.	g.	c.	a.r.	b.g.	b.s.
I	816	576	036	061	130	- 033	095
II	1 213	857	053	090	194	- 049	141
III	1 641	1 161	072	123	262	- 067	190

I : Pas de dépôts salins

II : Les dépôts représentent 50 % de la quantité de sels dissous

III : La masse des dépôts est égale à celle des sels en solution dans l'eau de mer.

TABLEAU VI

Masses de Basaltes	r.i.	s.a.	g.	c.	a.r.	b.g.	b.s.
0	816	576	036	061	130	- 033	095
100	797	376	043	089	339	- 044	161
200	765	163	051	116	547	- 055	227
249	761	072	055	129	649	- 061	257
300	743	- 040	059	144	755	- 066	292
3 000	067	- 5 604	271	890	6 378	- 359	2 060

TABLEAU VII

Basaltes	I		II		III		r.i.
	r.s.	s.p.	r.s.	s.p.	r.s.	s.p.	
0	122	744	143	723	086	782	816
100	218	744	253	708	152	811	797
200	304	739	352	688	213	831	765
249	345	749	409	701	241	855	761
300	400	733	464	667	280	857	743
400	486	764	564	663	307	892	725
500					417	905	695

r.s. : Masse totale de roches sédimentaires

s.p. : Masse totale de sédiments profonds

I : Rapport s.a./g./c. 46/32/22 Leith et Mead

II : Rapport 44/37/19 - Schuchert

III : Rapport 20/12/14 - Kuenen

TABLEAU VIII

	I	II	III	IV	V
MgO	3.96	3.95	4.09	3.31	2.17
K ₂ O	2.65	2.79	2.37	2.85	2.25
Na ₂ O	2.05	2.04	2.29	2.05	1.05
CaO	1.19	1.41	0.87	1.96	2.04
Fe ₂ O ₃	10.57	10.49	11.50	9.60	7.60
Al ₂ O ₃	17.46	17.79	17.08	15.94	17.22
SiO ₂	52.17	51.56	51.86	54.48	57.05

TABLEAU IX

SCHUCHERT									
	r.i.	bas.	s.a.	g.	c.	b.g.	s.p.	Σ r.s.	Σ s.p.
a	1 004	126	149	122	63	17	859	334	876
b	964	252	207	171	88	17	828	466	845
LEITH et MEAD									
	r.i.	bas.	s.a.	g.	c.	b.g.	s.p.	Σ r.s.	Σ s.p.
a	965	252	184	127	88	17	897	399	914
b	959	314	208	144	100	17	911	452	927
KUENEN									
	r.i.	bas.	s.a.	g.	c.	b.g.	s.p.	Σ r.s.	Σ s.p.
a	936	378	150	97	113	17	1 054	310	1 070
b	914	504	183	120	139	17	1 095	442	1 112

Σ r.s. : est la somme des masses de roches sédimentaires

Σ s.p. : est la somme boue à globigérines et sédiments profonds

TABLEAU X

	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂
I - Schuchert (a)	3.32	2.98	1.68	2.14	8.72	16.68	54.46
II - Schuchert (b)	3.77	2.86	1.92	1.54	10.05	17.60	52.30
III - Leith et Mead (a)	3.59	2.79	1.84	1.77	9.52	16.86	53.60
IV - Leith et Mead (b)	3.76	2.72	1.95	1.63	9.99	17.12	52.85
V - Kuenen (a)	3.64	2.61	1.89	1.68	9.67	16.48	54.04
VI - Kuenen (b)	3.87	2.50	2.05	1.38	10.38	16.80	53.05