

SUR LE CYCLE GÉOCHIMIQUE ET PLUS SPÉCIALEMENT LE CYCLE DU SODIUM (*)

par PAUL BARTHOLOMÉ (**)

(7 figures dans le texte)

RÉSUMÉ

Après un bref historique des découvertes qui, depuis le siècle dernier, ont progressivement dégagé l'importance du bilan et du cycle géochimiques, l'auteur discute divers travaux récents qui leur ont été consacrés. Il accepte la conclusion de Poldervaart selon laquelle l'ensemble des roches sédimentaires contient plus de chaux et moins de soude que l'écorce terrestre moyenne. Il propose d'introduire dans le second membre de l'équation de Goldschmidt

roche juvénile = roche sédimentaire + sel océanique

un terme supplémentaire représentant la croissance de l'écorce terrestre, et plus particulièrement de sa partie permanente.

Réexaminant le cycle du sodium, il abandonne la distinction entre modes atmosphérique et lithosphérique de recyclage, pour en proposer une autre établie entre modes chloruré et non-chloruré. Ce dernier, qui doit affecter 50 Mt Na/an, reste insuffisamment étudié. L'auteur estime que les eaux connées n'y jouent qu'un rôle négligeable, tandis que le métasomatisme sodique peut y apporter une contribution appréciable, spécialement là où l'eau de mer circule par convection dans des accumulations sédimentaires et pyroclastiques encore perméables.

Finalement, il propose un modèle de cycle géochimique (fig. 7) tenant compte à la fois de la croissance de l'écorce et de l'importance majeure des roches sédimentaires elles-mêmes dans le recyclage lithosphérique.

ABSTRACT

After a brief historical survey of the findings which, in the last one hundred years, have led to the concepts of geochemical budget and geochemical cycle, the author discusses recent work on this subject. He accepts Poldervaart's conclusion that the average sedimentary rock contains more lime and less soda than the average of the Earth's crust. He proposes that an additional term, relative to the crustal growth be introduced in the second member of Goldschmidt's equation :

juvenile rock = sedimentary rock + ocean salt.

Concerning the sodium cycle, he abandons the distinction between atmospheric and lithospheric recycling in order to focus on the one between recycling sodium with or without chlorine. About 50 Mt (10⁶ tons) of sodium per year must be recycled without chlorine through processes which remain poorly known. According to the author, the role of connate waters in these processes is negligible even when high-grade metamorphism takes place ; sodium metasomatism may be important, on the other hand, especially when and where sea water percolates convectively through piles of sediments and pyroclastics which are still permeable.

Eventually a model is proposed for the geochemical cycle (fig. 7), taking into account

(*) Lecture présidentielle faite à la séance du 3 octobre 1967.

Manuscrit déposé le 7 janvier 1968.

(**) Université de Liège, Laboratoires de Géologie, 45, avenue des Tilleuls, Liège.

both the growth of the crust and the major contribution of sedimentary rocks to the lithospheric recycling.

ÉVOLUTION DES IDÉES SUR L'ÂGE DE LA TERRE

Ce n'est que dans ces toutes dernières années que s'est dégagée dans la littérature scientifique une expression cohérente et féconde du cycle géochimique. Il s'agit là d'un concept qui se révèle extrêmement riche, et dont l'exploration est loin d'être terminée. Mon but dans cet article est d'en analyser quelques implications et d'en préciser certains aspects.

Mais auparavant je voudrais faire un bref historique du mouvement d'idées dont il est né ; car c'est peut-être encore ainsi qu'il est le plus facile d'en exposer le principe, et d'en dégager l'importance.

En effet l'idée de cycle géochimique, à l'inverse de l'expression que nous lui donnons de nos jours, est relativement ancienne. Elle a été suggérée par différents chercheurs au début du siècle ou même au siècle dernier. On en trouve chez Lyell par exemple une vague ébauche, qui d'ailleurs se trouve être en parfaite contradiction avec le second principe de la thermodynamique, comme l'a fait remarquer Lord Kelvin. Et il est bien naturel que Lyell ait eu cette préoccupation car en toute logique, le concept de cycle géochimique et le principe des causes actuelles sont directement liés : ils impliquent tous les deux en effet l'idée d'un état stationnaire ou tout au moins d'un état peu évolutif dans lequel l'écorce terrestre se maintiendrait, en dépit de perturbations momentanées, grâce à sa propre dynamique.

Le principe des causes actuelles, on s'en souviendra, était confusément admis au XVII^e siècle par des savants illustres, parmi lesquels Robert Hooke et Nicolas Steno. Proposé d'une manière plus explicite par James Hutton, il fut imposé par Lyell malgré de nombreuses réticences de sorte que vers 1875, il était généralement accepté et enseigné.

D'autre part, les bases de la géochimie étaient jetées à cette même époque (le mot créé en 1838 par Schönbein ne devait guère être utilisé avant le XX^e siècle), notamment par Sir John Murray qui jouissait de la précieuse collaboration de notre compatriote Alphonse Renard. La scène était donc prête, à la fin du siècle dernier, pour que le cycle géochimique apparaisse et pour qu'il prenne d'emblée la place qu'il tient aujourd'hui dans la réflexion scientifique. Mais en fait le rideau resta baissé pendant plusieurs dizaines d'années encore. En effet, Vernadsky parle bien de cycle géochimique mais dans un sens restreint et d'une manière qui se prête mal à la quantification. Ce fut donc à Nieuwenkamp (1950) et à Barth (1952) qu'il revint d'en imposer l'idée.

Peut-être faut-il chercher la raison, ou tout au moins une raison, de ce retard considérable, de cette très lente évolution étalée sur plus d'un demi-siècle, dans un article de William Thomson, plus tard Lord Kelvin, paru en 1862.

Cet article fut remarquable, non pas assurément par ses conclusions qui étaient entièrement erronées, mais par la stimulation qu'il devait exercer sur la pensée géologique, géophysique et géochimique pendant près d'un siècle. Il traitait du refroidissement de notre planète et appliquait une méthode dont le principe avait déjà été proposé par Joseph Fourier en 1820. En bref, il s'agissait de calculer le temps écoulé depuis un état initial caractérisé par une température uniforme et égale à la température de solidification du matériau terrestre, jusqu'à l'état actuel caractérisé par le gradient géothermique que nous connaissons.

Il était en effet universellement admis à cette époque que la terre se refroidissait.

Descartes avait fait prévaloir, deux siècles auparavant, l'idée qu'elle était constituée de la même matière que les astres et qu'elle n'en différait que par un stade plus avancé d'évolution. Leibnitz avait fait un pas de plus en comparant le refroidissement de la terre à un phénomène qu'il avait eu l'occasion d'observer : la solidification d'un métal fondu ; tout d'abord, des croûtes solides s'étaient formées localement à la surface, pour être brisées, entraînées et digérées par le liquide bouillonnant tout en se reformant sans cesse ; progressivement ces croûtes devenaient plus épaisses, plus continues, plus durables ; les convulsions se faisaient plus rares ; mais la stabilité n'était acquise définitivement, et avec elle l'existence des océans permanents, que par la solidification du globe tout entier. C'est à partir de ce dernier événement qu'il convenait donc de mesurer les temps géologiques.

Sans doute faut-il ajouter que Kelvin ne se fiait pas entièrement aux intuitions de Leibnitz pour affirmer que l'état solide prédominait dans notre planète. C'est là en effet une conviction qu'il avait acquise en réfléchissant au phénomène des marées : « Had the solid part of the earth so little rigidity as to allow it to yield in its own figure very nearly as much as if it were fluid, there would be very nearly nothing of what we call tides — that is to say rise and fall of the sea relatively to the land, but sea and land together would rise and fall a few feet every twelve lunar hours. This would, as we shall see, be the case if the geological hypothesis of a thin crust were true » (Thomson and Tait's *Natural Philosophy*, § 833). Cet argument fut, paraît-il (Fischer, 1893), sévèrement critiqué par Airy. Ce fut donc à Oldham qu'il revint en 1900 de démontrer de manière définitive la validité d'une des hypothèses de Kelvin et de prouver la grande rigidité de la planète en identifiant la composante transversale des vibrations sismiques.

Mais le problème par son ampleur et sa difficulté exigeait d'autres hypothèses. Et notamment Kelvin admit, explicitement d'ailleurs, qu'il n'y avait aucune production de chaleur dans l'intérieur du globe, ce qui bien sûr invalidait son calcul puisque, comme nous le savons maintenant, la radioactivité détermine, plus que la chaleur initiale, le flux de chaleur terrestre. Quant à la température de solidification, il l'estimait bien qu'avec certaines hésitations, à 7000° F, soit près de 3900° C. Par contre, il utilisait des valeurs acceptables pour le gradient géothermique moyen en surface (37° C par km) et pour le coefficient de diffusivité (0,012 unités cgs). Toujours est-il que l'ingéniosité de la méthode, sa simplicité, sans doute aussi le prestige de son protagoniste, donnèrent au résultat un poids considérable. Ce résultat, c'était 100 millions d'années, l'intervalle de confiance s'étendant de 20 à 400 millions.

Hutton avait affirmé « Dans l'économie du monde, je ne trouve pas trace d'un commencement ni perspective d'une fin ». Sous son influence, beaucoup de géologues s'étaient accoutumés, sinon à nier le commencement, du moins à l'enfouir dans un passé extrêmement lointain et obscur (*). La limite proposée par Kelvin en vint cependant à être généralement acceptée comme en témoignent un certain nombre de travaux publiés à la fin du siècle dernier : A. de Lapparent (1890) par exemple admet un minimum de 67 millions et un maximum de 90 millions ; pour Walcott (1893), le maximum est de 70 millions ; pour Sir Archibald Geikie (1899), la durée des temps géologiques était de 100 millions et pour Sollas de 80 millions. Tous ces auteurs utilisaient, comme base de leur estimation, la vitesse d'érosion ou de sédimentation (**).

Par exemple leur calcul admettait que le niveau des terres émergées s'abaissait

(*) En 1897, Kelvin a écrit une critique très amusante de cet état d'esprit.

(**) On trouvera dans Merrill (1924) et Schuchert (1931) un historique et une bibliographie de grand intérêt à ce propos.

d'environ un centimètre par siècle et que les produits de l'érosion se disposaient dans une région côtière dont la superficie valait $1/20^e$ de celle des continents. La vitesse de sédimentation était donc de 20 cm par siècle dans ces régions. Ceci établi, il suffisait de mesurer l'épaisseur des systèmes stratigraphiques pour estimer la durée des périodes correspondantes.

Il se posait bien sûr le problème des grandes discordances que certains croyaient universelles, et celui de la durée des temps précambriens ; ils prêtèrent à quelques discussions. De toute façon, il fallait admettre que la vitesse de sédimentation était restée constante au cours des temps géologiques. Cette interprétation quelque peu rigoriste du principe des causes actuelles est en fait acceptable pour les temps phanérozoïques, comme l'a montré A. Holmes (1965, pp. 351-362), qui en attribue la paternité à Samuel Haughton. On l'utilise encore pour relier l'échelle chronostratigraphique aux âges radiométriques (Wager, 1964), tout au moins dans certains cas (voir par exemple : Francis and Woodland, 1964). Toutefois la vitesse moyenne de sédimentation mesurée de cette façon, est plus proche de 30 cm par millénaire que de 30 cm par siècle. Elle est largement inférieure à celle que l'on peut mesurer localement en courte période, la sédimentation étant essentiellement discontinue (cfr. Holmes, 1937, Ch. III).

En 1893, le problème de refroidissement de la planète fut étudié à nouveau par Clarence King qui voulut tenir compte d'une contrainte supplémentaire. En effet dans l'entre-temps, Barus (1893) avait mesuré la température de fusion d'une diabase provenant d'une des intrusions triassiques du New Jersey, ainsi que le changement de volume à la fusion et d'autres propriétés de cette roche, alors jugée représentative de l'écorce terrestre. Il était donc possible de calculer en fonction de la pression et de la profondeur à quelle température devait fondre la diabase, et obtenir ainsi pour chaque profondeur une température limite, étant entendu à nouveau que l'écorce terrestre était essentiellement solide. Cet argument, l'un des plus classiques de la géothermométrie, est encore utilisé de nos jours. Sa version initiale est illustrée par la fig. 1, reprise avec quelques modifications de l'article original de Clarence King. Celui-ci remarque que dans les conditions choisies par Kelvin, une écorce solide de 26 miles reposerait sur une couche liquide de 200 miles d'épaisseur : l'action des marées donnerait, dit-il, à une telle structure une instabilité qui saute aux yeux. Avec la température initiale de 3900°C , on devrait admettre que l'âge de la terre est au minimum de 600 millions d'années, mais dans ce cas le gradient géothermique serait de loin inférieur à celui que nous connaissons. La température initiale était donc nécessairement inférieure à 3900°C . Et King remarque en passant que, étant donné la faible conductibilité des roches, le refroidissement n'a pu affecter malgré la longueur des temps géologiques, que la partie extérieure de la planète. C'était là aussi une acquisition.

Finalement, abandonnant l'idée qu'à l'instant $t = 0$ la terre achevait sa cristallisation, King propose comme âge de la terre 24 millions d'années. Et Kelvin, un peu plus tard se rangea à cet avis, fixant l'intervalle de confiance de 20 à 40 millions. Il avait pris en considération des arguments supplémentaires d'ordre astronomique ou géodésique. Mais malgré cela, malgré aussi l'apparent réalisme de l'étude de King qui se basait sur des données expérimentales solides, il ne rencontra cette fois que l'incrédulité, peut-être parce que, à cette même époque, de nouveaux arguments étaient introduits dans le débat par J. Joly (1899) et par R. S. Strutt, futur Lord Rayleigh. Ce dernier avait démontré, en 1896, la présence de radium dans l'écorce terrestre et en avait conclu à une production permanente de chaleur.

Quant à Joly, il se basait sur le cycle géochimique du sodium et appliquait

une idée initialement émise en 1715 par l'astronome Edmund Halley, le découvreur des comètes périodiques. En bref, il s'agissait tout simplement de comparer la quantité de sodium que les rivières apportent annuellement à l'océan avec la quantité totale qui s'y trouve de nos jours. Les travaux de Dittmar avait établi avec précision la composition des sels océaniques. Ceux de Murray permettaient d'estimer la composition des eaux de rivière ainsi que leur débit. Le calcul était donc possible. Son résultat fut étonnamment proche du premier obtenu par Kelvin : 97.600.000 années.

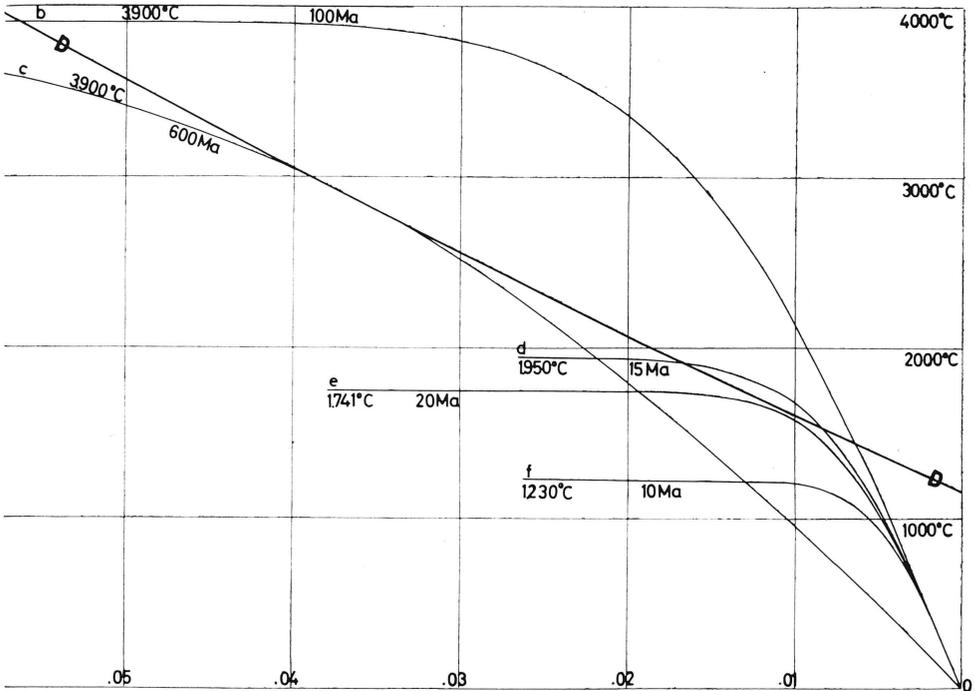


Fig. 1. — Répartition de la température dans l'intérieur du globe, dans l'hypothèse où aucun phénomène exothermique n'intervient, en fonction de l'âge de la Terre en millions d'années (Ma) et de la température initiale (d'après King, 1893, avec quelques modifications). En abscisse la profondeur, le rayon terrestre étant pris comme unité de longueur. Le gradient de température en surface pour les courbes *b*, *d*, *c* et *f* correspond à 50 pieds par degré Fahrenheit soit environ 37° C par kilomètre. La courbe marquée DD représente la température de fusion de la diorite en fonction de la profondeur.

Et à nouveau, il s'agissait d'une méthode tellement simple et ingénieuse qu'elle devait retenir l'attention. On s'attacha à y apporter des corrections de détail (Sollas, 1909 ; Clarke, 1910 ; Becker, 1910) mais avec pour seul effet de confirmer le chiffre de Joly au moins comme première approximation.

Vers 1910, le problème de l'âge de la terre dut paraître résolu. Et je me bornerai à citer ici un seul auteur, George F. Becker, parmi plusieurs autres qui ont exprimé dans un langage fort semblable leur confiance dans un résultat atteint par ces trois méthodes totalement indépendantes qui sont basées sur le refroidissement de la terre, la vitesse d'érosion et de sédimentation, et le bilan géochimique du sodium.

« These three methods seem to be mutually confirmatory and to give results » which converge towards some value near 60 or perhaps 65 million years. »

« This being granted, it follows that radio-active minerals cannot have the great » ages which have been attributed to them. Only something like a tenth of the heat » emitted by the earth can be ascribed to radio-activity plus all other exothermic » chemical transformations ; the remaining nine-tenths is heat due to compression. »

Il est évident que l'accord obtenu par des méthodes aussi diverses devait peser d'un grand poids, surtout peut-être sur les esprits les plus éclairés, ceux qui étaient à même de suivre à la fois la pensée d'un Kelvin, d'un Clarke ou d'un Geikie.

Mais en fait la radio-activité devait permettre de prouver la grande antiquité de la planète, des océans et des continents. C'est Rutherford lui-même qui avait suggéré la possibilité de mesurer l'âge d'un minéral en y dosant l'hélium, tout en reconnaissant aussitôt qu'il s'agirait là d'un âge-limite inférieur étant donné la perte d'hélium par diffusion (1906, pp. 187-188). Dès les premières mesures et la publication des travaux de Strutt entre 1908 et 1910, l'immensité des temps géologiques apparut.

BILAN ET CYCLE GÉOCHIMIQUES

Mais j'abandonnerai ici mon historique bien que j'en arrive à une période qui, à beaucoup d'égards, présente un maximum d'intérêt. Il s'agit en effet des répercussions qu'a eues sur la géologie, la naissance de la physique moderne. Ces répercussions ne sont peut-être pas comparables à la véritable révolution que le même événement fit subir aux sciences exactes. Néanmoins, leur importance est considérable. Elle se marque notamment dans la nature même de la géologie, qui de cette science essentiellement historique ou biographique qu'elle était encore au début du siècle, s'est de plus en plus orientée vers ce que j'appellerai la physiologie de la planète.

Chacun sait que, malgré les réticences initiales, malgré aussi des difficultés d'interprétation qui ne sont pas encore entièrement surmontées, les méthodes de datation absolue basées sur la radioactivité se sont imposées au point de supplanter toutes les autres, et cela grâce d'une part à la cohérence des résultats qu'elles ont permis d'obtenir, grâce d'autre part à la solidité de leur fondement théorique. Chacun sait aussi que l'âge de l'océan est de 3.500 millions d'années au moins, c'est-à-dire beaucoup plus assurément que ne le pensaient Kelvin et Joly. J'en reviendrai donc immédiatement au bilan du sodium et aux raisons pour lesquelles il conduit à un âge de l'océan dont l'ordre de grandeur même est erroné.

Il est généralement admis qu'il faut en rechercher le défaut dans le recyclage *lithosphérique* (*) du sodium (Barth, 1952 ; Nieuwenkamp, 1956), c'est-à-dire son incorporation dans des sédiments qui sont eux-mêmes incorporés aux continents et réapparaissent comme fournisseurs de produits d'érosion. C'était là une conclusion inéluctable une fois l'âge de la terre établi.

Les schémas présentés ci-après expriment de manière un peu outrancière sans doute les thèses en présence, mais ils permettent de localiser les nombreuses incertitudes qui subsistent encore dans l'établissement d'un bilan ou d'un cycle du sodium.

* * *

(*) Par opposition au recyclage *atmosphérique* auquel beaucoup d'auteurs réservent tout simplement le nom de recyclage.

On peut aussi écrire le bilan de l'opération et je l'écrirai ici comme le fait Sillen (1965) :

$$\begin{array}{rcccccc} \text{roche éruptive} & + & \text{matières volatiles} & = & \text{air} & + & \text{océan} & + & \text{sédiments} & (2) \\ (600 \text{ g}) & & (1\ 000 \text{ g}) & & (3 \text{ litres}) & & (1 \text{ litre}) & & (600 \text{ g}) \end{array}$$

Pour le sodium et les éléments non volatils, cette équation se réduit à :

$$\text{roche éruptive} = \text{sédiments} + \text{sel dissous dans l'océan} \quad (2bis)$$

Dans l'optique considérée, l'histoire géologique est caractérisée par une augmentation constante de la masse cumulée des sédiments, roches sédimentaires et méta-sédimentaires. Cette augmentation s'est faite aux dépens des roches éruptives qui ont dû être amenées à la surface des continents au fur et à mesure des progrès de l'érosion.

Ces roches éruptives sont forcément juvéniles ; elles sont produites par des phénomènes de différenciation qui prennent place dans le manteau de la terre ou dans les restes d'une écorce primordiale. Ceux-ci ont aussi pour effet de libérer, au fur et à mesure des besoins également (Rubey, 1951), les matières volatiles nécessaires (voir équation 2). Dans l'ensemble le volume total de l'écorce continentale s'accroît sans cesse, de même que celui de l'océan. Il faut donc lier cette vision des choses à l'hypothèse souvent défendue de nos jours selon laquelle la différenciation du manteau, commencée il y a quatre milliards d'années se poursuit encore aujourd'hui, provoquant la croissance des continents à leur périphérie (Wilson, 1954) ou l'épaississement des masses continentales (Michot, 1963 et 1968).

La masse des sels dissous dans l'océan augmente également. Mais ceci n'implique pas, il est important de le remarquer, un accroissement de la salinité des eaux car le volume même de l'océan croît avec le temps. Conway (1943) a examiné diverses hypothèses faites à ce propos. Quant aux gisements métallifères, il est clair qu'ils sont juvéniles à l'exception bien sûr de ceux qui résultent d'une différenciation exogène.

Un exposé moderne de ce schéma d'évolution est donné par Vinogradov (1968).

* * *

Dans son sens strict, le concept de cycle géochimique s'oppose radicalement à celui de bilan. En effet, il nie l'évolution. Il implique au contraire un état stationnaire, ou ce qu'on appelle parfois improprement un équilibre dynamique. En pratique il suppose qu'existent des mécanismes de régulation qui corrigent efficacement toute déviation que le système subirait par accident.

Dans une telle situation, illustrée par la figure 3, le volume et la salinité de l'océan restent constants ; la masse totale des sédiments et roches sédimentaires également ; le manteau ne se différencie pas : il se contente de restituer ici ce qu'il a absorbé là.

Ce schéma a lui aussi ses implications géologiques car il suppose en effet :

1° que tous les sédiments sont recyclés. Et cela n'est guère possible sans un mécanisme, tel que celui imaginé par Hess, assurant en permanence le balayage des fonds océaniques et l'incorporation aux continents de tout ce qui s'y dépose. On sait que, dans ces dernières années, un certain nombre d'observations sur la stratigraphie des sédiments pélagiques et sur les anomalies magnétiques qui bordent les dorsales océaniques ont été inscrites à l'appui de ce mécanisme hypothétique qui entraînerait la dérive des continents,

2° que toutes les roches éruptives proviennent d'un recyclage. Il existe aussi

des arguments en faveur de cette façon de voir qu'Armstrong a récemment défendue (1968).

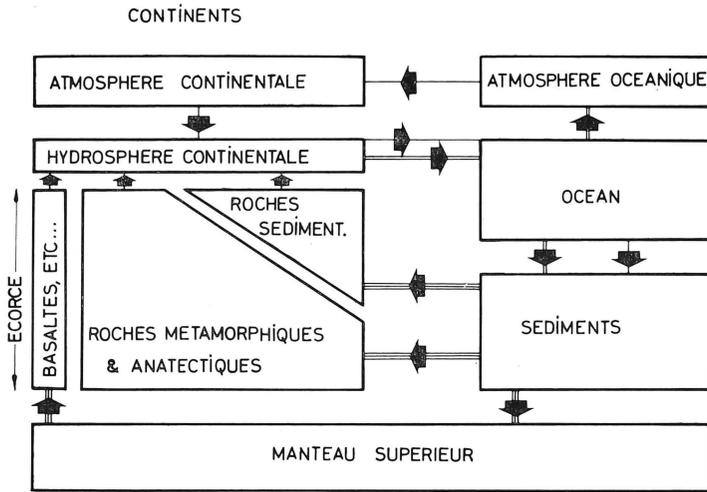


Fig. 3. — Le cycle géochimique maintenant l'écorce dans un état stationnaire.

Dans un système stationnaire, le rapport $\frac{A}{a} = T$ n'est plus l'âge de l'océan, mais simplement un paramètre qui caractérise le comportement dans le système de l'élément chimique ou de l'isotope considéré. Que devient d'autre part l'équation (2)? On est tenté de répondre qu'elle n'a plus de signification : la quantité totale et l'abondance relative des sédiments, de même que leur composition chimique, le volume de l'océan et sa salinité, sont eux aussi déterminés par le fonctionnement du système lui-même. La seule contrainte pouvant prendre l'expression d'un bilan concerne la composition, immuable, de l'ensemble du système, dans lequel il faut nécessairement inclure le manteau supérieur.

* * *

Il paraît évident que chacun des deux schémas présentés ci-dessus correspond à un point de vue extrême et, assurément, difficilement défendable. Personne ne met plus en doute le caractère cyclique des phénomènes lithosphériques. D'autre part, il est impossible de nier l'évolution géochimique, à la fois pour des raisons qui tiennent aux rapports étroits qu'elle présente avec l'évolution biologique et pour les raisons fondamentales qui ont conduit Kelvin à contester la philosophie actualiste ; on peut toutefois s'interroger sur l'importance de cette évolution au cours des deux derniers milliards d'années.

Il est peut être important de remarquer en outre que les deux schémas en question n'encadrent pas nécessairement la situation réelle. En effet ni l'un ni l'autre n'admet que la composition chimique de l'écorce ait pu varier au cours des temps géologiques ; or c'est là une possibilité, évoquée notamment par Engel (1964), qui ne sera pas facilement écartée malgré la grande permanence de certains types lithologiques (Condie, 1967).

Néanmoins, on peut se demander quelle part de vérité ils contiennent. Et à cet égard les équations (1) et (2) fournissent des méthodes intéressantes. La première utilise comme donnée de base celle que Joly a introduite dans l'étude du cycle géochimique et que beaucoup d'auteurs, jusqu'à Livingstone (1963) et Gregor (1967) ont utilisée après lui, c'est-à-dire : la quantité de sodium transportée annuellement par les rivières. Cette quantité est connue avec une précision satisfaisante, qui, comme je le montrerai dans le prochain paragraphe, se détériore malheureusement aussitôt qu'on introduit l'indispensable correction du recyclage atmosphérique. Quant à l'hypothèse, nécessaire elle aussi, que le lessivage du sodium aurait été constant au cours des temps géologiques, elle est, pour le moins, hasardeuse.

Il est donc utile de confronter cette première méthode avec les données qui constituent l'autre base de départ possible, soit : la différence de composition chimique entre les roches sédimentaires et les roches éruptives. Celle-ci a, comme on le sait, fait l'objet de plusieurs articles importants. Goldschmidt s'est efforcé d'en déduire la quantité totale de roche sédimentaire formée pendant les temps géologiques. D'autres auteurs, notamment Wickman (1954) et Goldberg et Arrhenius (1958) ont depuis lors apporté des modifications diverses à son calcul. Toutefois la tentative la plus ambitieuse et la plus intéressante dans cette entreprise me paraît être celle de Horn et Adams (1966), que pour cette raison je voudrais discuter plus longuement ici.

En effet ces auteurs sont parvenus à rassembler des données relatives à 65 éléments chimiques et ont obtenu ainsi un système de 65 équations qu'un ordinateur s'est chargé de manipuler. En principe ce système d'équations ne comporte qu'une inconnue : la masse totale de roche éruptive érodée depuis le début des temps géologiques ; en fait plusieurs autres inconnues interviennent dans l'estimation des abondances lithologiques.

Il est néanmoins étonnant que le bilan géochimique de Horn et Adams trouve son équilibre selon l'équation 2 bis pour 55 éléments, d'autant plus que, parmi les 10 restants, se trouvent Cl, S, Br, B, As, I et Se, c'est-à-dire ceux que l'on présume être les constituants de ces matières volatiles intervenant dans l'équation (2). En somme trois éléments seulement échappent à l'équilibre ; il s'agit de Mn, Pb et Mo, que l'on trouve en excès dans les roches sédimentaires, tout comme les éléments « volatiles ». Encore faut-il remarquer qu'en ce qui concerne le manganèse, dont l'abondance anormale sur les fonds océaniques avait déjà été discutée par Kuenen (1941 et 1950), des explications sont en vue (Bonatti, 1967).

Les résultats de Horn et Adams sont surprenants à d'autres égards, par exemple parce que l'équilibre y est obtenu pour un élément tel que le fluor, qu'on s'attendrait à trouver en excès comme le chlore, le brome et l'iode ; ensuite et surtout parce que dans le premier terme du bilan apparaît cette roche éruptive moyenne, qui a fait l'objet de tant d'estimations, mais dont on pense généralement qu'elle est la moyenne de beaucoup de choses parmi lesquelles certaines sont juvéniles et d'autres recyclées. Leur signification apparaîtra plus clairement dans l'avenir, lorsqu'on saura à quel point ces résultats sont sensibles — ou insensibles — à l'introduction de nouvelles données dans le programme de calcul. Sans entrer dans cette discussion, sans non plus vouloir diminuer en rien les mérites de Horn et Adams qui ont introduit en géochimie une méthode nouvelle et riche de promesses, je voudrais toutefois faire remarquer qu'en ce qui concerne le sodium et le calcium, les données qu'ils utilisent ne peuvent être acceptées sans réserves.

En effet, ils admettent 14 % de carbonate dans les sédiments « pélagiques », 10 % dans les « hémipélagiques » et 2 % dans le milieu constitué des orthogeosyn-

clinaux et des plate-formes adjacentes. Or Poldervaart (1955), partant de données partiellement objectives bien que certainement peu précises, en avait trouvé 72 % dans l'océan profond, 22 % dans le milieu « sub-océanique » et 22 % dans les « young folded belts ». Les deux auteurs adoptent des catégories différentes ; ils ne traitent pas le problème de la même manière ; leurs chiffres ne sont donc pas directement comparables. Néanmoins, les écarts sont tellement grands qu'il paraît impossible de les négliger et d'escamoter ainsi ce problème du calcium auquel Kuenen avait consacré, dès 1941, un remarquable travail.

Quant au sodium, Horn et Adams me paraissent en avoir surévalué la teneur dans les milieux sédimentaires. En effet, leurs sédiments hémipélagiques, dont la porosité est de 20 % et dont le poids dans le calcul de la moyenne est considérable, contiendraient 20 000 ppm ou 2 % de chlore. Leur densité apparente étant de 2,4, on peut calculer que la chlorinité de leurs eaux intersticielles doit être douze fois plus grande environ que celle de l'eau océanique moyenne. Cela paraît excessif et cependant c'est grâce à ce choix de données que le bilan se cloture. Plus exactement c'est grâce à ce choix que la moyenne pondérée des roches sédimentaires auxquelles pour la circonstance on ajoute tout le sel dissous dans l'hydrosphère, prend la composition d'une *roche ignée* acceptable. Par contre, un calcul analogue, utilisant les données de Poldervaart, aboutit à un résultat totalement inacceptable (voir tableau I), ce qui justifiait la conclusion suivante :

« The average sediment does not correspond at all to the « average igneous rock », » a fact which need not cause surprise and which has only been emphasized by » attempts to make it correspond » (Poldervaart, 1955, p. 131).

TABLEAU I
Roche sédimentaire moyenne

	A	B	C	D	E
SiO ₂	61,1	44,5	51,4	50,7	60,8
TiO ₂	0,8	0,6	0,7	0,7	0,8
Al ₂ O ₃	15,0	10,9	12,6	12,5	15,0
Fe ₂ O ₃	} 5,4	4,0	4,5	4,4	} 5,8
FeO		0,9	1,1	1,0	
MnO	0,1	0,3	0,3	0,3	0,4
MgO	2,8	2,6	3,0	3,2	3,3
CaO	5,1	19,7	22,8	22,5	7,5
Na ₂ O	3,9	1,1	1,3	2,4	2,9
K ₂ O	3,1	1,9	2,2	2,2	2,6
P ₂ O ₅	0,25	0,1	0,1	0,1	0,1
CO ₂		13,4			
Total	97,5	100,0	100,0	100,0	99,2

A « Roche ignée » de Horn et Adams.

B « Roche sédimentaire moyenne » de Poldervaart.

C Idem, sans tenir compte du CO₂.

D Idem, + sel océanique.

E Idem, moins la quantité de calcaire qu'il faut lui soustraire pour obtenir des teneurs en éléments insolubles comparables à celles de la colonne A.

Même si l'on soustrait du carbonate océanique (Ca : Mg = 40) au sédiment moyen de Poldervaart jusqu'à lui donner des teneurs en éléments insolubles comparables à celles obtenues par Horn et Adams, il subsiste des divergences en sens opposé en ce qui concerne Ca et Na (Tableau I, colonne E).

Pour conclure ce paragraphe, je me bornerai à constater que les plus récents parmi les travaux consacrés au bilan du sodium tendent à montrer qu'il peut être en équilibre. Il est sans doute trop tôt pour évaluer définitivement les hypothèses de calcul qui y sont présentées. Il est possible qu'elles soient réalistes et qu'en fait des évaluations apparemment plus objectives soient dans l'erreur. Je soupçonne pour ma part qu'elles ne sont pas réalistes ; aussi j'admettrai dans les paragraphes suivants que le recyclage du sodium reste un problème, auquel je voudrais proposer ici une nouvelle solution en introduisant un terme supplémentaire dans l'équation (2), ou plus explicitement en admettant qu'au cours des temps géologiques il s'est constitué dans la partie inférieure de l'écorce un matériau complémentaire du « sédiment moyen » c'est-à-dire plus riche en soude et moins riche en chaux. Cette solution, qui implique l'idée d'une écorce continentale en croissance permanente est, me semble-t-il, de nature à résoudre le conflit qui oppose les héritiers de Lyell, partisans d'un état stationnaire, et ceux de Kelvin, convaincus de l'évolution inéluctable et incessante de l'écorce terrestre vers un état de stabilité ultime.

Le débat entre ces deux groupes est dans une très large mesure centré sur deux questions principales :

1. La réversibilité géochimique des phénomènes géologiques.
2. La croissance de l'écorce terrestre.

J'utilise ici le terme de « réversibilité » dans un sens très lâche pour comprendre tous les phénomènes dont l'effet est de compenser d'une manière ou d'une autre l'altération atmosphérique et les mises en solution qui l'accompagnent. Certains de ceux-ci pourraient prendre place dans les profondeurs de l'écorce terrestre ou même dans le manteau. D'autres prennent place dans l'hydrosphère.

Dans le prochain paragraphe, je voudrais faire le point en ce qui concerne cette réversibilité, en réservant pour le suivant la question de la croissance qui, comme on le sait, est extrêmement controversée. Livingstone (1963) et Gregor (1967a) ont consacré d'excellents articles à la réversibilité des phénomènes géochimiques. Je crois cependant utile d'y revenir en la présentant sous un éclairage différent.

LE RECYCLAGE DU SODIUM

Certaines données numériques sont nécessaires ici, que je m'efforcerais tout d'abord de justifier.

1. *Volume et masse de l'écorce terrestre continentale.*

J'accepterai la nouvelle estimation présentée par Armstrong (1968), soit $7,3 \times 10^9 \text{ km}^3$ ou $20 \times 10^9 \text{ Gt}$ (*). Elle est basée sur des données récentes concernant le relief sous-océanique et l'épaisseur de l'écorce, l'isobathe de 2 000 mètres étant utilisée pour limiter les masses continentales vers le large. Elle correspond à un taux annuel moyen de croissance de $1,6 \text{ km}^3$ ou $4,5 \text{ Gt}$ dans l'hypothèse où les protocontinents étaient absents il y a 4 500 Ma (**). S'il existait, dès cette époque, des protocontinents (Fourmarier, 1962), ou si un apport météoritique avait

(*) J'utiliserai ici comme unités la mégatonne (1 Mt = 10^6 tonnes) et la gigatonne (1 Gt = 10^9 tonnes).

(**) Millions d'années.

contribué initialement à la constitution des masses continentales (Donn et al., 1965), le taux moyen de croissance serait bien entendu plus faible.

2. *Volume de la sédimentation annuelle.*

D'après Kuenen (1950, p. 233 et 391), les rivières apportent annuellement à l'océan 12 km³ de matériaux non dissous, auxquels s'ajoutent 1,5 km³ de poussières volcaniques, de précipités chimiques, etc. Ces chiffres sont acceptés tels quels par Poldervaart (1955, p. 122) et par Gilluly (1955, p. 14), le premier de ces auteurs admettant une densité moyenne de 2,7 et estimant ainsi à 32,5 Gt le taux annuel de la sédimentation dans la nature actuelle. Par contre Livingstone (1963, p. 1065) pense qu'il s'agit là d'un volume mesuré avant compaction ; il estime toutefois que la sédimentation marine annuelle ne peut pas être inférieure à 8 km³.

Récemment Judson et Ritter (1964) ont publié une nouvelle estimation du taux moyen d'érosion pour l'ensemble du territoire des États-Unis, en utilisant des données beaucoup plus complètes que leurs prédécesseurs ; ils aboutissent à 6 cm par millénaire. Si nous extrapolons ceci à l'ensemble des terres émergées, en admettant qu'aux points de vue morphologique, géologique, et climatologique, les États-Unis en sont un échantillon représentatif, nous arrivons à un volume global de 9 km³, soit environ 25 Gt par an. Ceci correspond à un transport moyen de 600 mg de solides par litre d'eau de rivière.

Ce dernier chiffre paraît élevé : à son embouchure le Congo transporte 40 mg/litre de matières suspendues et charriées (Spronck, 1941) ; l'Amazone en crue atteint 120 mg/litre (Gibbs, 1967), de matières suspendues ; le Mississipi 250 mg/litre (Edwards, Kister et Scarcia, 1956, cités par Makenzie et Garrels, 1966). Or, en général, la charge suspendue est la fraction la plus importante du débit solide d'une rivière.

La faible turbidité des grands fleuves coulant dans les plaines humides peut-elle être si largement compensée par celle des rivières de montagne ? Cela paraît invraisemblable.

J'utiliserai donc ici les chiffres de 9 km³ et 25 Gt comme des limites supérieures pour le taux annuel de la sédimentation marine contemporaine. En fait des estimations largement inférieures apparaissent dans la littérature.

Je cite celle de Holmes (1965, p. 511), qui propose sans donner de justification le chiffre de 8 Gt de sédiments dont le tiers serait chimique, ce qui nous laisserait 2 km³ environ de sédiments détritiques ; et celle de Goldberg et Arrhenius (1958), qui trouvent 2 Gt de matières détritiques et pyroclastiques par an, au terme d'un calcul faisant intervenir de nombreuses hypothèses.

On le constate, le taux annuel moyen de la sédimentation marine dans la nature contemporaine est très mal connu : il est vraisemblablement de l'ordre de 10 Gt/an (*). Quant à l'extrapoler dans le passé, c'est manifestement très difficile. Il faudrait d'abord tenir compte du rôle de l'agriculture et de la déforestation pendant les derniers siècles. Auparavant d'autres événements ont pu survenir pour le modifier : Gregor (1968), s'appuyant sur les données de Ronov (1959), suggère qu'au Dévonien le taux d'érosion est tombé au cinquième de sa valeur antérieure. Il est donc nécessaire d'envisager un large éventail de valeurs, s'étendant de 50 à 2 Gt/an.

3. *Survivance des formations sédimentaires.*

Ronov et ses collaborateurs (1959) ont estimé, pour chaque série géologique

(*) Dans un article paru après le dépôt de ce manuscrit, Judson propose 9,3 Gt/an après une nouvelle étude critique de tout le problème (*American Scientist*, 1968, vol. 56, p. 356-374).

depuis le début du Dévonien jusqu'à la fin du Jurassique, le volume total des formations sédimentaires ayant échappé à l'érosion et subsistant à l'intérieur des continents actuels. Ce volume est de $265 \times 10^6 \text{ km}^3$, l'intervalle de temps considéré étant de 260 Ma (*). Il faudrait lui ajouter ce qui subsiste à l'intérieur des plateformes continentales actuelles pour obtenir une estimation plus significative de la contribution sédimentaire à l'édification des continents.

Telles qu'elles sont cependant, les données de Ronov sont très intéressantes car, comme l'a bien montré Gregor (1968), elles indiquent que le volume d'un système ou d'une série stratigraphique diminue avec le temps d'une manière approximativement exponentielle, la majeure partie étant érodée pendant les 100 ou 150 Ma qui suivent immédiatement son dépôt.

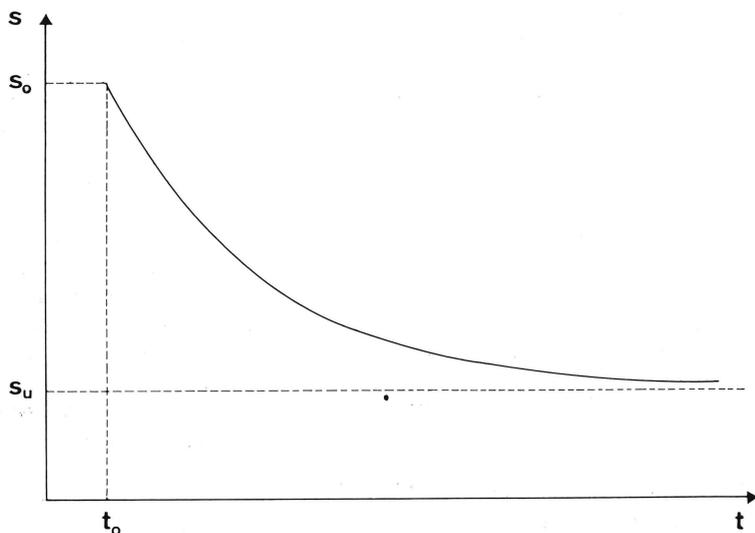


Fig. 4. — Survivance d'une unité chronostratigraphique en fonction du temps (voir texte).

En schématisant, et en modifiant les notations de Grégor, je définirai donc ici (fig. 4) :

s_0 : le taux annuel de sédimentation, pour lequel j'ai déjà retenu l'ordre de grandeur de 10 Gt/an

t_0 : l'instant stratigraphique considéré

s : le taux de survivance de la sédimentation, ou portion de la sédimentation initiale (en Gt/an) qui, au temps t , a résisté à l'érosion

s_u : le taux de survivance ultime, c'est-à-dire la portion devant échapper définitivement à l'érosion (également exprimée en Gt/an)

a : une quantité qui n'a malheureusement aucune chance d'être une constante universelle.

Et j'écrirai (voir fig. 4) :

$$s - s_u = (s_0 - s_u)e^{-a(t-t_0)} \quad (3)$$

(*) L'estimation de Ronov, qui correspond à une masse de $700 \times 10^6 \text{ Gt}$, est élevée par rapport à celle de Poldervaart qui trouve $480 \times 10^6 \text{ Gt}$ pour l'ensemble des sédiments subsistant dans les « young folded belts » et sur les boucliers.

On peut aussi définir, si l'on considère des données comme celles de Ronov, un taux moyen de survivance \bar{s} relatif à l'intervalle de temps ($t_1 - t_0$) qui s'est écoulé depuis l'instant t_0 jusqu'à nos jours. Si pendant cet intervalle, s_0 , s_u , et a étaient restés constants, \bar{s} serait l'ordonnée moyenne de la courbe $s(t)$ entre t_0 et t_1 .

Mais ce qui me paraît ici important de remarquer, c'est que le taux de survivance ultime s_u ne doit pas être nul sauf dans des cas particuliers. En effet, dans les régions les plus profondément érodées de l'écorce terrestre et dans les plus anciennes, on trouve des restes abondants de roches sédimentaires et métasédimentaires comme P. Michot (1963 et 1968) l'a récemment souligné. Tout porte à croire qu'il en existe encore à des niveaux inférieurs, où elles se trouvent définitivement ou presque à l'abri de l'érosion et contribuent par conséquent à la croissance de la partie permanente de l'écorce.

Une autre remarque s'impose : les quantités s , s_0 , s_u et a peuvent être définies séparément pour les sédiments de plate-forme et les autres, pour les calcaires, les pélites, etc.

Par exemple, il est vraisemblable qu'avant le Crétacé les calcaires ont été plus rapidement recyclés que les autres sédiments à la fois à cause de leur grande solubilité et à cause de leur abondance particulièrement grande dans les sédiments de plate-forme.

4. *Recyclage atmosphérique du sodium.*

Livingstone (1963) a estimé à 200 Mt la quantité de sodium transportée annuellement en solution par les rivières actuelles. Les travaux de Gibbs sur l'Amazonie (1967) conduisent à corriger ce chiffre de 5 %, ce qui l'amène à 190 Mt/an, au lieu des 160 Mt/an calculés par F. W. Clarke en 1924.

Quant à l'étape qui logiquement, et traditionnellement depuis Joly, suit cette estimation, elle me paraît aussi difficile à franchir et aussi hasardeuse aujourd'hui qu'au début du siècle. La théorie souvent admise à ce sujet (Junge, 1963) est la suivante : les gouttelettes d'eau de mer mises en suspension dans l'atmosphère sous l'action de la houle et des vagues, s'évaporent en laissant de minuscules cristaux de sel entourés d'une écorce liquide contenant le chlorure de magnésium, qui est hygroscopique. Ceux-ci, transportés par les vents vers les continents, servent d'embryons aux gouttes de pluie lors de la condensation ; ils se dissolvent à nouveau et retournent à l'océan par les rivières.

Joly et d'autres, parmi lesquels Livingstone, se sont efforcés d'estimer ce recyclage atmosphérique en se basant sur la composition des eaux de pluie, telle qu'elle ressort des analyses publiées. Il est maintenant devenu clair que cette méthode est incertaine et je me bornerai à citer quelques publications parmi les plus récentes, qui paraissent infirmer le point de vue de Junge selon lequel, dans les eaux de pluie et les eaux douces, le rapport Cl/Na (*) est voisin de 1,8 comme dans l'océan, sauf lorsqu'il y a addition d'HCl d'origine industrielle : Fisher (1968) trouve que Cl/Na est voisin de l'unité dans une région dépourvue d'industrie lourde ; Petrenchuk et Drozdova (1966) mesurent des valeurs comprises entre 2 et 3 dans l'eau des nuages ; Rutheford (1967) observe des variations de 1 à 10 dans les neiges de l'Ontario. Tous concluent que la composition de la précipitation résulte d'influences complexes dont certaines sont locales.

Une autre hypothèse de départ est que tout le chlore des eaux de précipitation est recyclé et avec lui une quantité proportionnelle de sodium. Elle doit avoir été

(*) Les deux concentrations sont pondérales.

présentée initialement par Sollas (1909). Elle serait acceptable dans l'hypothèse où les évaporites ne joueraient qu'un rôle négligeable dans le recyclage lithosphérique.

Pour terminer ce paragraphe, je rappellerai une estimation que Livingstone présente comme une limite supérieure : 90 Mt/an de sodium seraient recyclés par l'atmosphère.

5. *Recyclage lithosphérique des chlorures.*

Les réserves des États-Unis en sel gemme sont estimées à 60×10^6 Mt (Kerns, 1965), ce qui doit correspondre à 20×10^6 Mt Na. Pour extrapoler ce chiffre à première vue fabuleux à l'ensemble des régions continentales, y compris les plate-formes, il faudrait le multiplier par 10 ou 20. Étant donné que le sel est presque uniquement phanérozoïque, on obtiendrait ainsi un taux moyen de survivance de l'ordre de 0,5 Mt Na/an. Il s'agit là d'une limite inférieure car il existe du sel en dehors des « réserves » exploitables ou jugées telles en ce moment.

D'autre part Ronov (1959) estime à $2,2 \times 10^6$ km³ le volume des évaporites subsistant dans les systèmes Dévonien à Jurassique. Et Grégor s'efforce de justifier à partir de là le chiffre de 5×10^6 km³ pour l'ensemble des systèmes phanérozoïques (*); le taux moyen de survivance serait alors de 10 Mt Na/an environ, mais il s'agit là d'une limite supérieure car les évaporites ne sont pas faites entièrement de halite.

Il n'est pas nécessaire d'aller plus loin dans ces estimations. En effet, il est vraisemblable que les évaporites sont recyclées plus rapidement que les autres types de sédiments en raison de leur dépôt en eaux peu profondes, de leur grande solubilité et de leur comportement diapirique, à quoi il faut maintenant ajouter leur utilisation industrielle. Leur taux annuel de sédimentation doit donc être plusieurs fois supérieur au taux moyen de survivance.

Dans ces conditions, il faut conclure que le recyclage du sodium sous forme chlorurée par la voie atmosphérique d'une part, par la voie des évaporites d'autre part, peut effectivement concerner les quantités observées dans les rivières actuelles. Quant à la part relative des deux phénomènes, elle est difficile à établir (**); elle a d'ailleurs pu varier au cours des temps géologiques; tout porte à croire par exemple que le taux de sédimentation des évaporites a atteint un maximum au Permien. En outre il faudrait peut être tenir compte du recyclage par les eaux interstitielles et le chlorure de sodium disséminé dans les roches communes, notamment les shales (Billings et Williams, 1967).

Je me contenterai donc, dans les pages qui suivent, de distinguer un recyclage chloruré d'une part, un recyclage non-chloruré d'autre part, sans me préoccuper davantage des composantes atmosphérique et lithosphérique qui interviennent dans le premier.

6. *Recyclage du sodium non chloruré.*

Revenant maintenant à la méthode proposée par Sollas en 1909, et considérant que les rivières actuelles transportent annuellement 250 Mt de chlore (Livingstone, 1963b), nous pouvons calculer que :

- a) si les chlorures sont recyclés avec la composition du sel marin (Cl/Na=1,81), il reste à recycler 60 Mt/an de sodium sous une forme non chlorurée,
- b) s'ils sont recyclés avec la composition du NaCl, il reste à recycler 40 Mt Na/an.

(*) En utilisant les chiffres de Horn et Adams, on obtient 15×10^6 km³.

(**) Une faible partie du chlore pourrait bien sûr être juvénile.

Retenons le chiffre de 50 Mt/an : c'est la quantité de sodium qui doit provenir de l'érosion chimique des silicates et qui doit quitter l'océan en se recombinant aux silicates. Elle correspond à un temps de résidence de 300 Ma (puisque l'océan contient environ 15×10^9 Mt de sodium), soit à peine la dixième partie de l'âge de l'océan.

Et puisque nous retrouvons ici le nœud du problème, une question préliminaire se pose : quelle confiance peut-on accorder à ce résultat ? Est-il possible qu'il soit surestimé ?

Dans l'abstrait, la réponse paraît indiscutablement positive ; les causes d'erreur sont nombreuses et je les classerai ici en trois catégories :

a) celles qui résultent d'une sous-estimation du recyclage chloruré, le chlore enlevé à l'océan ne lui étant pas entièrement restitué par les rivières.

Une partie de ce chlore, sous forme d'HCl par exemple, retournerait directement de l'atmosphère à l'océan. D'après Junge (1963), HCl est libéré par l'addition d'H₂SO₄ aux particules de sel en suspension dans l'air, notamment au-dessus des régions industrielles.

b) celles qui résultent d'un stockage du chlore sur les continents.

Une partie du chlore serait stockée, en combinaison avec du calcium, dans les réservoirs souterrains au moment où ceux-ci augmentent de volume ou de salinité. Une partie le serait à la faveur de l'activité industrielle, le chlore étant insolubilisé dans les matières plastiques (Grégor, 1966, p. 28), plus largement que le sodium dans le verre.

c) celles qui résulteraient d'une accélération momentanée de l'érosion chimique, due à l'activité humaine ou aux changements climatiques, et ayant pour effet de modifier le pH de l'océan.

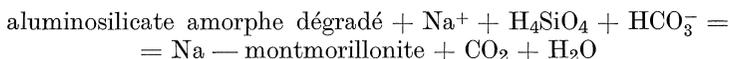
Toutes ces causes d'erreur ont été examinées par d'autres auteurs. Aucune ne paraît dirimante (voir notamment Livingstone, 1963). J'accepterai donc ici cette estimation de 50 Mt Na/an.

7. Recyclage par les minéraux des argiles.

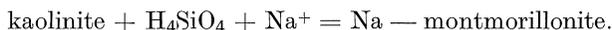
Sous l'impulsion de Sillen (1961), plusieurs auteurs se sont récemment intéressés au rôle des minéraux argileux dans le recyclage des éléments dissous. Parmi les derniers en date, Mackenzie et Garrels (1966) ont été jusqu'à proposer un modèle dans lequel 25 % du sodium disponible est consommé par la réaction :



et le reste, soit 75 % par la suivante :



Holland avait d'autre part proposé en 1965 :



La caractéristique commune de toutes ces réactions est qu'elles produisent de la montmorillonite sodique ; et cela est indispensable étant donné que les illites (Hower et Mowatt, 1966) comme les chlorites et les kaolinites contiennent fort peu de sodium. Acceptons ici la formule conventionnelle de la montmorillonite



qui répond à une teneur en sodium d'environ 2 %. Et nous trouvons que pour consommer 50 Mt Na/an, il faut fabriquer 2,5 Gt de montmorillonite sodique. Que penser de cette estimation?

Nous pouvons tout d'abord la comparer aux données de Griffin, Windom et Goldberg (1968) sur la distribution des minéraux argileux sur les fonds océaniques actuels ; et plus particulièrement aux données concernant l'océan Atlantique. En effet dans le Pacifique, l'altération de matériaux volcaniques joue un rôle trop important dans la minéralogénèse.

D'après ces données, la montmorillonite détritique ne doit pas faire plus de 20 % en moyenne de la fraction des sédiments dont la granulométrie est inférieure à 2 microns. Cette fraction devrait donc se monter à 12,5 Gt.

Si l'on ajoute que la montmorillonite apportée par les rivières n'est pas entièrement calcique et que celle qui se dépose sur les fonds marins n'est pas entièrement sodique, on arrive à la conclusion que le recyclage du sodium non-chloruré dans la nature actuelle exige une sédimentation détritique très abondante, peut-être même supérieure aux estimations les plus élevées qui ont été présentées.

Cette solution du problème ne paraît pas vraisemblable. On ne peut pas la rejeter définitivement étant donné toutes les incertitudes qui pèsent sur les données utilisées, en premier lieu sur le taux annuel de la sédimentation détritique, en second lieu sur la proportion de montmorillonite que l'on y trouve (les sédiments des fonds océaniques ne sont pas nécessairement un échantillon représentatif de l'ensemble des sédiments). Néanmoins, la recherche d'autres modes de recyclage pour le sodium non chloruré paraît amplement justifiée ; et c'est à ce sujet que je voudrais consacrer les deux paragraphes qui suivent (*).

Peut-être faut-il ajouter ici une difficulté supplémentaire : les roches pélitiques anciennes ne paraissent pas contenir assez de montmorillonite (Weaver, 1968) pour justifier leur teneur en sodium. Cet élément doit se trouver en grande partie sous une autre forme. Il y a là un intéressant problème qui n'a pas suffisamment attiré l'attention des chercheurs.

8. Importance du métamorphisme dans le recyclage du sodium.

Certains auteurs attribuent au métamorphisme une importance majeure dans le recyclage du sodium non-chloruré. Ils observent que les roches métamorphiques, et en particulier les gneiss, sont en moyenne plus sodiques que les roches sédimentaires :

« Marked chemical changes in the plutonic series from argillite to granitic » para-gneiss can hardly be denied and have been demonstrated repeatedly in » different localities » (Green and Poldervaart, 1958, p. 111).

Ils en concluent que ces différences de composition résultent d'un métasomatisme accompagnant, en général bien que pas nécessairement dans chaque cas particulier, le métamorphisme régional.

Cette argumentation me paraît aujourd'hui plus incertaine que jamais, pour les trois raisons que voici :

1° Une roche sédimentaire contenant initialement 3 ou 4 % Na_2O possèdera souvent beaucoup de feldspath dès le début du métamorphisme : elle prendra donc l'aspect d'un gneiss plus tôt qu'une roche potassique, qui doit attendre pour cela la déshydratation de la muscovite. Les différences de composition entre micaschiste

(*) En fait, c'est l'impossibilité d'équilibrer le bilan géochimique (voir p. 15) qui démontre l'existence d'autres modes de recyclage non-chloruré.

moyen et gneiss moyen, en ce qui concerne les teneurs en éléments alcalins, sont donc liées, dans une certaine mesure au moins, à la définition même de ces deux types de roche.

2° Il n'est pas contestable que d'immenses volumes de gneiss quartzofeldspathiques à forte teneur en soude, d'âge souvent pré-cambrien, existent dans l'écorce terrestre. Mais il est tout aussi certain que d'immenses volumes de grauwacke (*) possédant des teneurs en sodium analogues, ayant peu subi le métamorphisme, sont présents dans les systèmes phanérozoïques.

Ainsi, Bailey, Irwin et Jones (1964) estiment à $1,4 \times 10^6$ km³ au minimum le volume des grauwackes Franciscains de la Californie. Il n'est donc pas étonnant que beaucoup d'auteurs font dériver leur gneiss, et particulièrement leurs gneiss à oligoclase, quartz et biotite, de grauwackes par un métamorphisme isochimique (Engel et Engel, 1953 ; Sims et Buddington, 1958 ; Dietrich, 1959 ; Sims and Gable, 1964 ; Eade et al. 1966).

3° Considérons comme modèle un système constitué d'un sédiment pélitique contenant initialement 50 % d'eau de mer. Sous le poids des couches surincombantes, cette eau de mer en est progressivement expulsée. Toutefois nous savons que dans les circonstances favorables, des effets de paroi semi-perméable en accroissent la salinité. Envisageons le cas où un quart du sel initialement présent est retenu dans une solution qui se concentre de plus en plus au fur et à mesure que la pression et la température s'élèvent, cette solution contenant 2,5 kg de sodium par m³ de roche sèche.

Orville (1963) a établi qu'à 600° C et sous des pressions de quelques kilobars, l'albite et l'orthose sont en équilibre avec des solutions chlorurées dont le rapport Na/K vaut environ 4. In s'ensuit qu'en atteignant cette température, la solution interstitielle présente dans notre système aura perdu 20 % du sodium qu'elle contenait initialement, à la suite d'une réaction d'échange avec les feldspaths. Si le fluide est à ce moment là expulsé de la roche, celle-ci aura gagné par cet échange 0,5 kg Na par m³ de roche sèche, soit environ 0,02 % et perdu une quantité équivalente de potassium.

Le volume de sédiment soumis au métamorphisme ne dépasse certainement pas 1 km³/an en moyenne. La quantité de sodium recyclée dans le cas mentionné est donc au maximum de 0,5 Mt Na/an, soit une quantité négligeable à l'échelle qui nous intéresse ici. L'anatexie ne peut pas changer cet ordre de grandeur.

Les chiffres présentés ci-dessus illustrent une inférence de portée plus générale : lorsque la roche atteint des températures où les échanges cationiques deviennent importants, elle a perdu sa porosité de sorte que l'effet global des échanges est faible (**). Ceci n'est plus vrai bien sûr, si l'eau de mer circule constamment au travers de la roche, hypothèse à laquelle je consacrerai le prochain paragraphe.

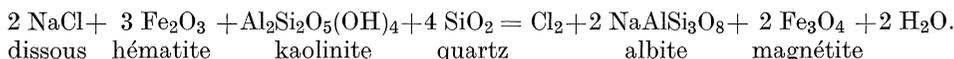
Auparavant, je voudrais toutefois envisager très brièvement une autre possibilité, dans le but de montrer qu'elle non plus ne peut apporter aucune contribution quantitative au problème qui nous concerne.

Si le chlore pouvait quitter le système sans être accompagné de cations métalliques, le sodium initialement dissous pourrait être, dans une mesure plus importante,

(*) Ce terme est utilisé ici dans le sens que lui donne Pettijohn.

(**) Les travaux expérimentaux de Gregor (1967) ne modifient pas cette conclusion. En effet, il est évidemment possible de transformer *entièrement* de l'orthose ou de l'illite ou n'importe quel aluminosilicate d'élément soluble en un minéral sodique (albite, analcime, paragonite) par réaction avec une solution de NaCl, tout au moins dans des conditions de température et de pression cinétiquement favorables. La condition nécessaire et suffisante est que la solution soit abondante par rapport à la phase solide.

incorporé à la roche. Il est donc intéressant d'examiner un équilibre tel que



Le calcul montre que à 600° K, si la solution est saturée en NaCl, la fugacité du chlore dans cet équilibre est de l'ordre de 10^{-18} bar. Un transport important de chlore diatomique paraît dans ces conditions exclu. D'autres équilibres que j'ai examiné me conduisent à confirmer cette conclusion et à l'étendre à d'autres espèces moléculaires et ioniques.

9. *Métasomatisme sodique.*

La discussion qui précède n'épuise certainement pas ce sujet difficile et je ne cherche pas ici à conduire le lecteur vers la conclusion qu'à haute température le métasomatisme sodique est impossible sauf à petite échelle. Chacun sait à quel point il est difficile en géologie de prouver a priori l'impossibilité d'un phénomène ou d'une situation. L'exemple de Lord Kelvin, que je rappelais tout à l'heure, illustre bien la complexité souvent inattendue des phénomènes naturels face aux modèles nécessairement simples que le raisonnement suggère.

La seule conclusion que je serais tenté de tirer, c'est que le métasomatisme sodique est beaucoup plus vraisemblable dans un milieu de grande perméabilité où circule une phase liquide en communication avec l'océan. Une situation particulièrement favorable se rencontrerait, me semble-t-il, dans une épaisse accumulation sous-marine de couches sédimentaires et pyroclastiques non consolidées où des roches intrusives se mettraient en place. Dans ces conditions, les eaux interstitielles, circulant et se renouvelant sans cesse par convection, seraient à même d'échanger des quantités importantes de potassium, de calcium, de fer et de magnésium, donnant naissance à des roches qui, à la limite, auraient pour seuls constituants essentiels le quartz et l'albite. Les couches les plus perméables seraient transformées les premières dans des conditions intermédiaires entre la diagenèse et le métamorphisme, c'est-à-dire à des températures où la cinétique des transformations deviendrait satisfaisante. Si le refroidissement des intrusions ou la tectonique contribuait à renouveler la perméabilité de l'ensemble, le phénomène affecterait finalement les roches intrusives elles-mêmes, ainsi que les laves présentes dans la succession stratigraphique (*).

En fait, les roches comptant le quartz et l'albite parmi leurs minéraux essentiels ne sont pas rares, qu'on les appelle kéraatophyres, albitophyres, schistes et granulites quartzo-albitiques, ou gneiss albitiques. On les rencontre en particulier sous des faciès métamorphiques de basse température ; l'albite y est souvent très pure et sa structure est ordonnée. Elles peuvent occuper des volumes considérables, mais à ma connaissance aucune estimation de ce volume à l'échelle mondiale n'a jamais été tentée. Il n'est donc pas possible d'affirmer qu'elles jouent un rôle quantitatif dans le cycle du sodium. Admettons qu'en moyenne le métasomatisme leur ait ajouté 3 % de sodium ; il faudrait dans ces conditions en former 0,01 km³/an pour consommer 1 Mt Na/an. Ces chiffres permettent de penser que leur rôle n'est pas négligeable.

(*) Une autre possibilité est offerte par la circulation de l'eau de mer dans un appareil volcanique d'où HCl pourrait s'échapper à l'état gazeux, la soude étant retenue dans le magma. Je suis tenté de l'écarter, étant donné l'absence de preuves que cet enrichissement en soude affecte d'une manière générale les laves océaniques (Manson, 1967).

Il est remarquable que la genèse de ces roches soit conçue par différents auteurs de manières aussi différentes ; et je me bornerai à citer ici à titre d'exemples (*) quelques régions qui ont fait l'objet de travaux récents.

a) La région de l'Aragua Central au Vénézuéla, décrite par Shagam (1960) : la Santa Isabel formation, appartenant au système Crétacé et épaisse de plus de 1 000 mètres, y consiste à raison de 70 % de roches quartzo-albitiques titrant jusqu'à 7 % Na_2O . Le métamorphisme atteint le faciès albite-épidote-amphibolite, bien que le glaucophane soit localement observé. Des intrusions dioritiques, antérieures au métamorphisme, sont présentes.

Des arguments cartographiques et pétrographiques (absence complète d'oligoclase ou d'andésine même sous forme de reliques) suggèrent à Shagam que la forte teneur en soude est originelle, et avec elle l'absence de chaux et de potasse. Les « granulites et schistes quartzo-albitiques » de l'Aragua central seraient donc tout simplement pour lui des sédiments affectés par un métamorphisme isochimique.

b) L'Oregon central où des couches essentiellement pyroclastiques appartenant au Jurassique inférieur ont été albitisées, leur teneur en Na_2O pouvant croître de 1 à 7 % et leur teneur en CaO tombant de 3 à moins de 1 %. Dickinson (1962) montre bien qu'ici la composition chimique a été modifiée après le dépôt ; il attribue les changements aux eaux connées et à la diagenèse.

c) Dans les Alpes, les régions décrites par R. Michel (1953) où affleurent les schistes lustrés et des unités plus anciennes, contenant des roches qui titrent parfois plus de 4 % de soude. L'observation pétrographique conduit ici à la conclusion que l'albitisation est post-cinématique et postérieure, en partie au moins, au « métamorphisme d'ectinisation ». Cependant pour R. Michel (op. cit., p. 279), l'agent de transport du sodium serait l'eau ; la température de cristallisation, estimée par décrépito-métrie, serait voisine de 175° C.

d) Les îles St. Thomas et St. John, U. S. Virgin Islands, décrites par Donnelly (1966), où la Water Island formation, d'âge Crétacé et épaisse de plus de 5 000 mètres, est constituée essentiellement de roches effusives et pyroclastiques dont 80 % sont des kératophyres titrant en moyenne 5,5 % Na_2O . Il existe également là-bas des kératophyres intrusifs. La chlorite, le stilpnomélane et la pumpellyite sont présents.

Pour Donnelly, les kératophyres résulteraient de la cristallisation d'un magma exceptionnellement sodique.

Il va de soi que tous les phénomènes d'albitisation ne doivent pas être nécessairement attribués à la même cause. Cependant, il est tentant de mettre en relation ces deux grands problèmes non résolus ou mal résolus que sont le recyclage du sodium non-chloruré d'une part, les roches sodiques observées en de si nombreux endroits dans l'orogène alpin d'autre part. L'âge de l'albitisation est parfois en contradiction avec notre hypothèse d'une circulation de l'eau de mer dans des roches encore largement perméables. Mais l'âge du métasomatisme sodique n'est peut être pas toujours celui de l'albitisation. L'albite pourrait en effet résulter de la recristallisation métamorphique d'une roche où la soude aurait été préalablement fixée sous une autre forme (par exemple dans de l'analcime). Peut-être aussi la difficulté provient-elle d'une vue trop simpliste de la façon dont une solution peut se déplacer dans les roches.

(*) La littérature géologique consacrée à ces roches est abondante. Elle mériterait d'être réexaminée en détail.

Les spilites, qui soulèvent encore tant de controverses ne jettent malheureusement pas beaucoup de lumière sur ce problème. Amstutz, dont je ne citerai ici qu'une publication très récente (1968), et Vallance (1960), nous mettent en garde contre les erreurs d'estimation en ce qui concerne leur composition chimique, erreurs provoquées par un échantillonnage fréquemment défectueux. Dans ces conditions, il serait difficile de leur accorder à l'heure présente un rôle dans le recyclage du sodium.

LA CROISSANCE GÉOCHIMIQUE DE L'ÉCORCE CONTINENTALE

Avant d'aborder la dernière partie de cet exposé, il est peut-être utile de résumer brièvement les conclusions auxquelles nous sommes arrivés, tout en affirmant comme il se doit leur caractère provisoire et hypothétique.

La première et la plus importante est qu'il existe toujours un problème du sodium, bien mis en évidence par une comparaison entre la composition chimique de l'écorce terrestre dans son ensemble d'une part, et celle du sédiment moyen d'autre part.

La seconde a trait au recyclage des sédiments qui, initialement rapide, se ralentit progressivement de manière à laisser de chaque série un reliquat qui subsiste indéfiniment, et contribue ainsi à la croissance de l'écorce.

La troisième concerne le recyclage du sodium : les phénomènes à prendre en considération sont ceux qui permettent de recycler par la lithosphère du sodium non-chloruré à un taux de l'ordre de 1 Mt/an. Dans cette perspective, la réaction métamorphique d'une roche avec son eau connée apparaît comme un phénomène négligeable. Le métasomatisme peut, par contre, jouer un rôle important, surtout dans les accumulations sous-marines de couches sédimentaires et pyroclastiques encore perméables.

Peut-être faut-il ajouter aussi que, de toutes façons, la régulation du pH océanique doit être essentiellement assurée par les minéraux des argiles, en particulier par la formation de montmorillonite et de chlorite là où de l'alumine est disponible, accessoirement par précipitation de sépiolite ou palygorskite lorsqu'elle ne l'est pas (Bartholomé, 1966).

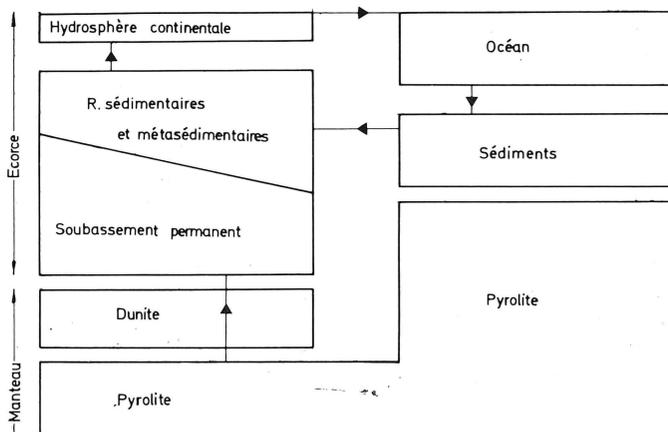


Fig. 5. — La croissance de l'écorce selon le schéma persédimentaire. Les continents sont à gauche.

Si nous revenons maintenant à la croissance de l'écorce, nous pouvons la concevoir de deux manières radicalement différentes et opposées, qui sont illustrées par les schémas ci-joints (fig. 5 et 6). Celui dont je voudrais parler en premier lieu est *persédimentaire* au sens que Nieuwenkamp donne à ce mot (1956, p. 421) :

« En vue de conclusions d'ordre géochimique, on peut définir le persédimentarisme de la façon suivante : pendant toutes les périodes géologiques, le même matériel a été l'objet de cycles successifs : sédimentation, orogénèse, altération, transport, sédimentation..., sans aucun apport juvénil. »

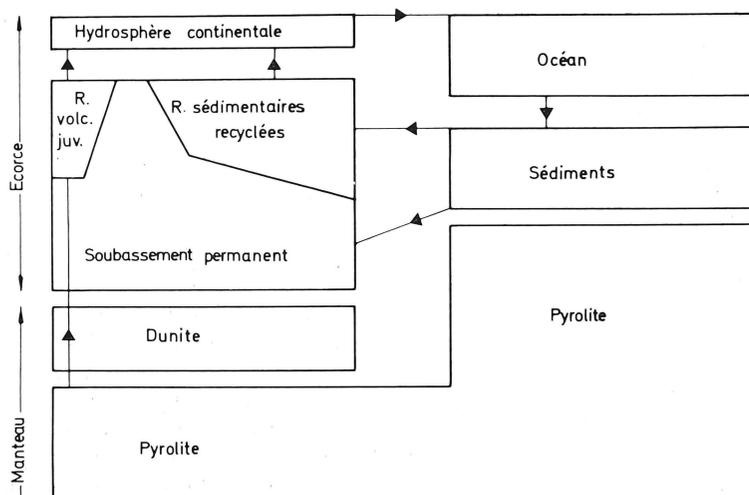


Fig. 6. — La croissance de l'écorce selon le schéma omnisédimentaire. Les continents sont représentés par la partie gauche du dessin.

Il faut remarquer que le persédimentarisme ainsi défini ne s'oppose pas nécessairement à l'idée d'une écorce en croissance perpétuelle. Mais il implique que cette croissance résulte uniquement de la mise en place dans sa partie inférieure de matériaux qui sont exclus du cycle sédimentaire. Or c'est là une hypothèse difficilement acceptable : les socles les plus anciens et les plus profondément érodés contiennent des matériaux d'origine sédimentaire intimement mêlés à d'autres. Les théories modernes concernant la croissance continentale (voir par exemple P. Michot, 1963) font d'ailleurs une large place aux roches recyclées, qu'il s'agisse d'un épaissement de l'écorce ou d'un accroissement périphérique. Le persédimentarisme est donc un cas extrême qui peut être utilisé cependant comme composante d'une situation naturelle plus complexe.

En passant à l'autre extrême qu'on pourrait appeler l'*omnisédimentarisme*, on peut imaginer que les roches juvéniles sont entièrement mises en place à la surface des terres émergées et qu'elles ne contribuent à l'édification des masses continentales qu'après avoir été réduites à l'état sédimentaire. Toute l'écorce serait alors constituée de roches sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques ou anatectiques (Fig. 6).

Il est facile de trouver dans l'observation géologique des objections à cette théorie mais je ne m'attarderai pas à en discuter. Mon seul but était en effet de montrer que la situation réelle est encadrée par ces deux limites que sont le persédimentarisme et l'omnisédimentarisme.

Pour approcher la réalité de plus près, je proposerai donc le schéma représenté à la figure 7. Un trait essentiel en est comme dans les deux précédents, que l'écorce continentale y apparaît divisée en deux portions.

L'une, que j'appellerai ici la *superstructure recyclée*, est faite principalement de roches sédimentaires perpétuellement soumises à de nouveaux épisodes d'érosion, de sédimentation et de soulèvement ; ni le métamorphisme, ni le métasomatisme sodique n'en sont totalement exclus, mais leur importance y est faible. L'autre, beaucoup plus volumineuse, appelée ici le *soubassement permanent* de l'écorce échappe dans sa majeure partie au recyclage ; elle contient également des roches sédimentaires, qui ont en général subi le métamorphisme et ont été localement affectées par le métasomatisme sodique.

Les deux portions de l'écorce reçoivent des apports juvéniles, principalement volcaniques dans la superstructure recyclée, principalement intrusifs dans le soubassement. Celui-ci peut aussi, cependant, recevoir des apports volcaniques : par exemple les laves mises en place dans la partie la plus profonde d'une fosse géosynclinale ; les tuffs et coulées constituant les fondations de certaines guirlandes d'îles (Donnelly, 1966).

Examinons le fonctionnement du système. Le trait le plus marquant en est que l'érosion et la sédimentation affectent un matériel qui, dans sa majeure partie, c'est-à-dire à raison des cinq sixièmes si l'on accepte les chiffres proposés, reste toujours le même et qui, pour cette raison, a atteint une maturité élevée. Le circuit n'est toutefois pas entièrement fermé. Des roches juvéniles, principalement volcaniques, comme je viens de le dire, y sont constamment injectées. Une quantité presque égale de matière en est d'autre part soutirée et s'en va contribuer à la croissance du soubassement permanent ; elle est constituée de sédiments parmi lesquels les grauwackes doivent occuper une place importante, mais elle tient compte aussi des échanges ioniques liés au métasomatisme sodique qui affectent non seulement ces sédiments mais aussi les produits volcaniques lors de leur réaction diagénétique avec l'eau de mer ; sa composition diffère donc de celle du sédiment recyclé, par une teneur plus élevée en sodium notamment et une teneur moins élevée en calcium. Le soubassement permanent n'échappe pas totalement au recyclage : l'érosion à sa partie supérieure, l'émission volcanique de produits anatectiques lui enlèvent une partie de ce qu'il gagne, mais une faible partie seulement.

La croissance de l'écorce profite donc surtout au soubassement, que les roches juvéniles alimentent de deux manières : soit directement, soit par l'intermédiaire du cycle sédimentaire. Quant à la superstructure recyclée, elle croît aussi, notamment par l'addition constante de calcaires, mais dans une mesure beaucoup moindre, d'où son apparence stationnaire.

Pour fixer les idées, j'ai utilisé en dessinant la figure 7 quelques données numériques dont le choix est en partie arbitraire. J'ai admis que :

1° La roche juvénile moyenne possède une composition andésitique avec 3,2 % de Na_2O et 7 % de CaO . En fait, elle doit représenter l'ensemble des matériaux juvéniles qui sont injectés dans le cycle géochimique par l'érosion de la superstructure continentale. Or, cet ensemble comprend assurément des basaltes et andésites en proportions appréciables, à côté de roches plus acides. Une moyenne andésitique est donc raisonnable (Taylor, 1967 ; Hamilton, 1965).

2° La superstructure recyclée possède la composition de la roche sédimentaire moyenne de Poldervaart, avec sa faible teneur en soude (1,3 %) et sa forte teneur

en chaux (23 %). Sa masse totale est environ la dixième partie de celle du soubassement ; elle est donc proche de la masse totale des roches sédimentaires, telle qu'elle fut estimée par Poldervaart ($1,7 \times 10^9$ Gt). On sait que la masse totale de l'hydrosphère est voisine : $1,64 \times 10^9$ Gt selon Poldervaart encore.

3° Le soubassement permanent possède dans sa partie supérieure la composition chimique du bouclier canadien (tableau 2, colonne F), telle qu'elle est estimée par Fahrig et Eade (1968). Les teneurs en chaux et en soude y sont respectivement de 3,4 et 3,9 %, ce qui les rapprochent de la granodiorite moyenne et des grauwackes (colonnes D et E), mais les éloignent des andésites et des basaltes. Quant à la partie inférieure du soubassement, elle nous est inconnue ; mais il est certain qu'elle est moins potassique et vraisemblable qu'elle est d'une manière ou d'une autre plus basique. Elle contiendrait des gabbros, des anorthosites (P. Michot, 1963), des granulites de composition intermédiaire (Ringwood et Green, 1966), localement des amphibolites (id.). Les phénomènes de différenciation magmatique et métamorphique se conjugueraient pour la différencier de la partie supérieure. Il est très difficile d'estimer même de manière approximative sa composition chimique. Toutefois si l'on admet que l'écorce toute entière est faite de matériaux juvéniles plus ou moins

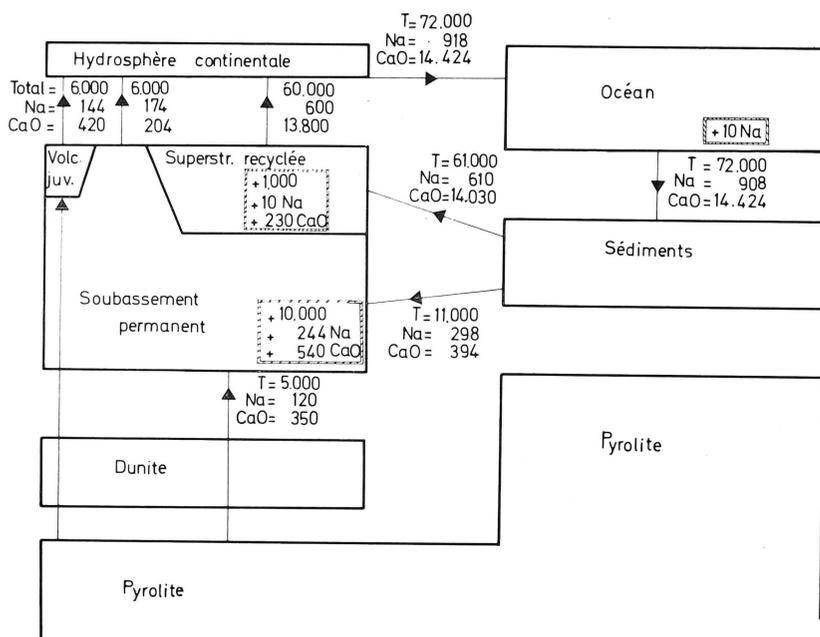


Fig. 7. — La croissance de l'écorce selon un schéma mixte. Les chiffres se rapportent à un intervalle de temps pendant lequel la superstructure recyclée des continents s'accroît $1\ 000\ t$ et leur soubassement permanent de $10\ 000\ t$. La superstructure recyclée est constituée essentiellement de sédiments, contenant en moyenne 1 % Na et 23 % CaO. Le soubassement permanent contient 2,44 % Na et 5,4 % CaO ; il ne participe au recyclage que d'une manière subordonnée, à la fois par l'érosion de sa partie supérieure et par la mise en place dans la superstructure recyclée de produits volcaniques provenant de la fusion de roches sédimentaires. Le signe + indique l'accroissement que subit chaque réservoir. Les flèches indiquent les transferts d'un réservoir vers l'autre. L'unité utilisée est dans tous les cas la tonne.

TABLEAU II

Composition chimique moyenne de quelques composants de l'écorce terrestre

	A	B	C	D	E	F	G
SiO ₂	60,1	48,5	49,9	67,2	64 à 71	65,3	51,4
TiO ₂	0,7	2,6	1,6	0,6	0,5 à 0,6	0,5	0,7
Al ₂ O ₃	17,2	15,0	16,2	15,8	13,4 à 15,5	15,9	12,6
Fe ₂ O ₃	} —	3,1	3,0	1,3	} 3 à 6,5	1,4	4,5
FeO	} 6,1	8,5	7,8	2,6	} —	3,1	1,1
MnO	—	0,17	0,17	0,1	—	0,1	0,3
MgO	3,5	7,2	6,3	1,6	1,2 à 3,2	2,2	3,0
CaO	7,1	10,5	9,8	3,6	1,3 à 3,0	3,4	22,8
Na ₂ O	3,3	2,5	2,8	3,9	3,0 à 3,7	3,9	1,3
K ₂ O	1,3	0,8	1,1	3,1	1,4 à 2,4	2,9	2,2
H ₂ O ⁺	—	0,8	1,0	—	—	0,8	—
P ₂ O ₅	—	0,31	0,30	0,2	—	0,16	0,1
Total	99,3	100,0	100,0	100,0	—	99,66	100,0

A = Andésite moyenne des régions orogéniques (Taylor et White, 1965).

B = Basalte océanique moyen (Manson, 1968).

C = Basalte continental moyen (Manson, 1968).

D = Granodiorite moyenne (Nockolds, 1954).

E = « Anciens grauwackes » (Condie, 1967).

F = Moyenne du bouclier canadien (Fahrig et Eade, 1968).

G = Roche sédimentaire moyenne (Poldervaart, 1955) sans CO₂.

TABLEAU III

Essais de bilan géochimique concernant la formation de l'écorce

	Roches juvéniles	+ Eau juvénile	= Hydrosphère	+ Sédiments recyclés	+ Soubassement permanent
	11 t	+ 1 t	= 1 t	+ 1 t	+ 10 t
Na ₂ O	3,24 %			1,33 %	3,29 %
Na	2,4 %			1,0 %	2,44 %
Na	264 kg	+ 0	= 10 kg	+ 10 kg	+ 244 kg
CaO	8,0 % (1 ^{re} hypothèse)			23 %	6,50 %
CaO	880 kg	+ 0	= 0	+ 230 kg	+ 650 kg
CaO	7,0 % (2 ^{me} hypothèse)			23 %	5,40 %
CaO	770 kg	+ 0	= 0	+ 230 kg	+ 540 kg
CaO	6,0 % (3 ^{me} hypothèse)			23 %	4,30 %
CaO	660 kg	+ 0	= 0	+ 230 kg	+ 430 kg

TABLEAU IV

Modes de croissance de l'écorce

Apport direct de matières juvéniles au soubassement	3	5	8 t
Apport sédimentaire au soubassement	13	11	8 t
Composition de cet apport sédimentaire			
Na ₂ O	3,58	3,65	3,82 %
CaO	4,10	3,58	2,28 %

Note : les chiffres des deux premières lignes sont rapportés à la formation d'une tonne de sédiment recyclé. Ils représentent trois cas distincts dont le deuxième est illustré par la figure 7.

transformés (*), et que ces matériaux juvéniles sont principalement constitués de basaltes, d'andésites et de granodiorites, il devient apparent (voir tableau II) que la partie inférieure du soubassement permanent doit avoir une teneur en soude inférieure à 3,9 %. Les essais de bilan concernant la totalité de l'écorce et présentés au tableau III confirment que, dans les hypothèses considérées, la partie inférieure du soubassement permanent doit être plus calcique et moins sodique que la partie supérieure.

4° Le recyclage du soubassement permanent affecte un matériau qui possède la composition de sa partie supérieure. En fait, l'émission volcanique des produits obtenus par fusion dans les parties profondes de l'écorce pourrait avoir une composition quelque peu différente ; mais il s'agit là d'une erreur de second ordre.

5° Les roches sédimentaires couvrent 75 % de la surface des terres émergées. Des roches métasédimentaires appartenant à la superstructure recyclée couvrent une partie du reste. Il n'est donc pas exagéré d'attribuer les produits de l'érosion aux roches recyclées dans la proportion des cinq sixièmes.

6° Le sel océanique provient entièrement de la réaction d'HCl juvénile avec le sodium des silicates. Cette hypothèse exige que le chlore et le sodium initialement associés dans la pyrolite-mère soient d'abord séparés l'un de l'autre par les phénomènes volcaniques, le chlore étant injecté dans l'atmosphère et la soude retenue dans les phases liquides et solides. Mais il n'en est pas nécessairement ainsi. Il se peut en effet que l'océan résulte en partie d'eaux salées, issues du manteau et surgissant à la surface de la lithosphère sans que le chlore en ait jamais été retiré. Mais à nouveau l'erreur ici serait de second ordre.

Dans ces conditions, l'apport du cycle sédimentaire à la croissance du soubassement prend une composition facilement calculable, qui est principalement fonction du mode de croissance (voir tableau IV), et plus spécialement de l'importance relative des matériaux juvéniles et recyclés dans la croissance de l'écorce.

(*) Si les matériaux de l'écorce retournent en partie au manteau après avoir subi des phénomènes de différenciation sédimentaires ou autres, ce raisonnement n'est évidemment plus valable. Il reste toutefois valable s'ils y retournent après n'avoir subi que des transformations isochimiques ; par exemple si des basaltes transformés en eclogites s'enfoncent dans la pyrolite comme le prévoit la théorie de Ringwood et Green (1966).

La figure 7 illustre un cas intermédiaire où leur importance est égale. Et c'est en la livrant à la critique que je terminerai mon exposé. Il est sans doute inutile de préciser que je n'ai aucune illusion en ce qui concerne l'exactitude des chiffres présentés. Il s'agit d'un domaine où les données sont particulièrement insaisissables, d'un problème dont l'intérêt ne réside pas dans une accessibilité facile, mais bien dans son importance fondamentale. Mon espoir est donc simplement d'avoir identifié certaines difficultés, explicité des hypothèses souvent admises, suggéré des solutions.

Il me reste à remercier de nombreux collègues et amis, tant à Liège qu'à Princeton et dans d'autres universités que j'ai visitées au cours de ces dernières années. Ils m'ont permis de recueillir des informations qui autrement m'auraient échappé. Ils m'ont aidé par leurs avis et leurs critiques à élaborer progressivement mes idées. Mais ils sont si nombreux que je risquerais fort d'en oublier si je me mettais à les citer nommément. Il faut donc que je prenne la liberté de les remercier collectivement, ce dont je suis sûr qu'ils voudront bien me pardonner.

BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ G. C., 1967. — Spilites and spilitic rocks, dans Hess H. H. and Poldervaart A. (editors). *Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*, New York, Interscience, vol. 2, 737-754.
- ARMSTRONG R. L., 1968. — A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. *Reviews of geophysics*, 6, 175-199.
- BAILEY E. H., IRWIN W. P. and JONES D. L., 1964. — Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of Western California. *Calif. Div. Mines and Geology Bull.*, 183, 177 p.
- BARTH T. W., 1952. — Theoretical petrology. Wiley, New-York.
- BARTHOLOMÉ Paul, 1966. — Sur l'abondance de la dolomite et de la sépiolite dans les séries sédimentaires. *Chemical Geology*, 1, 33-48.
- BARUS C., 1893. — High-temperature work in igneous fusion and ebullition, chiefly in relation to pressure. *U. S. Geol. Survey Bull.*, 103, 55 p.
- BECKER G. F., 1910. — The age of the earth. *Smithsonian Misc. Coll.*, 56, n° 10, 1-28.
- BILLINGS G. K. et WILLIAMS H. H., 1967. — Distribution of chlorine in terrestrial rocks (a discussion). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 2247.
- BONATTI E., 1967. — Mechanisms of deep-sea volcanism in the South Pacific, dans Abelson (editor), *Researches in Geochemistry*, Wiley, New-York, 2, 453-491.
- BROTZEN O., 1966. — The average igneous rock and the geochemical balance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 30, 863-868.
- CLARKE F. W., 1910. — A preliminary study of chemical denudation, *Smithsonian Misc. Coll.*, 56, n° 5, 1-19.
- CLARKE F. W. and WASHINGTON H. S., 1924. — The composition of the earth's crust. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 127.
- CONDIE K. C., 1967. — Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 2135-2150.
- CONWAY E. J., 1943. — The chemical evolution of the ocean. *Proc. Royal Irish Academy*, XLVIII, B 9, 161-212.
- DICKINSON W. R., 1962. — Metasomatic quartz keratophire in Central Oregon. *Amer. Jour. Sci.*, 260, 249-266.
- DIETRICH R. V., 1959. — Geological reconnaissance of the area between Kristiansand and Lillesand. *Norges Geol. Undersok*, 205, 41-78.
- DONN W. L., DONN B. D. and VALENTINE W. G. — On the early history of the earth. *Geol. Soc. America Bull.*, 76, 287-306.
- DONNELLY T. W., 1966. — Geology of St. Thomas and St. John, U. S. Virgin Islands. *Geol. Soc. America*, Memoir 98, 85-176.

- EADE K., FAHRIG W. and MAXWELL J. A., 1966. — Composition of crystalline shield rocks and fractionating effects of regional metamorphism. *Nature*, 211, 1245-1249.
- ENGEL A. E. J. and ENGEL C. G., 1953. — Grenville series in the northwest Adirondack Mountains, New York, Part II, Origin and metamorphism of the major paragneiss. *Geol. Soc. America Bull.*, 64, 1049-1097.
- ENGEL A. E. J. and ENGEL C. G., 1944. — Continental accretion and the evolution of North America, dans *Advancing frontiers in geology and geophysics*, Hyderabad, 17-37.
- FAHRIG W. F. and EADE K. E., 1968. — The chemical evolution of the Canadian Shield. *Canadian Journ. Earth Sciences*, 5, 1247-1251.
- FISHER O., 1893. — Rigidity not to be relied upon in estimating the earth's age. *Amer. Jour. Sci.*, 3d series, XLV, 464-468.
- FISHER D. W., 1968. — Annual variations in chemical composition of atmospheric precipitation. Eastern North Carolina and Southeastern Virginia. *U. S. Geol. Survey Water Supply Paper*, 1535 M.
- FOURMARIER P., 1962. — Le problème de l'origine des continents. *Acad. Roy. Belgique, Bull. Cl. Sci.*, 48, 1368-1426.
- FRANCIS E. H. and WOODLAND A. W., 1964. — The carboniferous period, dans *The Phanerozoic time-scale*. Harland, Smith and Wilcock (editors), London, Geol. Soc., 221-232.
- GIBBS R. J., 1967. — Amazon river : environmental factors that control its dissolved and suspended load, *Science*, 156, 1734-1737.
- GILLULY J., 1955. — Geologic contrasts between continents and ocean basins. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 62, 7-18.
- GOLDBERG E. D. and ARRHENIUS G. O. S., 1958. — Chemistry of Pacific pelagic sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 13, 153-212.
- GOLDSCHMIDT V. M., 1933. — Grundlagen der quantitativen Geochemie. *Fortschr. Mineral. Krist. Petrog.*, 17, 112-156.
- GOLDSCHMIDT V. M., 1937. — Principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. *Journ. Chem. Soc. London*, April 1937, 655.
- GOLDSCHMIDT V. M., 1954. — Geochemistry. Oxford Univ. Press, London, 730 pp.
- GREEN J. and POLDERVAART A., 1958. — Petrochemical fields and trends. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 13, 87-122.
- GREGOR C. B., 1967a. — The geochemical behavior of sodium, with special reference to post-Algonkian sedimentation. *Trans. Roy. Neth. Acad. Sci.*, 1st Ser., 24, n° 2, 67 p.
- GREGOR C. B., 1967b. — The rate of denudation in Post-Algonkian time. *Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen Proceedings*, B 71, 22-30.
- GRIFFIN J. J., WINDOM H. and GOLDBERG E. D., 1968. — The distribution of clay minerals in the World Ocean. *Deep-Sea Research*, 15, 433-459.
- HAMILTON W., 1965. — Origin of the volcanic rocks of eugeosynclines and island arcs, in *Continental margins and island arcs*.
- HOLLAND H. D., 1965. — The history of ocean water and its effect on the chemistry of the atmosphere. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 53, 1173-1183.
- HOLMES A., 1937. — The age of the earth. London, Nelson, 263 p.
- HOLMES A., 1965. — Physical Geology. Edinburgh, Oliver and Boyd.
- HORN M. K. and ADAMS A. S., 1966. — Computer-derived geochemical balances and elements abundances. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 30, 279-297.
- HOWER J. and MOWATT T. C., 1966. — The mineralogy of illites and mixed-layer illite-montmorillonites. *Amer. Mineral.*, 51, 825-854.
- JOLY J., 1899. — An estimate of the geological age of the earth. *Scient. Trans. Roy. Dublin Soc.*, 7 (ser. II), 23-65.
- JUDSON S. and RITTER D. F., 1964. — Rates of regional erosion in the United States. *J. Geophys. Res.*, 69, 3395-3401.
- JUNGE Chr. E., 1963. — Air chemistry and radio-activity. Acad. Press, New York, 382 p.

- KERNS W. H., 1965. — Sodium, in *Mineral facts and problems*; Bull. 630, U. S. Bureau of Mines, 823-845.
- KING C., 1893. — The age of the earth. *Am. Journ. Sci.*, 45, 1-20.
- KUENEN Ph. H., 1941. — Geochemical calculations concerning the total mass of sediments in the Earth. *Am. Jour. Sci.*, 238, 161-190.
- KUENEN P. H., 1950. — Marine Geology. Wiley, New York, N. Y., 568 pp.
- LIVINGSTONE D. A., 1963. — The sodium cycle and the age of the ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, 1055-1069.
- LIVINGSTONE D. A., 1963. — Chemical composition of rivers and lakes. *U. S. Geol. Survey. Prof. Paper*, 440-G, 63 p.
- MACKENZIE F. T. and GARRELS R. M., — Chemical mass balance between rivers and oceans. *Amer. Jour. Sci.*, 264, 507-525.
- MANSON V., 1967. — Geochemistry of basaltic rocks : Major elements, in Hess and Poldervaart. *Basalts. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*, 1, 215-270.
- MERRIL G. P., 1924. — The first one hundred years of American geology Yale Univ. Press, Chapter XV, 648-662.
- MICHEL R., 1953. — Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes Franco-Italiennes). *Sciences de la Terre*, 1, n° 3-4, 290 p.
- MICHOT P., 1963. — La structure continentale. *Acad. Roy. Belgique, Bull. Cl. Sci.*, XLIX, 1337-1373.
- MICHOT P., 1968. — La croissance continentale. *Rev. Univ. des Mines*, 249-261.
- NIEUWENKAMP W., 1950. — Geochemistry of sodium. *Intern. Geol. Congress. Report of the eighteenth session. Part II.* London, 96-100.
- NIEUWENKAMP W., 1956. — Géochimie classique et transformiste. *Bull. Soc. Géol. France*, 6, 407-429.
- NOCKOLDS S. R., 1954. — Average chemical composition of some igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 65, 1007-1032.
- PETRECHUK O. P. and DROZDOVA V. M. — On the chemical composition of cloud water. *Tellus*, 18, 280-286.
- POLDERVAART A., 1955. — The chemistry of the earth's crust. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 62, 119-144.
- RINGWOOD A. E. and GREEN D. H. — An experimental investigation of the gabbroeclogite transformation and some geophysical implications. *Tectonophysics*, 3, 383-428.
- RONOV A. B., 1959. — On the post-Precambrian geochemical history of the atmosphere and hydrosphere. *Geochemistry*, n° 5, 493-506.
- RUBEY W. W., 1951. — Geologic history of sea water. *Geol. Soc. America Bull.*, 62, 1111-1147.
- RUTHERFORD, Sir E., 1906. — Radioactive transformations. Cambridge Univ. Press, 287 p.
- RUTHERFORD G. K., 1967. — A preliminary study of the composition of precipitation in S. E. Ontario. *Can. Journ. Earth Sci.*, 4, 1151-1160.
- SCHUCHERT Ch., 1931. — Geochronology, or the age of the earth on the basis of sediments and life, in *Physics of the earth. IV. The age of the earth.* Bull. Natnl. Res. Council, Washington, 10-64.
- SHAGAM R., 1960. — Geology of Central Aragua. Venezuela. *Geol. Soc. America Bull.*, 71, 249-302.
- SILLEN L. G., 1961. — The physical chemistry of sea water. *Oceanography*, Mary Sears (editor), A.A.A.S., 549-581.
- SIMS P. K. and BUDDINGTON A. F., 1958. — Geology and magnetite deposits of Dover District, Morris County, N. J. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 287, 162 p.
- SIMS P. K. and GABLE D. J., — Geology of Precambrian rocks. Central City district, Colorado. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper*, 474-C, 52 p.
- SOLLAS W. J., 1909. — The anniversary adress of the president. *Quart. Jour. Geol. Soc.*, 65, I-CXXII.

- SPRONCK R., 1941. — Mesures hydrographiques dans la région divagante du bief maritime du fleuve Congo. *Inst. Roy. Col. Belge*, Sect. Sc. Techn., Mémoires, 3, 1.
- STRUTT R. J. (Lord Rayleigh), 1896. — On the distribution of radium in the earth's crust and on the earth's internal heat. *Proc. Roy. Soc.*, ser. A, 76, 472.
- TAYLOR S. R., 1967. — The origin and growth of continents. *Tectonophysics*, 4, 17-34.
- TAYLOR S. R. et WHITE A. J. R., 1965. — Geochemistry of andesites and the growth of continents. *Nature*, 208, 271-273.
- THOMSON W. (Lord Kelvin), 1862. — On the secular cooling of the earth. *Proc. Roy. Soc. Edinburgh*, 23 pt., 1., 157-169.
- THOMSON W. (Lord Kelvin), 1899. — The age of the earth as an abode fitted for life. *Philosophical magazine*, 47, 66-90.
- VALLANCE T. G., 1960. — Concerning spilites. *Linnaean Soc. N. S. Wales Proc.*, 85, pt. 1, 8-52.
- VINOGRADOV A. P., 1968. — Geochemical problems in the evolution of the ocean. *Lithos*, 1, 169-178.
- WAGER L. R. — The history of attempts to establish a quantitative time-scale, in *The Phanerozoic time-scale*. Harland, Smith and Wilcock (editors). London. Geol., Soc., 13-28.
- WEAVER C. E., 1967. — Potassium, illite and the ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 2181-2196.
- WICKMAN F. E., 1954. — The « total » amount of sediments and the composition of the « average igneous rock ». *Geochim. Cosmochim. Acta*, 5, 97-110.
- WILSON J. T., 1954. — The development and structure of the crust, in G. P. Kuiper (editor), *The earth as a planet*. Univ. Chicago Press, Chicago, 138-214.

