

# PRÉSENTATION DE QUELQUES MÉTHODES DE DATATION PAR LES NUCLÉIDES RADIOACTIFS APPLIQUÉES A L'ÉTUDE DE LA SÉDIMENTATION MARINE

PAR R. CHESSELET \*

## Introduction

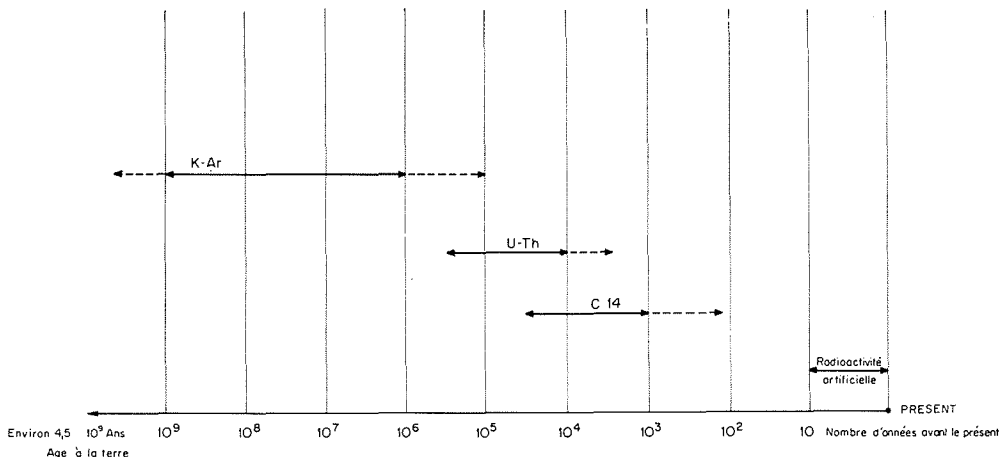
Les sédiments marins peuvent en général être considérés comme de précieuses archives de l'histoire de la Terre. La mesure précise des taux de sédimentation est indispensable pour comprendre la formation de ces sédiments. Il est, de plus, extrêmement intéressant de pouvoir dater certains niveaux sédimentaires qui portent la trace des grands épisodes géophysiques ou géochimiques de la formation de la croûte terrestre.

Les méthodes de datation fondées sur les propriétés des nucléides radioactifs ont fait récemment progresser considérablement les études dans ces domaines. En effet, la connaissance des lois de la désintégration radioactive, ainsi que les très hautes performances atteintes par l'in-

strumentation nucléaire moderne, permettent de mesurer, avec précision, le temps qui s'est écoulé entre le moment où des nucléides radioactifs ont été emprisonnés, par exemple dans une structure sédimentaire, et le moment où l'on mesure, soit leur activité résiduelle, soit l'activité qui a été engendrée par leurs produits de filiation.

Chaque méthode nucléaire « recouvre » un certain domaine du passé, ainsi que le montre la figure 1. Il n'y a heureusement pas de hiatus trop marqué entre ces différents domaines. Chacune de ces méthodes comporte des avantages et des inconvénients dont nous allons aborder ici quelques aspects.

Il est bon de souligner que pour éclaircir ces problèmes du passé, tout l'arsenal des mesures possibles doit souvent être utilisé et que les différentes méthodes sont complémentaires. Les méthodes fondées sur l'étude des paléo-



\* Maître de Recherche au C.N.R.S. Centre des Faibles Radioactivités, C.N.R.S., 91 - Gif-sur-Yvette.

faunes, sur la variation de la composition des pollens, par exemple, sont toutes les compléments naturels des méthodes nucléaires que nous allons décrire ici.

Dans cet exposé, nous ne parlerons pas des méthodes nucléaires qui permettent d'évaluer la sédimentation marine *actuelle*. Ces méthodes sont essentiellement fondées sur la détection de certains nucléides radioactifs artificiels présents dans la retombée issue des essais nucléaires dans l'atmosphère qui ont eu lieu depuis 1958. Ces radio-nucléides marquent les sédiments actuels et permettent de connaître leur taux d'accumulation, du moins dans les eaux peu profondes. Les résultats obtenus sont encore très fragmentaires et l'on se heurte à de grandes difficultés d'interprétation.

## La méthode par le carbone 14

Le carbone 14 permet de dater de nombreux échantillons de toute nature ayant un âge relatif, par rapport au présent, de 100 à 30 000 ans environ. Cette méthode se révèle donc comme un outil extrêmement précieux, dans le domaine de l'histoire, de la préhistoire, de l'archéologie en général et pour l'étude du Quaternaire récent.

Rappelons en quelques mots le principe de cette méthode qui est fondée sur la désintégration d'un isotope du carbone, le carbone 14. Cet isotope est formé dans la haute atmosphère par l'interaction des neutrons issus du rayonnement cosmique avec des noyaux d'azote. Les neutrons secondaires donnent la réaction :



La majorité du carbone est ainsi formée dans l'atmosphère entre 15 et 20 km d'altitude. En intégrant toutes les variations connues, l'on calcule que le taux moyen de formation est égal à  $2,5 \pm 0,5$  atomes de carbone 14 par seconde et par  $\text{cm}^2$  de surface terrestre.

Le carbone 14 qui est produit s'oxyde et se mélange au  $\text{CO}_2$  atmosphérique de façon homogène. Une grande partie se dissout dans les eaux superficielles océaniques dans lesquelles il est fixé en partie par les organismes vivants.

La répartition du carbone dans la nature est la suivante :

- pour le  $\text{CO}_2$  atmosphérique : 0,12 g de carbone par  $\text{cm}^2$  de surface terrestre;
- dans la biosphère et l'humus : 0,33 g de carbone par  $\text{cm}^2$  de surface terrestre;
- dans les eaux superficielles des océans : 0,18 g de carbone par  $\text{cm}^2$  de surface terrestre;
- dans les eaux profondes : 7,5 g de carbone par  $\text{cm}^2$  de surface terrestre.

On peut considérer que ces différents « réservoirs » sont à l'équilibre et l'on voit que la plus grande partie du carbone et donc du carbone 14, est présente sous forme de carbonate dissous dans la mer.

Lorsqu'un système de carbonate échange son carbone avec l'atmosphère, il n'y a pas fractionnement isotopique important et le rapport du carbone 12 au carbone 14 est conservé. Quand ce système s'arrête d'échanger le carbone avec le carbone de l'air, il constitue à partir de ce moment, un système clos, et l'isotope 14 va se désintégrer avec sa période radioactive qui est de 5 500 ans.

En mesurant le nombre de désintégrations du carbone 14 présent dans un échantillon, on aura donc la mesure du temps qui s'est écoulé depuis le moment où le système s'est fermé aux échanges avec le carbone de l'atmosphère.

Le carbone 14 est un émetteur  $\beta$  dont l'énergie est de

140 keV au maximum du spectre d'énergie. Il se désintègre en donnant un  $\beta$  et un atome d'azote 14. Le nombre de désintégrations par minute du carbone 14 par gramme de carbone actuel est de quinze désintégrations.

La sensibilité des méthodes actuelles et de l'instrumentation nucléaire très perfectionnée permettent de mesurer l'activité résiduelle du carbone 14 ayant décré d'environ cinq à six périodes, soit environ 30 000 ans, pour atteindre une activité résiduelle de 0,1 désintégration par minute, limite de sensibilité de détection.

Les figures 2 montrent un banc d'extraction du carbone et l'ensemble de comptage qui permettent la mesure du carbone 14. Les proportions de l'isotope 14 du carbone sont extrêmement faibles par rapport à celles des autres isotopes du carbone. Il faut, au cours de l'extraction, éviter absolument toute contamination de l'échantillon par le carbone de l'air dans le laboratoire où ces mesures sont effectuées.

Dans le cas de la mesure par le carbone 14 du taux de sédimentation, on va appliquer cette méthode à la datation du carbonate de calcium, dont sont constituées les coquilles des très petits animaux marins appelés foraminifères, présents en quantité notable dans les océans (10 à 1 000 unités par  $\text{m}^3$ ) et qui sédimentent continuellement sur les fonds marins.

Dans une carotte de sédiments, l'on isole par tranches successives les carbonates dont vont être extraits les différents isotopes du carbone et, pour chacun des niveaux, l'on va mesurer l'activité résiduelle du carbone 14.

La figure 3 montre les variations successives des taux de sédimentation dans l'Atlantique. On peut observer qu'ils paraissent en grande partie dépendants des conditions climatiques qui ont régné durant la dernière partie du Quaternaire.

L'introduction accidentelle dans l'échantillon de carbonates ayant une origine différente peut modifier évidemment l'âge que l'on peut trouver pour un carbonate. Ceci constitue l'une des principales difficultés de l'application de la méthode par le carbone 14.

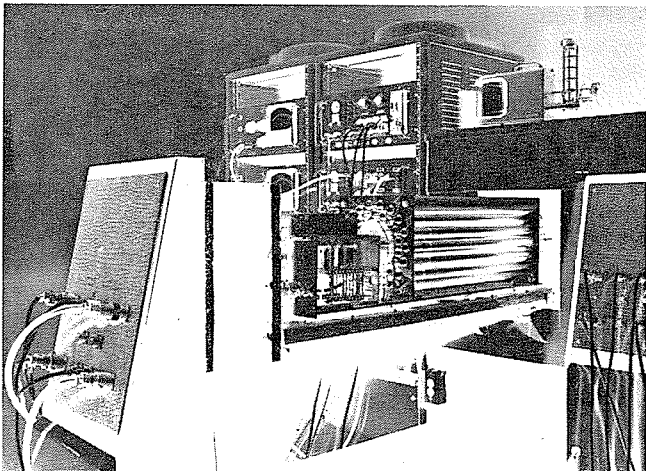
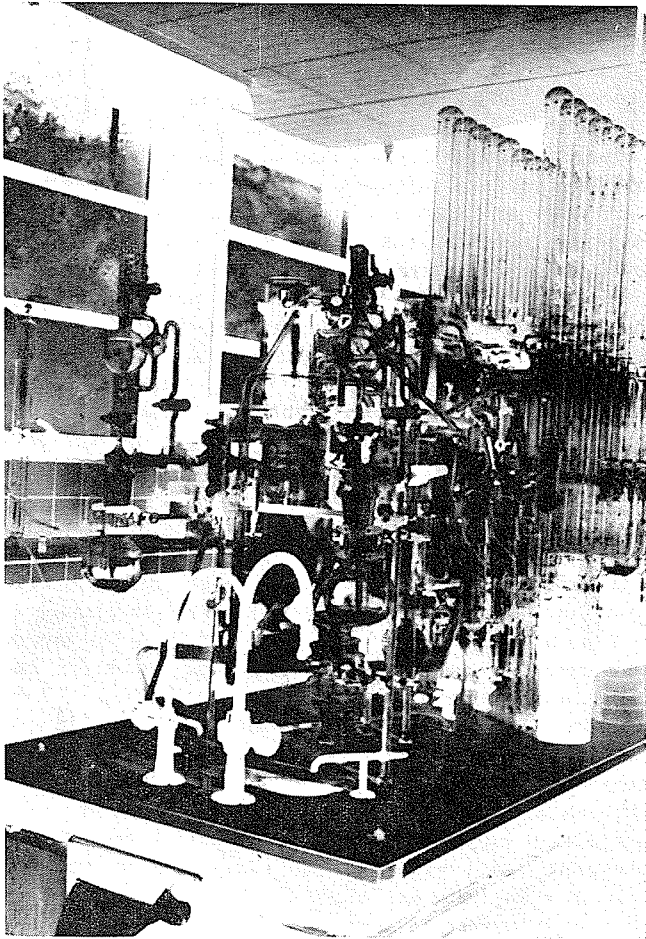
Le carbonate du sédiment est principalement constitué de ces coquilles provenant des couches superficielles de la mer. Cependant, il se trouve souvent mélangé à du carbonate d'origine détritique, provenant de l'érosion terrestre et ayant un âge beaucoup plus ancien.

Il est donc nécessaire pour faire de bonnes mesures, de trier soigneusement les carbonates en sélectionnant les coquilles de foraminifères selon les espèces, leur état et leur morphologie.

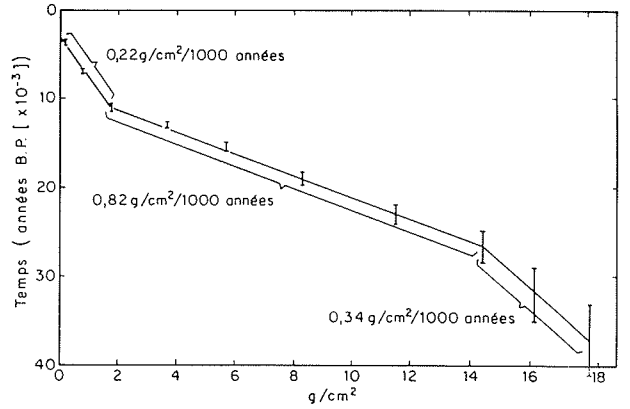
La difficulté est particulièrement grande lorsqu'il s'agit de dater les sédiments de la mer Méditerranée. En effet, la mer Méditerranée, environnée de continents, est soumise à des apports importants de carbonates d'origine terrigène et de grandes précautions doivent être prises pour dater à coup sûr des niveaux sédimentaires dans cette mer.

La figure 4 représente des vitesses de sédimentation observées en Méditerranée occidentale sur des carbonates sommairement triés. Remarquons que les séquences de la sédimentation en Méditerranée occidentale apparaissent comme très différentes de celles observées dans l'océan Atlantique. On voit que les mesures d'âge de certains niveaux sont perturbées par la présence de carbonate détritique ancien.

Les mesures des vitesses de sédimentation par la méthode du carbone 14 dépendent d'un autre phénomène. En effet, dans les fonds océaniques, au-delà d'une profondeur d'environ 3 500 m, les carbonates sont redissous du fait de la sous-saturation de l'eau, à cette

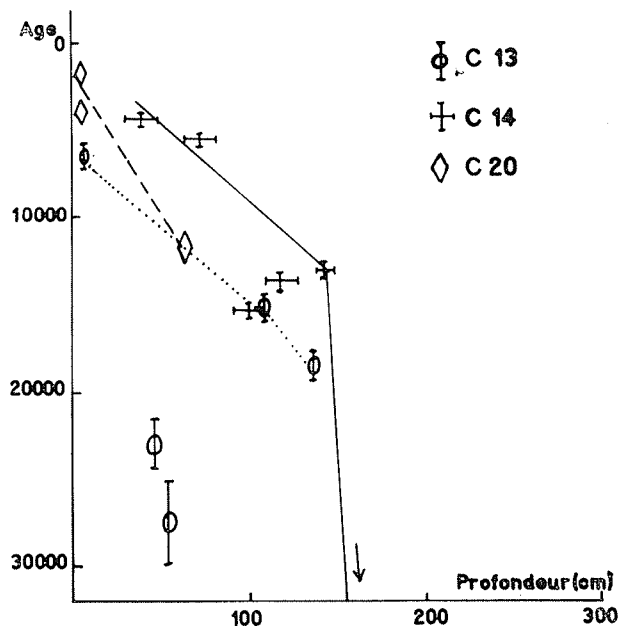


2/ A — Banc d'extraction du carbone 14;  
 B — Ensemble de mesure à bas niveau pour la mesure du carbone 14.  
 Groupe de datation par le carbone 14 de Mme Georgette DELIBRIAS. Centre des faibles radioactivités du C.N.R.S., Gif-sur-Yvette.



3/ Courbe cumulée du poids d'argile par  $\text{cm}^2$ , en fonction du temps avant le présent, dans une carotte sédimentaire de l'Atlantique Tropical. Les taux de sédimentation sont mesurés à partir de la pente de chaque segment de la courbe. (Datation par le carbone 14).

Tirée de « Some aspects of the geochemistry of marine sediments » par Karl K. TUREKIAN, dans *Chemical Oceanography*; J.-P. RILEY et G. SKIRROW éditeurs, 1965, *Academic Press London*, New York.



4/ Ages, par la méthode du carbone 14, de divers niveaux de carottes de Méditerranée occidentale, en fonction de la profondeur de la carotte.

Tiré de: « Vitesse moyenne de sédimentation depuis la fin du Würm dans la plaine abyssale de la Méditerranée occidentale », par Jacques LABEYRIE, Georgette DELIBRIAS, Marie-Thérèse GUILLIER (C.F.R., C.N.R.S., 91 - Gif-sur-Yvette, France) dans *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 267, p. 1370-1372 (16 décembre 1968).

profondeur, en  $\text{CO}_2$ , en particulier dans le Pacifique. Il n'est donc pas possible de dater par le carbone 14 des carottes sédimentaires quand celles-ci sont prélevées à des profondeurs supérieures à environ 3 000 m. Or, en général, on trouve les profondeurs inférieures à 3 000 m dans les océans à l'approche des talus continentaux dans lesquels ont lieu des éboulements quasi continuels sous forme de courants de turbidité qui ont pour effet de « contaminer » en carbonates hétérogènes les

lits sédimentaires adjacents. On peut, dans certains cas, pallier à cet inconvénient, en mesurant les taux de sédimentation des carbonates, en datant des carottes sédimentaires prélevées sur des montagnes sous-marines ou *sea-mounts* qui s'élèvent sur les plaines abyssales. Les courants de turbidité et les carbonates terrigènes associés ne peuvent en général pas remonter les parois de ces montagnes et perturber la sédimentation calcaire. L'on obtient alors une représentation très fine et bien diffé-

| Profondeur (cm) | Lithologie                   | Micropaléontologie  | Âges <sup>14</sup> C (B.P.) |
|-----------------|------------------------------|---|-----------------------------|
| 10              | Boue calcaire beige uniforme | Foraminifères<br>Coccolithus huxleyi  | 3 800 ± 120                 |
| 20              | Lit de turbidité (sable)     |   | 5 470 ± 130                 |
| 30              | Boue calcaire beige uniforme |   | 15 000 ± 200                |
| 40              | Lit de turbidité (graviers)  |   | 18 800 ± 500                |
| 50              | Boue calcaire beige uniforme | Foraminifères<br>Disparition de Coccolithus huxleyi<br>Apparition de Cephyrococpea oceanica et de Syracospora sp. | 26 500 ± 1200               |
| 60              |                              |   |                             |
| 70              |                              |   | > 35 000                    |

5/ Ages, par la méthode du carbone 14, de divers niveaux sédimentaires observés sur une carotte prélevée au sommet du Sea-Mount « Jean Charcot » (Groupe des montagnes sous-marines de Biscaye, Golfe de Gascogne, 45° 20 Nord et 10° 35 Ouest). Tiré de : « Etude de la sédimentation calcaire sur un « sea mount » au large du Cap Finistère (Espagne) » par Georgette DELIBRIAS, Jean-Claude DUPLESSY, Roger CHESSELET, Claude LALOU, Annie-Claude VINOT (C.F.R., C.N.R.S., 91-Gif-sur-Yvette, France) présenté au 8<sup>e</sup> Congrès de l'International Quaternary Association, Paris (1969).

renciée des épisodes de sédimentation. La figure 5 en donne un bon exemple.

### La méthode par les déséquilibres dans la famille de l'uranium

#### Méthode de l'ionium-thorium.

Nous avons vu que l'extrême limite de datation actuellement obtenue par la méthode du carbone 14 se situe aux environs de 30 000 ans. En sédimentologie océanique, pour des périodes plus reculées, le relais est alors pris par des méthodes fondées sur la mesure du déséquilibre entre les différents membres de la famille de l'uranium et du thorium. La figure 6 représente les différents membres de cette famille et leur filiation.

Nous mentionnerons ici deux types d'application de cette méthode à l'étude de l'âge de dépôts marins :

- a) les sédiments;
- b) les coraux.

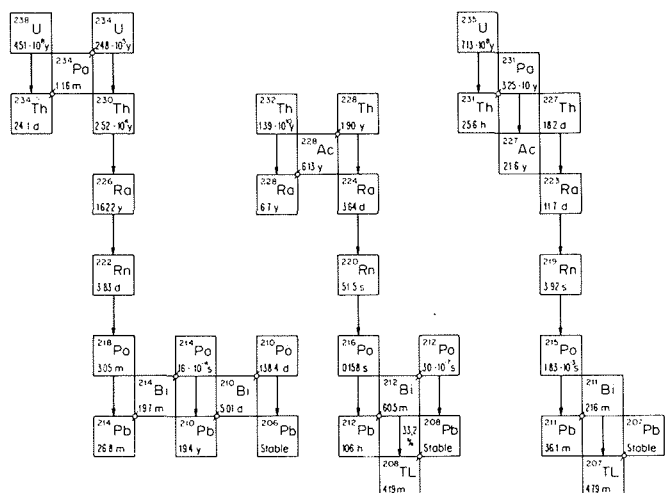
Les coraux ne peuvent évidemment pas être considérés comme des sédiments proprement dits, mais l'importance de leur datation est très grande car elle permet de connaître l'ampleur et la date des grandes oscillations du niveau des mers dans le passé. Ces oscillations ont gouverné et gouvernent encore la morphologie des côtes et celle des estuaires.

Il existe dans les familles de l'uranium, différents radionucléides dont la mesure permet de dater les sédiments marins. La forte concentration de radium 220, fils de l'uranium 238, observée dans les sédiments, dès le début de ce siècle, a été longtemps considérée comme un moyen de les dater. En 1937, on découvrait que sa concentration était gouvernée par la précipitation sélective de son proche

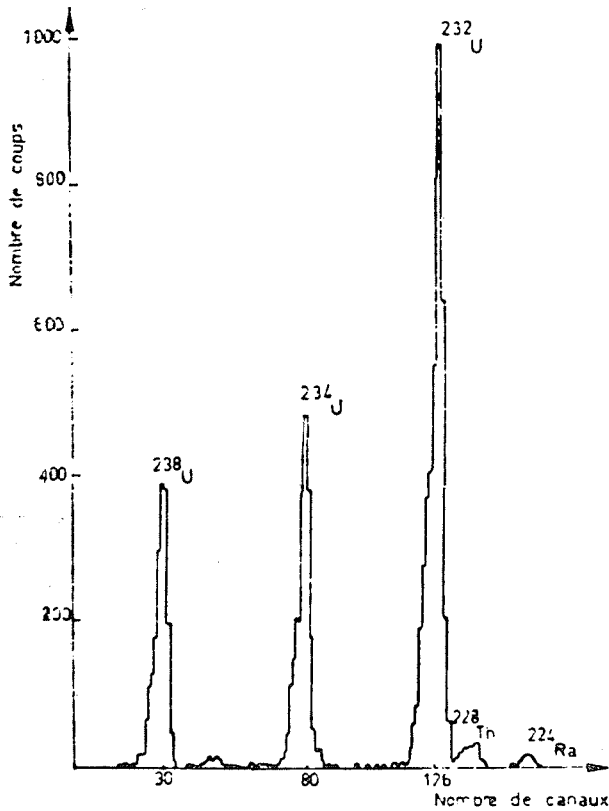
parent, l'ionium ou thorium 230 qui se trouve ainsi séparé de son parent, l'uranium en solution dans la mer, présent à des concentrations quasi constantes (environ 2 µg/l). Il paraissait possible de mesurer la décroissance de l'ionium (période 75 200 ans) associé par précipitation à un niveau sédimentaire en mesurant l'activité du radium 226, la mesure du radium étant à l'époque très bien connue par les chercheurs en radiochimie. Après plusieurs années de recherche, on s'aperçut que l'activité du radium dans le sédiment ne rendait pas compte de celle de l'ionium. En effet, on a pu montrer que le radium a la propriété de migrer dans la colonne sédimentaire et que sa distribution est dans la plupart des cas complètement erratique. Une des clauses fondamentales de toute mesure de datation par les méthodes nucléaires n'était pas respectée, l'association argile sédimentaire-ionium-radium ne constituant pas un système « clos ». Il fallut donc attendre que soit possible la mesure de l'ionium lui-même pour que cette méthode de datation connaisse le succès.

La précipitation dans l'eau de mer de l'ionium est accompagnée de celle du thorium 232 (période 1,3.10<sup>10</sup> ans) extrêmement voisin chimiquement. Ces deux éléments ayant précipité sur le fond océanique vont se désintégrer suivant leur période radioactive. Il suffira, à un niveau sédimentaire donné, de mesurer, par des méthodes nucléaires appropriées, le rapport entre le thorium 232 de période très longue et l'ionium qui décroît plus rapidement pour connaître le temps écoulé depuis le moment où ces deux éléments ont précipité sur le fond océanique. Il est évident que cette mesure, pour être valable, doit porter uniquement sur l'ionium et le thorium qui ont été apportés par précipitation en *surplus* de l'ionium et du thorium présents à l'intérieur de l'argile qui ont pour origine l'uranium et le thorium présents naturellement dans les roches terrestres.

Il s'agira donc de mesures qui doivent s'accompagner d'opérations de séparations chimiques extrêmement complexes. La mesure de ces éléments est ensuite effectuée par spectrométrie α à bas niveau d'activité et, là encore, du fait de la nature du rayonnement α, des opérations chimiques compliquées vont être nécessaires pour pouvoir préparer la source et mesurer, avec une très grande réso-

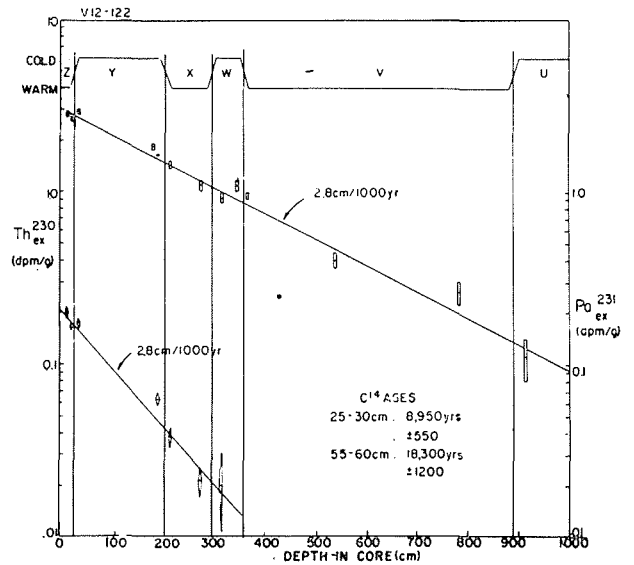


6/ Schémas de désintégration des familles de l'uranium 238, du thorium 232 et de l'uranium 235. Tiré de : « La méthode de datation par les déséquilibres de la famille de l'uranium » par Claude LALOU et NGUYEN HUU VAN (C.F.R., C.N.R.S., 91-Gif-sur-Yvette, France) dans : *Colloque sur les méthodes et tendances de la stratigraphie*, Orsay (1970).

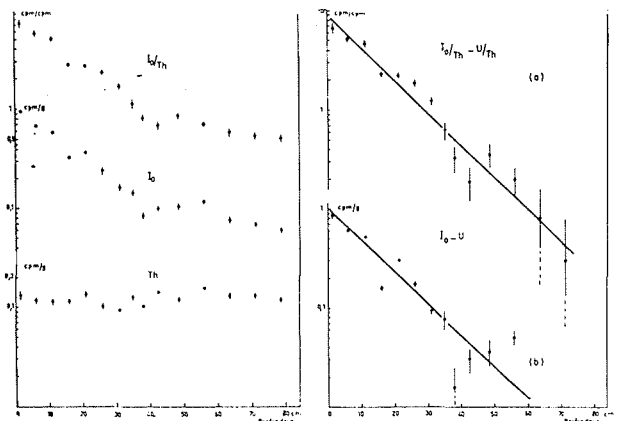


7/ Spectre alpha de l'uranium (fragment de stalagmite, 144,5 g, temps de comptage 6 900 mn, largeur de canal 12 keV, détecteur : diode ORTEC 300 mm<sup>2</sup>).  
Tiré de : « Comportement géochimique des isotopes des familles de l'uranium et du thorium dans les concrétionnements des grottes » : application à la datation des stalagmites, par NGUYEN HUU VAN et Claude LALOU (C.F.R., C.N.R.S., 91 - Gif-sur-Yvette, France) *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, p. 560-563 (4 août 1969).

Variations des teneurs en ionium et thorium et du rapport ionium/thorium en fonction de la profondeur dans une carotte de l'Océan Indien. Variations de  $I_0/Th - U/Th$  et  $I_0 - U$  en fonction de la profondeur.  
Tiré de : « Détermination de la vitesse de sédimentation océanique par une méthode non destructive de spectrométrie gamma » par : Yuji YOKOYAMA, Jacques TOBAILEM, Tovy GRJEBINE et Jacques LABEYRIE (C.F.R., C.N.R.S., 91 - Gif-sur-Yvette, France) dans « *Geochemica et Cosmochemica Acta*, vol. 32, p. 347-352 (1968), Pergamon Press.



8/ Variations des activités du thorium 230 de précipitation et du protactinium 231 en fonction de la profondeur dans une carotte de l'Atlantique.  
Tiré de : « Uranium Series Disequilibrium in deep sea sediments », Ph. D. THESIS, *Columbia University, U.S.A.*, par Teh-Lung Ku (1966). Voir aussi : *Atlantic Deep-Sea Stratigraphy: Extension of Absolute Chronology to 320.000 Years*, *Science*, vol. 151, p. 448-450 (1965).



lution, les différents pics du spectre de l'émission  $\alpha$  des éléments qu'il faut mettre en évidence.

Lorsque ces opérations chimiques ont été effectuées avec succès, l'on obtient des spectres  $\alpha$  semblables à celui que montre la figure 7.

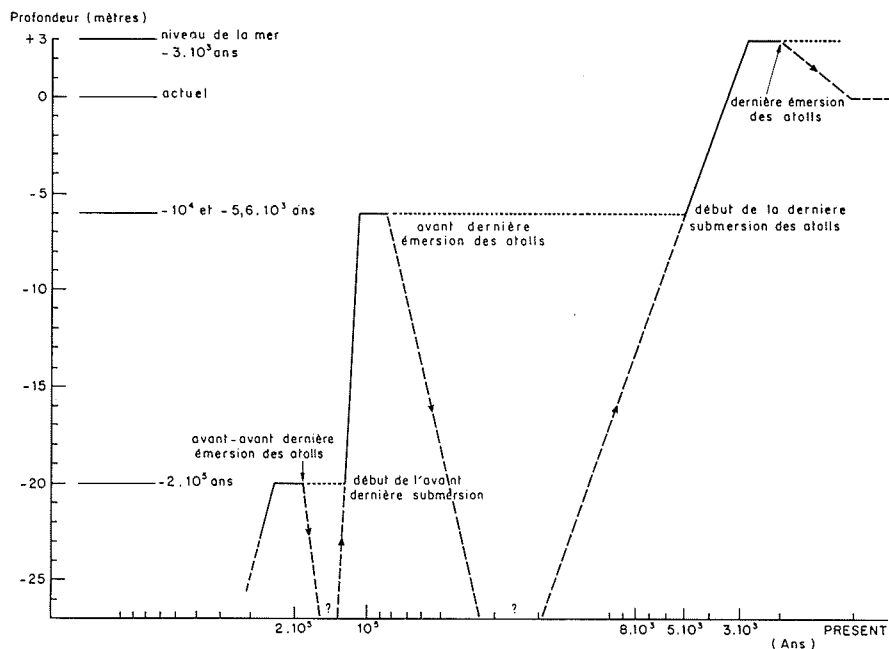
La figure 8 montre les variations de l'activité du thorium 230 ou ionium de précipitation en fonction de la profondeur dans une carotte et donc en fonction du temps écoulé. Il existe un bon accord entre les taux de sédimentation que l'on peut ainsi calculer et ceux que l'on obtient grâce à la décroissance d'un autre élément de la famille de l'uranium, le protactinium 231 (période radioactive :  $3,25 \cdot 10^4$  ans). Ces mesures ont été complétées par celles du carbone 14 pour les couches supérieures des sédiments. Les dates que l'on peut ainsi obtenir pour les différents niveaux sédimentaires, correspondent bien à celles que fournissent les variations des paléofaunes dont les compositions dans le sédiment sont corrélées avec les grandes oscillations climatiques. Il existe ainsi un faisceau d'indices qui indiquent la validité des datations.

Les mesures par l'ionium-thorium ont été un outil d'une

importance primordiale pour l'étude de la sédimentation océanique au cours du dernier million d'années. A la suite de ces mesures, on s'accorde pour penser que la sédimentation océanique, dans le Pacifique par exemple, et dans de grandes régions de l'océan Indien et de l'océan Atlantique, a été constante depuis environ un million d'années et de l'ordre de 2 mm/1 000 ans.

On peut mentionner une autre méthode fondée sur la mesure du déséquilibre dans la famille de l'uranium, et qui permet d'éviter les traitements chimiques que nous avons mentionnés plus haut :

En effectuant des mesures à très bas niveau de l'activité  $\gamma$  des niveaux sédimentaires, on peut établir le rapport entre l'ionium mesuré par son fils le radium B qui est émetteur  $\alpha$  et le thorium et ainsi, dater, par une méthode non destructive, les niveaux de sédimentation. Rappelons que cette méthode n'est applicable que dans le cas où il n'y a pas de déséquilibre produit par une migration du radium à travers la carotte. L'on peut mesurer dans ce cas favorable, le rapport entre les activités du thorium et de l'ionium ainsi que le montre la figure 9. Dans le



10/ Quelques étapes importantes du niveau marin depuis 200 000 ans déduites des mesures d'âge sur les forages de l'atoll Mururoa. Tiré de : « Etudes des transgressions marines sur l'atoll de Mururoa par la datation des différents niveaux de corail », par Jacques LABEYRIE, Claude LALOU, Georgette DELIBRIAS (C.F.R., C.N.R.S., 91 - Gif-sur-Yvette, France) dans : *Cahiers du Pacifique*, n° 13 (1969).

11/ Echelle de temps des inversions géomagnétiques. Les âges sont obtenus par la méthode potassium - argon. Tiré de : « Geomagnetic Reversals », Allan Cox dans *Science*, vol. 163, 3864, p. 237-245 (1969).

cas de la mesure présentée ici, un taux de sédimentation très faible (1,2 mm/1 000 ans) a pu être ainsi mesuré sur une carotte de l'océan Indien.

Nous allons dire un mot sur la datation des niveaux coralliens, méthode elle aussi fondée sur les déséquilibres dans la famille de l'uranium. Cette méthode est uniquement fondée sur le déséquilibre entre les descendants de l'uranium.

Pour les coraux, en effet, seul l'uranium est inclus dans le réseau cristallin, c'est donc la formation de l'ionium à partir de cet uranium qui servira à dater l'échantillon.

L'on va mesurer par spectrométrie  $\alpha$ , les rapports d'activité entre l'uranium et l'ionium, qui permettront de déduire le temps écoulé depuis le moment où le corail a cessé de fixer l'uranium de l'eau de mer. Comme la croissance du corail dépend du fait qu'il est ou non immergé, on obtiendra, dans une carotte corallienne une série de séquences datées, de croissance et d'arrêts de croissance du corail que l'on pourra relier aux fluctuations du niveau de la mer (fig. 10). Ce moyen d'étude a permis d'évaluer, avec précision et pour des zones océaniques très lointaines les unes des autres, l'amplitude et l'âge des grandes oscillations du niveau marin et d'établir leur corrélation avec ce que l'on connaît par ailleurs sur les variations climatiques.

Rappelons que la limite dans l'état actuel des techniques les plus élaborées de la datation par la méthode de l'ionium-thorium, est d'environ 400 000 ans.

**Méthode potassium-argon.**

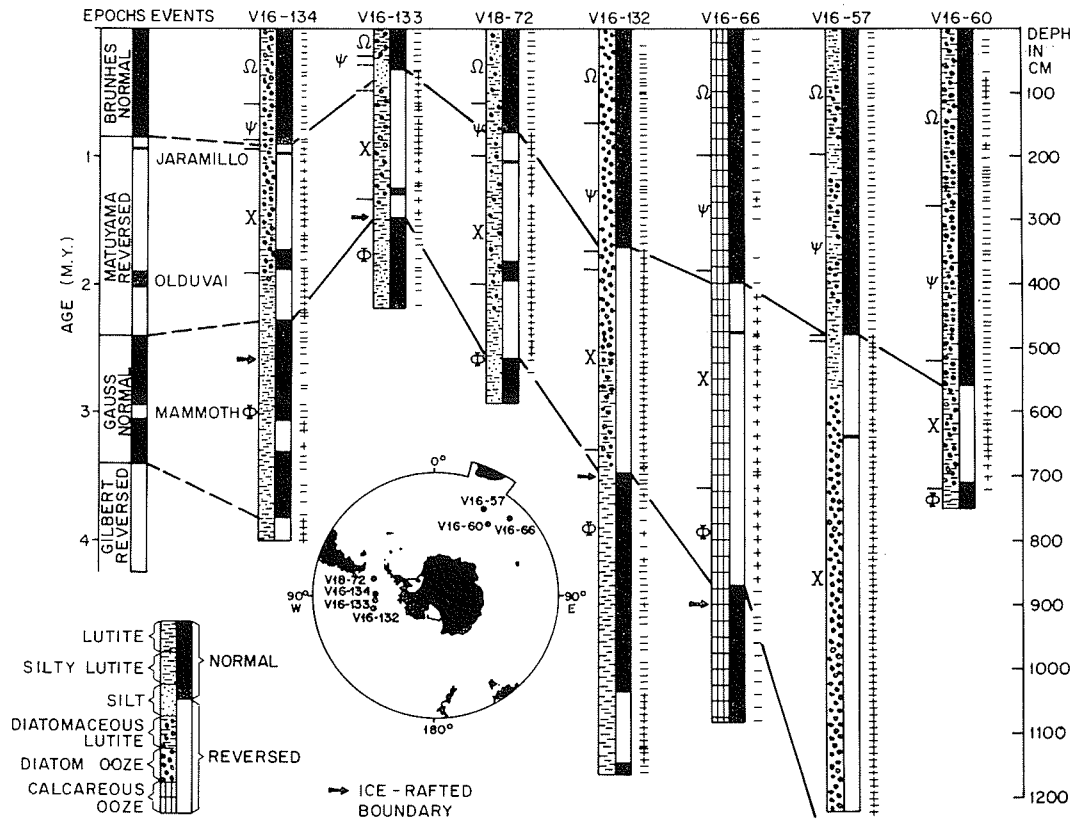
Abordons maintenant une méthode qui permet de pénétrer beaucoup plus loin dans le temps, mais qui, par contre, malheureusement, est imprécise pour les périodes récentes.

Cette méthode, appelée méthode potassium-argon, permet de dater les roches qui contiennent du potassium et qui ont un âge de formation de 150 000 ans, jusqu'aux roches les plus anciennes (env. 3 milliards d'années). Elle est fondée sur le fait que l'isotope 40 du potassium se désintègre avec une période de  $1,3.10^9$  années, et donne le calcium 40 et l'argon 40; ceux-ci s'accumulent dans la roche au fur et à mesure que le temps passe.

| K-AR AGE (M.Y.) (Million years) | MAGNETIC DATA |          | FIELD POLARITY |          | AGES OF BOUNDARIES (Million years)      | POLARITY EVENTS               | POLARITY EPOCH          |
|---------------------------------|---------------|----------|----------------|----------|---|-------------------------------|-------------------------|
|                                 | NORMAL        | REVERSED | NORMAL         | REVERSED |   |                               |                         |
| 0,02 - 0,03                     | Normal        | Reversed | Normal         | Reversed | 0,02 - 0,03                             | LASCHAMP EVENT                | BRUNHES NORMAL EPOCH    |
| 0,5                             | Normal        | Reversed | Normal         | Reversed | 0,69                                    |                               | BRUNHES NORMAL EPOCH    |
| 1,0                             | Normal        | Reversed | Normal         | Reversed | 0,89 - 0,95                             | JARAMILLO EVENT               | MATUYAMA REVERSED EPOCH |
| 1,5                             | Normal        | Reversed | Normal         | Reversed | 1,61 - 1,63 - 1,64                      | GILSA EVENT                   | MATUYAMA REVERSED EPOCH |
| 2,0                             | Normal        | Reversed | Normal         | Reversed | 1,95 - 1,98 - 2,11 - 2,13               | OLDUVAI EVENTS                | MATUYAMA REVERSED EPOCH |
| 2,5                             | Normal        | Reversed | Normal         | Reversed | 2,43                                    |                               | MATUYAMA REVERSED EPOCH |
| 3,0                             | Normal        | Reversed | Normal         | Reversed | 2,80 - 2,90 - 2,94 - 3,06               | KAENA EVENT - MAMMOTH EVENT   | GAUSS NORMAL EPOCH      |
| 3,5                             | Normal        | Reversed | Normal         | Reversed | 3,32                                    |                               | GAUSS NORMAL EPOCH      |
| 4,0                             | Normal        | Reversed | Normal         | Reversed | 3,70 - 3,92 - 4,05 - 4,25 - 4,38 - 4,50 | COCHITI EVENT - NUNIVAK EVENT | GILBERT REVERSED EPOCH  |

**12/** Corrélation des stratigraphies montrant les inversions géomagnétiques dans 7 carottes de l'Océan Antarctique. Le signe — indique les échantillons présentant une orientation magnétique « normale », le signe + les échantillons montrant une inversion du champ magnétique.

Tiré de: « Paleomagnetic Study of Antarctic Deep-Sea Cores - Paleomagnetic study of sediments in a revolutionary method of dating events in Earth's history », par N.D. OPDYKE, B. GLASS, J.D. HAYS, J. FOSTER, *Science*, vol. 154, 3747, p. 349-357 (1966).



En connaissant la concentration en potassium d'une roche (env. 2,6 %), la période du potassium ( $1,3 \cdot 10^9$  ans) et la quantité d'argon formée, on peut déduire l'âge de cette roche en utilisant l'équation fondamentale de la radioactivité :

$$dN/dt = \lambda N$$

La mesure de la quantité d'argon 40 qui a été formé est possible grâce à la spectrométrie de masse. Il existe une autre méthode de mesure de cet argon 40 fondée sur l'analyse par activation neutronique. Cette méthode est en voie de développement (\*).

Les sédiments marins ne sont pas datables directement par la méthode potassium-argon. En effet, les minéraux qu'ils contiennent sont en général des minéraux détritiques qui ne peuvent donner que l'âge de formation de la roche dont ils proviennent. Il existe cependant un moyen indirect de dater les couches sédimentaires en utilisant les lits de cendres volcaniques que l'on rencontre parfois intercalés entre différents épisodes sédimentaires. En effet, les cendres émises par le volcan peuvent être portées dans l'air, loin de leur point de formation. On estime que ces cendres sédimentent suffisamment rapidement et l'on considère qu'elles sont contemporaines des couches sédimentaires dans lesquelles on les retrouve.

Ces cendres constituent un excellent matériau pour la datation car elles ont subi lors de leur formation à haute température un « dégazage » complet. La notion de dégazage est importante. En effet, si l'on veut évaluer le temps écoulé entre le moment où une roche a cristallisé et le moment où l'on effectue la mesure du rapport entre le

potassium et son fils l'argon, il faut, bien évidemment, que la cristallisation initiale s'accompagne d'un « nettoyage » par le dégazage aussi complet que possible de l'argon qui était contenu dans la roche non encore solidifiée.

Les roches volcaniques cristallisant à très grande vitesse, on considère que, dans de très nombreux cas, le dégazage de l'argon a été total. Dans le cas des datations des sédiments marins, l'on mesurera les quantités de sédiments déposés entre deux couches de cendres volcaniques dont on aura pu effectuer la datation avec une grande précision.

L'une des grandes performances de la méthode de datation par le potassium-argon, a été la possibilité de dater les inversions du champ magnétique terrestre. La figure 11 montre les épisodes de ces inversions du champ magnétique telles que l'on peut les observer dans les roches continentales.

Ces inversions du champ magnétique terrestre peuvent être mesurées grâce à la propriété qu'ont les roches d'acquies, lors de leur cristallisation, un magnétisme orienté dans la composante du champ magnétique du moment et du lieu où elles cristallisent.

Un phénomène très voisin a lieu lorsque des cristaux de roches sédimentent très lentement sur les fonds océaniques. Les microcristaux de roches s'orientent dans la composante du champ magnétique de la terre, à l'endroit et au moment de leur sédimentation.

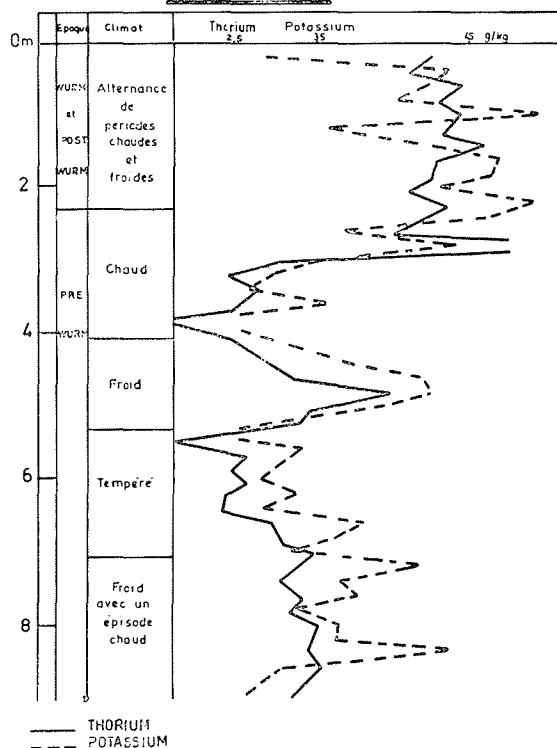
Il a été possible de repérer les inversions magnétiques dans de nombreuses carottes de grands fonds océaniques, ainsi que le montre la figure 12.

L'existence de l'empreinte des inversions du champ magnétique dans le sédiment a servi à son tour pour l'étude des taux de sédimentation marine, en particulier pour la période comprise entre l'extension maximale du champ d'application des méthodes ionium-thorium et le début du champ d'application valable de la méthode potassium-argon, c'est-à-dire entre 300 000 et un million d'années

(\*) La limite de sensibilité de la méthode potassium-argon pour les roches d'un âge récent vient du fait qu'il est nécessaire qu'une quantité minimale d'argon ait été engendrée pour qu'elle puisse être mesurée quantitativement.

## RELATIONS ENTRE LA TENEUR EN POTASSIUM ET THORIUM

## ET LE CLIMAT



14/ Traces fossiles révélées dans un micro-cristal d'apatite. La teneur en uranium est de 27 ppm. L'âge de cette roche que l'on peut calculer par la méthode est :  $23 \pm 2 \cdot 10^9$  ans. Communication personnelle 1969. Ubijana BRITO (C.F.R., C.N.R.S., 91 - Gif-sur-Yvette, France).

13/ Variations des teneurs en potassium et en thorium dans une carotte de la bordure du plateau continental atlantique ( $47^{\circ} 7'7''$  Nord,  $8^{\circ} 05'6''$  Ouest) corrélées avec les variations climatiques, par Lydie CHENOARD et Claude LALOU (C.F.R., C.N.R.S., 91 - Gif-sur-Yvette, France) dans « Gamma-ray spectrometry as a tool for a rapid investigation of detritic cores », *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 39, n° 4, p. 1477-1483 (1969).

(fig. 1). On dispose, en effet, d'un événement bien marqué à 700 000 ans : l'inversion Brunhes-Matuyama.

Rappelons que l'utilisation de ces méthodes a permis de vérifier l'hypothèse, fondamentale pour la géophysique, de l'expansion des fonds marins (*Sea-floor spreading theory*) qui a bouleversé récemment la plupart de nos connaissances sur l'histoire de la croûte terrestre.

A propos de la méthode potassium-argon, il est probable que cette méthode se révélera comme la seule méthode applicable pour l'étude des vitesses de sédimentation sur les talus continentaux, lorsque des carottes suffisamment longues auront été forées sur ce talus.

Les mesures de vitesse de sédimentation sur les talus sont extrêmement sujettes à caution puisque les talus sont constitués de matériaux détritiques de toute nature et qu'ils sont profondément et continuellement remaniés par des phénomènes mécaniques; il est donc extrêmement difficile de dater à coup sûr les niveaux sédimentaires que l'on rencontre. L'on peut cependant y arriver en étudiant soigneusement les variations de la composition en éléments radioactifs des sédiments du talus comme le montre la figure 13 et en les reliant aux épisodes climatiques.

Si l'on retrouve des lits de cendres dans des carottes prélevées sur les talus, lits de cendres qui pourront probablement être datés avec une précision suffisante, l'on pourra peut-être, dans le futur, améliorer nos connaissances sur la formation des talus continentaux, qui demeure, encore aujourd'hui mal connue.

Disons un mot des méthodes qui sont encore peu utilisées car elles ne sont pas encore complètement au point, mais qui peuvent se révéler, à l'avenir, comme extrêmement utiles pour la datation.

L'une est la méthode dite des traces fossiles. Cette méthode doit, en principe, permettre de connaître l'âge d'une grande variété de roches, sans présenter les inconvénients liés à ceux de la méthode potassium-argon.

Elle est fondée sur le fait que, pratiquement, toutes les roches terrestres contiennent de l'uranium et que cet uranium, en se désintégrant, produit dans le système cristallin des lésions ou « traces » dont le nombre est fonction du temps qui s'est écoulé depuis que l'uranium se désintègre à l'intérieur du réseau cristallin. Le nombre de traces fossiles qui est révélé après des attaques chimiques minutieuses est relié à la concentration de l'uranium 238 qui les a engendrées, et au temps qui s'est écoulé (fig. 14).

Il sera probablement possible de vérifier, par la méthode des traces, l'âge de certaines roches océaniques qui s'épanchent continuellement à partir des chaînes volcaniques médio-océaniques et qui sont difficilement datables par la méthode du potassium-argon car, contrairement aux roches volcaniques continentales, leur dégazage, au moment de leur cristallisation, semble incomplet.

Nous pouvons dire un mot d'une autre méthode qui est fondée sur la thermoluminescence et qui viendrait compléter heureusement les mesures effectuées avec le carbone 14.

Cette méthode consiste à mettre en évidence la thermoluminescence des cristaux, cette thermoluminescence pouvant être, en général, attribuée à l'irradiation à laquelle ils ont été soumis naturellement.

On peut établir une relation entre la thermoluminescence et la durée de l'irradiation de certains cristaux de roches. Cette méthode pourrait étendre dans le temps les mesures effectuées avec le carbone 14 dont nous avons, au début de cet exposé, minutieusement décrit les aléas en ce qui concerne le problème de datation du sédiment marin.

Au cours de cet exposé trop succinct, il n'a pas été possible d'entrer dans le détail des méthodes. On se référera avec fruit aux travaux des auteurs dont sont extraites les figures qui illustrent ce texte.