

# Étude de la bioturbation dans les sédiments superficiels de la Méditerranée occidentale par le traceur $^{210}\text{Pb}$

Bioturbation  
 $^{137}\text{Cs}$   
Méditerranée  
 $^{210}\text{Pb}$   
Sédiment  
Traceur

Bioturbation  
 $^{137}\text{Cs}$   
Mediterranean  
 $^{210}\text{Pb}$   
Sediment  
Tracer

Y. YOKOYAMA, H.V. NGUYEN, C.E. LAMBERT, R. CHESSELET

Centre des Faibles Radioactivités, Laboratoire mixte CNRS-CEA, Avenue de la Terrasse, 91190 Gif-sur-Yvette, France.

Reçu le 18/9/84, révisé le 23/1/85, accepté le 6/2/85.

## RÉSUMÉ

Le taux de bioturbation dans des sédiments de la Méditerranée occidentale a été étudié en utilisant le traceur  $^{210}\text{Pb}$ . Les distributions de l'activité de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  et  $^{137}\text{Cs}$  dans 6 carottes de sédiments ont été déterminées par la spectrométrie gamma non destructive à haute résolution. L'existence de l'excès de  $^{210}\text{Pb}$  a permis d'évaluer le taux de bioturbation dans ces carottes et les coefficients de mélange obtenus pour celles-ci sont comparables à ceux généralement trouvés dans l'Atlantique, à l'exception de la station SRG2 dans la mer d'Alboran ( $36^\circ, 16,9' \text{ N}$  et  $00^\circ 0,6,3' \text{ W}$ ) où un coefficient de  $20 \times 10^{-8} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  a été obtenu. Cette dernière valeur est extrêmement élevée et supérieure à celles que nous avons trouvées dans l'estuaire du St-Laurent ( $5-8 \times 10^{-8} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ ). A partir de la distribution d'un autre radionuclide, le  $^{137}\text{Cs}$ , des coefficients de mélange similaires à ceux obtenus pour le  $^{210}\text{Pb}$  ont été déterminés pour ces carottes de la Méditerranée. D'autre part il est confirmé que l'inventaire de  $^{210}\text{Pb}$  en excès et de  $^{137}\text{Cs}$  dans les sédiments est lié au mécanisme de transport de ces nuclides par des particules biogéniques depuis les eaux de surface jusqu'aux fonds marins.

*Oceanol. Acta*, 1985, 8, 3, 285-291.

## ABSTRACT

Bioturbation study of surface sediments in Western Mediterranean by  $^{210}\text{Pb}$  tracer

Bioturbation rates in sediments of the Western Mediterranean are studied by  $^{210}\text{Pb}$  tracer. Distributions of  $^{238}\text{U}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  activities in 6 cores have been determined by high-resolution and non-destructive gamma-ray spectrometry. The mixing coefficients deduced from the excess  $^{210}\text{Pb}$  profiles of Mediterranean cores are comparable to those found in the Atlantic, except for the SRG2 station in the Alboran Sea ( $36^\circ 16.9' \text{ N}$  and  $00^\circ 06.3' \text{ W}$ ), where a coefficient of  $20 \times 10^{-8} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  is obtained. This value is extremely high and exceeds the values previously observed at the St. Laurent estuary ( $5-8 \times 10^{-8} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ ). From the profile of another radionuclide, the  $^{137}\text{Cs}$ , similar mixing coefficients to those from  $^{210}\text{Pb}$  are obtained. On the other hand, the high standing stocks of excess  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  in the sediments of this region seem related to the transport mechanism of these radionuclides by the biogenic particles from seawater to sediment surface.

*Oceanol. Acta*, 1985, 8, 3, 285-291.

## INTRODUCTION

L'activité biologique et (ou) le mouvement physique à l'interface eau-sédiment peuvent causer le mélange et le déplacement de la surface de sédiment. En effet, les géologues marins connaissent depuis longtemps l'am-

pleur des modifications de la couverture sédimentaire due à l'instabilité des sédiments des talus continentaux. Ces modifications se manifestent par le courant de densité appelé courant de turbidité qui parvient le plus souvent dans son trajet jusqu'aux profondeurs des plaines abyssales en modifiant la texture des corps

sédimentaires. Par ailleurs, on observe la remise en suspension de l'extrême surface du sédiment qui provoque la formation dans la masse d'eau de véritables nuages de particules appelés néphéloïdes. Ces deux mécanismes interviennent de façon épisodique.

Un autre type de perturbation affecte l'interface eau-sédiment : il s'agit de la modification continue, induite par l'activité biologique, de la couche de surface de la colonne sédimentaire (Goldberg, Koide, 1962; Arrhenius, 1963; Berger, Heath, 1968; Hanor, Marshall, 1971; Ruddiman, Glover, 1972; Guinasso, Schink, 1975; Paul, 1977). Ce phénomène est couramment appelé bioturbation ou bioperturbation.

L'identification de la cause exacte du mélange de la surface de sédiment serait possible dans certains cas typiques, mais très souvent la distinction entre la cause biologique et physique n'est pas aisée.

Nous rendons compte ici des premiers résultats quantitatifs sur l'ampleur et la distribution de la bioturbation dans les fonds de la Méditerranée occidentale. L'existence de cette perturbation de la colonne sédimentaire peut être révélée par l'étude aux rayons X des carottes de sédiments de surface. Cependant, cette technique, bien qu'elle permette de mesurer la profondeur atteinte par le remaniement, ne permet pas de connaître le taux de mélange. Il est apparu qu'il était nécessaire de mesurer ce taux de façon cohérente et systématique afin de pouvoir comparer entre elles les intensités relatives de la bioturbation, en identifier les causes et en comparer les effets dans différentes régions de l'océan. En effet, il a été montré que ce remaniement avait une profonde influence sur les équilibres des cycles biogéochimiques tels que ceux du  $\text{CO}_2$ , des nutriments et des métaux en trace (Aller, 1977; Paul, 1977; Peng *et al.*, 1977; Schink, Guinasso, 1977; 1978).

Notre étude fait suite à celle que nous avons entreprise dans diverses régions de l'Atlantique avec le Centre Océanologique de Bretagne (Mauviel *et al.*, 1982). Elle a été effectuée sur des prélèvements provenant de la campagne PHYCEMED I (1981) : Physique et Chimie de la Méditerranée Occidentale.

## MÉTHODOLOGIE

A) L'étude de la distribution en fonction de la profondeur de certains radionuclides permet de mesurer ce taux de mélange. Le radionuclide couramment utilisé pour cette mesure est le  $^{210}\text{Pb}$  (Nozaki *et al.*, 1977; Peng *et al.*, 1979). Ce nuclide, qui a une période de 22,3 ans, est un descendant de  $^{238}\text{U}$ . On mesure le  $^{210}\text{Pb}$  total et on calcule celui qui est en excès par rapport au  $^{210}\text{Pb}$  en équilibre avec ses parents radioactifs (en particulier le  $^{226}\text{Ra}$ ). Le  $^{210}\text{Pb}$  en excès est principalement d'origine atmosphérique. La contribution du  $^{210}\text{Pb}$  en excès provenant du  $^{226}\text{Ra}$  dissous dans l'eau de mer serait relativement faible dans la Méditerranée (voir Annexe). Ce  $^{210}\text{Pb}$  en excès est apporté au sédiment par les particules qui descendent dans la colonne d'eau. Ces particules ainsi marquées deviennent des traceurs du remaniement du sédiment. Il y a donc lieu de mesurer simultanément divers

radionuclides de cette filiation afin de déterminer avec la meilleure précision possible l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  en excès. La mesure de ces radionuclides se fait généralement après une séparation chimique longue et délicate. De même que pour l'étude mentionnée ci-dessus pour l'Atlantique, nous avons utilisé une méthode instrumentale fondée sur la mesure à haute résolution de l'émission du rayonnement gamma de ces radionuclides. Nous donnons ici un bref aperçu des fondements techniques de la méthode, dont on trouvera une description détaillée dans deux articles précédents (Yokoyama, Nguyen, 1979; 1980). Le spectre du rayonnement de l'échantillon est obtenu grâce à l'utilisation d'un détecteur au germanium de haute pureté. La technique de l'implantation ionique rend le cristal de germanium ainsi traité extrêmement efficace pour la détection du rayonnement gamma à basse énergie. C'est le cas du rayonnement gamma du  $^{210}\text{Pb}$  ( $E=46,5$  KeV).

Le  $^{137}\text{Cs}$ , qui provient essentiellement des essais nucléaires dans l'atmosphère des années 1959-1963, a une période de 30,2 ans. Les deux nuclides, le  $^{210}\text{Pb}$  et le  $^{137}\text{Cs}$ , ont donc des périodes comparables mais des origines différentes. C'est pour cette raison que nous avons comparé les profils de ces deux nuclides dans le sédiment. L'étude du  $^{137}\text{Cs}$  dans des sédiments côtiers a été rapportée par plusieurs auteurs (Livingston, Bowen, 1979; Beasley *et al.*, 1982). Le  $^{137}\text{Cs}$  est aussi un émetteur gamma ( $E=661,6$  KeV), que l'on peut détecter avec la même technique que celle utilisée pour le  $^{210}\text{Pb}$ . B) La technique de préparation de l'échantillon qui doit être mesuré par spectrométrie consiste essentiellement à geler à bord du bateau l'échantillon de sédiment puis à le découper en tranches de 0,5 à 2 cm d'épaisseur. Ces tranches de sédiment sont ensuite lyophilisées afin d'en extraire l'eau. Chaque échantillon pèse de 10 à 30 g. L'échantillon est placé dans un boîtier qui est mis en contact avec le détecteur pour une durée de 24 à 48 heures seulement car l'installation de mesure a un très bas niveau de bruit de fond.

C) L'étude a porté sur 6 carottages obtenus en avril 1981 à bord du "Suroit" par un carottier-boîte de type Usnel. Sur chaque échantillon, on a procédé immédiatement, sur le pont du navire, à un recarottage au moyen d'un tube de plastique transparent qui a été immédiatement congelé. La position des carottages Usnel est donnée dans la figure 1 et le tableau 1. Ces sédiments sont essentiellement des boues marneuses.

## RÉSULTATS

Le tableau 1 donne les résultats de la détermination des activités de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  total,  $^{137}\text{Cs}$  et  $^{210}\text{Pb}$  en excès. Pour mémoire, signalons que nous mesurons également celle du  $^{40}\text{K}$ ,  $^{226}\text{Ra}$  et  $^{228}\text{Th}$ . Les distributions du  $^{222}\text{Rn}$  et  $^{226}\text{Ra}$  sont données ici afin de permettre leurs comparaisons avec celle du  $^{210}\text{Pb}$ . Les activités de deux radionuclides ( $^{222}\text{Rn}$  et  $^{226}\text{Ra}$ ) mesurées dans ces échantillons peuvent être considérées comme à l'équilibre, compte tenu de l'incertitude sur la mesure, à l'exception de GYW2 (2-4 cm). Comme la méthode permet une bien meilleure précision sur la

Figure 1  
Position des stations étudiées.  
Location of the studied stations.

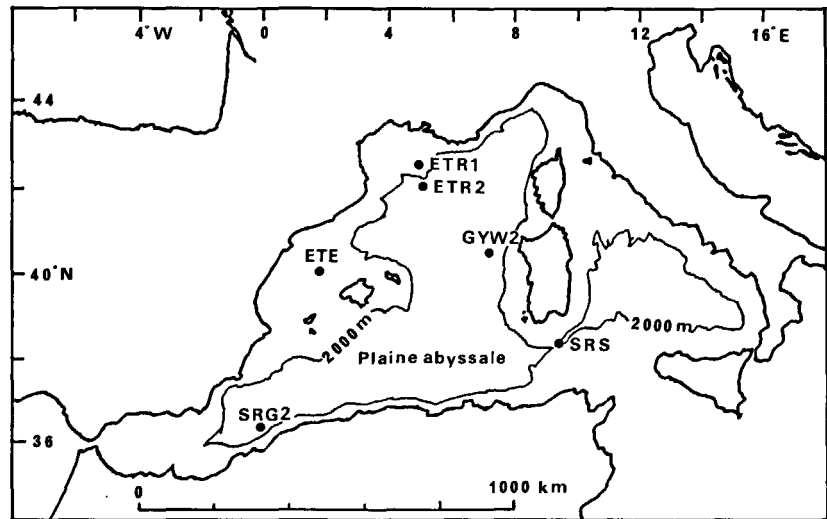


Tableau 1  
Les activités des radionuclides dans les sédiments de la Méditerranée occidentale.  
Radionuclide activities in the sediments from Western Mediterranean Sea.

Station	Position	Profondeur d'eau (m)	Profondeur dans carotte (cm)	Activité (dpm g <sup>-1</sup> )					
				<sup>238</sup> U	<sup>226</sup> Ra	<sup>222</sup> Rn	<sup>210</sup> Pb	<sup>210</sup> Pb en excès	<sup>137</sup> Cs
GYW2	40°36'6 N 07°10'7 E Plaine centrale	2780	0,0 - 2,0	1,49 ± 0,22	2,50 ± 0,46	2,45 ± 0,09	2,21 ± 0,31	-0,24 ± 0,32	0,05 ± 0,03
			2,0 - 4,0	1,66 ± 0,19	3,20 ± 0,41	2,41 ± 0,08	2,25 ± 0,26	-0,09 ± 0,20	0,04 ± 0,03
ETR1	42°35'7 N 04°52'0 E Golfe du Lion	1738	0,0 - 2,0	1,17 ± 0,19	1,35 ± 0,42	1,67 ± 0,08	4,41 ± 0,32	2,75 ± 0,33	0,15 ± 0,04
			2,0 - 4,0	1,19 ± 0,17	1,79 ± 0,36	1,58 ± 0,06	6,36 ± 0,28	4,78 ± 0,29	0,20 ± 0,03
			4,0 - 6,0	1,35 ± 0,24	1,38 ± 0,54	1,53 ± 0,09	3,54 ± 0,37	2,01 ± 0,38	0,15 ± 0,05
			6,0 - 8,0	1,46 ± 0,21	1,18 ± 0,46	1,73 ± 0,08	1,82 ± 0,31	0,09 ± 0,20	0,01 ± 0,03
ETR2	42°02'3 N 05°05'4 E Golfe du Lion	2200	0,0 - 2,0	1,26 ± 0,19	1,69 ± 0,42	1,57 ± 0,08	2,77 ± 0,31	1,20 ± 0,32	0,02 ± 0,03
			2,0 - 4,0	1,32 ± 0,14	1,56 ± 0,28	1,44 ± 0,05	2,02 ± 0,21	0,58 ± 0,22	0,07 ± 0,02
ETE	40°06'0 N 01°42'0 E Golfe de Valence	1700	0,0 - 2,0	1,45 ± 0,22	1,26 ± 0,45	1,38 ± 0,08	7,28 ± 0,39	5,89 ± 0,40	0,25 ± 0,04
			2,0 - 4,0	1,26 ± 0,16	1,95 ± 0,34	1,52 ± 0,06	4,93 ± 0,26	3,41 ± 0,27	0,14 ± 0,03
			4,0 - 6,0	1,54 ± 0,22	1,49 ± 0,46	1,56 ± 0,08	1,91 ± 0,32	0,35 ± 0,33	0,00 ± 0,03
SRS	38°22'9 N 09°24'8 E Sud de la Sardaigne	2094	0,0 - 1,0	1,16 ± 0,21	1,34 ± 0,47	1,32 ± 0,08	7,29 ± 0,37	5,97 ± 0,38	0,19 ± 0,04
			1,0 - 2,0	1,06 ± 0,21	1,22 ± 0,47	1,20 ± 0,08	3,09 ± 0,33	1,89 ± 0,34	0,14 ± 0,04
			2,0 - 4,0	1,32 ± 0,19	1,64 ± 0,42	1,28 ± 0,07	1,87 ± 0,28	0,59 ± 0,29	0,04 ± 0,03
SRG2	36°16'9 N 00°06'3 W Mer d'Alboran	2600	0,0 - 2,0	1,42 ± 0,16	1,26 ± 0,33	1,53 ± 0,06	14,77 ± 0,30	13,24 ± 0,31	1,08 ± 0,04
			2,0 - 4,0	1,66 ± 0,13	1,60 ± 0,28	1,36 ± 0,05	12,84 ± 0,24	11,48 ± 0,25	0,87 ± 0,03
			4,0 - 6,0	1,74 ± 0,11	1,38 ± 0,24	1,26 ± 0,04	11,49 ± 0,19	10,23 ± 0,19	0,64 ± 0,02
			6,0 - 8,0	1,56 ± 0,14	1,42 ± 0,30	1,27 ± 0,05	10,12 ± 0,25	8,85 ± 0,25	0,34 ± 0,03
			8,0 - 10,0	1,53 ± 0,14	1,32 ± 0,32	1,29 ± 0,05	7,10 ± 0,24	5,81 ± 0,25	0,21 ± 0,03
			11,0 - 13,0	1,99 ± 0,18	1,55 ± 0,39	1,45 ± 0,06	3,77 ± 0,26	2,32 ± 0,27	0,15 ± 0,03
23,0 - 25,0	1,38 ± 0,15	1,37 ± 0,31	1,29 ± 0,05	1,12 ± 0,19	-0,17 ± 0,20	0,03 ± 0,02			

Les erreurs sont 1 sigma et comprennent toutes les erreurs connues.  
Errors are 1 sigma errors (including all known errors).

mesure du <sup>222</sup>Rn que sur celle du <sup>226</sup>Ra, ce sont les teneurs en <sup>222</sup>Rn qui servent à déduire l'excès de <sup>210</sup>Pb. L'examen des résultats mentionnés au tableau 1 appelle les commentaires généraux suivants :

1) L'activité de <sup>238</sup>U varie entre 1,5 et 2 dpm g<sup>-1</sup> de sédiment total. Par conséquent, on n'observe pas une variation importante de l'activité de ce radionuclide.

2) Bien qu'il ait été démontré que la presque totalité du <sup>137</sup>Cs injecté dans la Méditerranée se trouve encore sous forme dissoute (Fukai *et al.*, 1981), ce radionuclide est en concentrations détectables dans les sédiments de surface à toutes les stations étudiées ici sauf pour la station GYW2 pour laquelle, par ailleurs, aucun excès de <sup>210</sup>Pb n'est détectable.

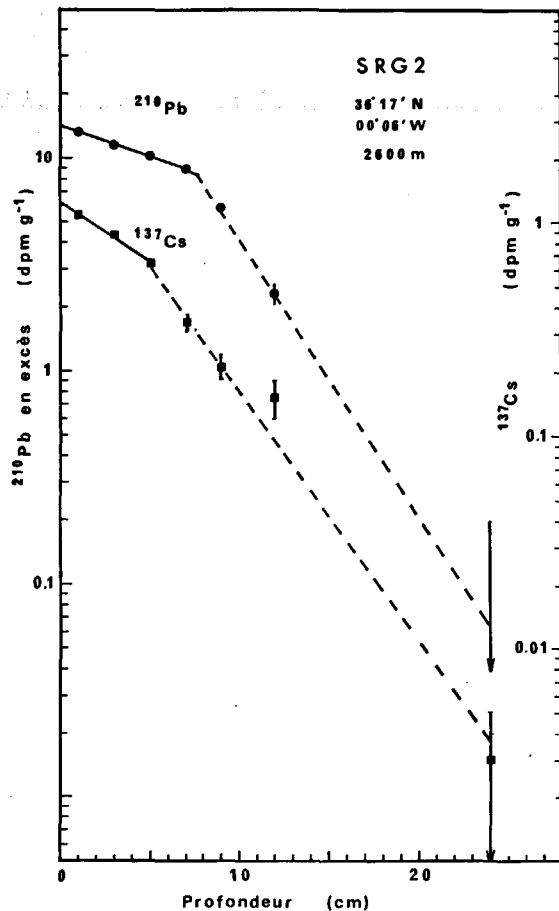


Figure 2

Les profils du  $^{210}\text{Pb}$  en excès et du  $^{137}\text{Cs}$  dans le sédiment de la station SRG2 dans la mer d'Alboran. Les profils de ces deux nucléides sont presque parallèles. Le changement de pente du profil de  $^{137}\text{Cs}$  se produit à moindre profondeur que celui du  $^{210}\text{Pb}$ . Ceci peut s'expliquer par l'introduction récente de ce nucléide (depuis environ 1955) dans la mer : le profil de ce nucléide n'a pas encore atteint l'état stationnaire.

*Profiles of  $^{210}\text{Pb}$  excess and  $^{137}\text{Cs}$  in the sediment cores (station SRG2, Alboran Sea). The two profiles are quite identical. The change in slope for  $^{137}\text{Cs}$  profile takes place at lower depth than for  $^{210}\text{Pb}$ . This may be explained by the recent introduction of  $^{137}\text{Cs}$  (in 1955) in the sea. The steady state profile has not yet been achieved for this nuclide.*

La figure 2 montre les profils du  $^{210}\text{Pb}$  en excès et du  $^{137}\text{Cs}$  en fonction de la profondeur du sédiment à la station SRG2 dans la mer d'Alboran. Le  $^{210}\text{Pb}$  en excès décroît exponentiellement jusqu'à une profondeur de 8 cm, ensuite la pente du profil change et l'excès décroît plus rapidement à partir de cette profondeur. Ce type de profil serait caractéristique de la bioturbation car il montre un taux de mélange constant jusqu'à une certaine profondeur critique et ensuite une décroissance rapide de l'activité biologique. Le profil d'un autre radionuclide, le  $^{137}\text{Cs}$ , est pratiquement parallèle à celui du  $^{210}\text{Pb}$  (fig. 2). Ce quasi parallélisme exclut une autre interprétation qui consisterait à expliquer d'une part la décroissance exponentielle du profil du  $^{210}\text{Pb}$  par un taux élevé de sédimentation et, d'autre part, l'existence de deux régimes observés par une variation du taux de sédimentation. En effet, dans le profil du  $^{137}\text{Cs}$  (fig. 2), on ne trouve pas le pic du maximum des retombées des années 1960, ni la rupture brusque due au commencement des essais nucléaires à grande échelle à partir de 1952, ce qui impliquerait une

telle interprétation. En outre, le taux de sédimentation calculé à l'aide du profil de  $^{210}\text{Pb}$  est voisin de  $2,2 \text{ cm an}^{-1}$ , valeur à l'évidence beaucoup trop forte pour des sédiments déposés par 2600 m de fond.

Le même type de profil a été observé à la station ETE dans le golfe de Valence (fig. 3). Par contre, les profils irréguliers aussi bien du  $^{210}\text{Pb}$  que du  $^{137}\text{Cs}$  à la station ETR1 dans le golfe du Lion (fig. 3) semblent dus à des événements brusques tels que le courant de turbidité produit à l'embouchure du Rhône.

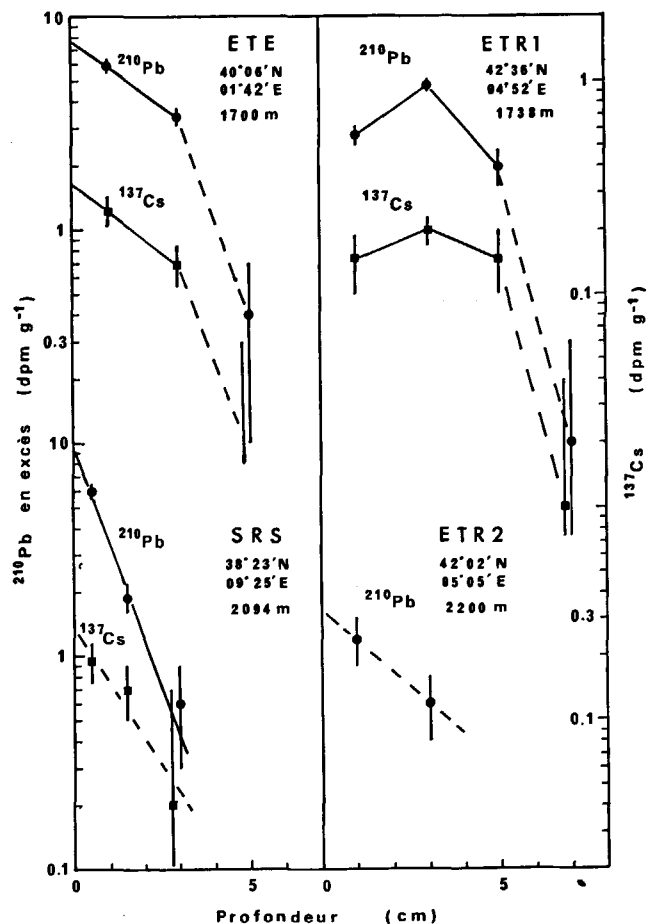


Figure 3

Les profils du  $^{210}\text{Pb}$  en excès et du  $^{137}\text{Cs}$  dans les sédiments des stations SRS (au Sud de la Sardaigne), ETE (dans le Golfe de Valence), ETR1 et ETR2 (dans le Golfe du Lion).

*Excess  $^{210}\text{Pb}$  and  $^{137}\text{Cs}$  profiles in the sediment cores station SRS (South of Sardinia), ETE (Valencia Gulf), ETR1 and ETR2 (Golfe du Lion).*

## DISCUSSION

### Taux de mélange

Le taux de mélange est généralement exprimé en termes de coefficient de diffusion  $D_B$  (Guinasso, Schink, 1975; Aller, Cochran, 1976; Aller, 1977). Dans le calcul de ce paramètre, nous utilisons ici une équation fondée sur le mélange du  $^{210}\text{Pb}$  en excès sur une profondeur infinie (voir Annexe 1). Les valeurs de  $D_B$  pour les 6 stations étudiées sont données dans le tableau 2 où nous donnons aussi, à titre de comparaison, quelques valeurs observées lors de notre étude dans l'Atlantique Nord (Mauviel *et al.*, 1982). Les valeurs de  $D_B$  obtenues pour ces stations de la Méditerranée figurent dans la

gamme des  $D_B$  généralement trouvées dans l'Atlantique, sauf à la station SRG2 pour les 8 premiers centimètres :  $22 \times 10^{-8} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ . Cette valeur est extrêmement élevée et supérieure à celles que nous avons trouvées dans l'estuaire du St-Laurent : environ  $5 \times 10^{-8} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$  (Silverberg *et al.*, 1984).

Deux explications coexisteraient pour un taux de mélange aussi élevé :

a) Il serait la traduction d'une forte activité biologique dans le sédiment, induite par l'intensité de la productivité dans les eaux de surface. En effet, une productivité exceptionnelle dans cette zone de la Méditerranée a été identifiée lors de la campagne MIDIPROD IV en 1981 par Coste *et al.* (1982). Lors de cette campagne, une forte concentration de biomasse planctonique a été découverte à l'extrémité Est du détroit de Gibraltar, au sud de la mer d'Alboran. Cette productivité exceptionnelle est attribuée à la présence d'une remontée de l'eau de fond apportant des éléments nutritifs qui permettent au plancton de se développer. Cette explication aurait le mérite de mettre en évidence le couplage étroit qui existe entre la productivité des eaux de surface et l'activité biologique des populations abyssales. La condition de ce couplage est un approvisionnement rapide des populations abyssales par l'intermédiaire des grosses particules contenant du matériel aisément assimilable.

b) On pourrait y voir les conséquences d'une remise en suspension constante du sédiment sous l'action des courants de fond importants à la sortie du détroit de Gibraltar vers la mer d'Alboran. En effet, il existe en

mer d'Alboran une circulation cyclonique qui pourrait entraîner et redéposer les particules dans la même zone. Dans ce cas, le  $^{210}\text{Pb}$  produit dans la colonne d'eau serait adsorbé par les particules, et celles-ci seraient enrichies en  $^{210}\text{Pb}$ . Une telle hypothèse demande à être confirmée par l'étude du  $^{210}\text{Pb}$  et du  $^{226}\text{Ra}$  dissous dans l'eau de la Méditerranée. Cependant, dans l'Atlantique, la disponibilité en  $^{210}\text{Pb}$  dissous pour un tel mécanisme est faible. Comme l'eau de la Méditerranée est alimentée par l'Atlantique, on peut s'attendre qu'elle soit faible aussi en Méditerranée. Un calcul rigoureux est ici difficile parce que nous ne connaissons pas la vitesse des courants de fond, et donc le taux de renouvellement de  $^{210}\text{Pb}$  dissous disponible (*voir* Annexe 2). Enfin, l'extrême richesse en  $^{137}\text{Cs}$  de cette carotte peut être difficilement expliquée par le même mécanisme. La première hypothèse nous semble donc la plus vraisemblable.

Nous avons exclu l'hypothèse d'un transport mécanique rapide le long de la pente abrupte du talus continental maghrébin. Ce mécanisme transporterait vers le fond le matériel récemment déposé sur la marge continentale. De récents résultats d'analyses minéralogiques effectuées sur des prises jumelles d'échantillon (Monaco, 1984) pourraient sembler en accord avec cette explication. Mais, dans ce cas, les teneurs en  $^{210}\text{Pb}$  seraient faibles : il y a relativement peu de  $^{210}\text{Pb}$  sur les talus continentaux, l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  étant diluée par le taux de sédimentation élevé de ce talus. En outre, comme discuté dans le chapitre précédent, on n'observerait pas dans ce cas un profil régulier

Tableau 2

Le coefficient de mélange  $D_B$  et l'inventaire du  $^{210}\text{Pb}$  en excès et du  $^{137}\text{Cs}$  dans les sédiments de la Méditerranée et l'Atlantique.

*The coefficient of mixing  $D_B$  and the inventory of  $^{210}\text{Pb}$  excess and of  $^{137}\text{Cs}$  in sediments from Mediterranean Sea and Atlantic Ocean.*

Station	Profondeur d'eau (m)	Coefficient de mélange $D_B$ ( $10^{-8} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ )		Inventaire ( $\text{dpm} \cdot \text{cm}^{-2}$ )	
		$^{210}\text{Pb}$	$^{137}\text{Cs}$	$^{210}\text{Pb}$	$^{137}\text{Cs}$
<b>Méditerranée (*)</b>					
SRG2 36°17'N 00°06'W	2600	22 (0-8 cm)	10 (0-6 cm)	80	5
		1 (> 8 cm)	3 (> 6 cm)		
SRS 38°23'N 09°25'E	2094	0,1 (0-4 cm)	0,2 (0-4 cm)	6	0,3
ETE 40°06'N 01°42'E	1700	1,3 (0-4 cm)	2 (0-4 cm)	14	0,5
ETR1 42°36'N 04°52'E	1738	n.d.	n.d.	14	0,5
ETR2 42°02'N 05°05'E	2200	n.d.	n.d.	3	≤ 0,2
GYW 40°37'N 07°11'E	2780	n.d.	n.d.	< 1	≤ 0,2
<b>Atlantique (**)</b>					
KG162 47°31'N 08°37'W	2110	0,6 (0-7 cm)	n.d.	16	n.d.
KG167 47°32'N 09°06'W	2825	0,6 (0-10 cm)	n.d.	30	n.d.
KG182 47°32'N 09°05'W	2810	0,5 (0-6 cm)	n.d.	16	n.d.
KG16 10°23'N 46°47'W	4850	≈ 0*	n.d.	4	n.d.
KG33 24°52'N 24°59'W	5200	≈ 0*	n.d.	7	n.d.
KG40 19°14'N 29°50'W	4970	≈ 0*	n.d.	8	n.d.
KG01 08°09'N 49°03'W	4460	0,9 (0-7 cm)	n.d.	30	n.d.

(\*) Ce travail.

(\*\*) Mauviel *et al.* (1981).

n.d. : non déterminé.

Le  $D_B$  du  $^{137}\text{Cs}$  a été calculé avec une condition non stationnaire, car l'introduction de ce nuclide à la mer est relativement récente (depuis environ 1955). Un flux constant de ce nuclide à la surface de sédiment depuis 1955 a été supposé.

*The value of  $D_B$  for  $^{137}\text{Cs}$  has been calculated using a variable input model since its introduction in the sea is relatively recent (around 1955). It has been considered that the flux to the sediment has been constant for 1955.*

d'excès dans le sédiment, mais une distribution perturbée, telle qu'on l'observe à la station (fig. 3), sous l'influence de perturbations provenant des dépôts dans le proto-delta du Rhône.

En réalité, il n'y a pas nécessairement contradiction entre l'observation minéralogique (Monaco, 1984) et notre interprétation, car l'étude minéralogique montrerait l'origine du sédiment dans une échelle millénaire, tandis que l'étude sur le  $^{210}\text{Pb}$  concerne le mélange de la surface du sédiment depuis quelques dizaines d'années.

A la station à l'Ouest de la Sardaigne, GYW2, le  $^{210}\text{Pb}$  en excès est en dessous de notre limite de détection. Notons que cette station est pratiquement située au centre géométrique de la vaste plaine abyssale du bassin algéro-provençal. La faible quantité de  $^{210}\text{Pb}$  en excès peut être expliquée par la faible productivité des eaux de surface de ce bassin qui, entraînées par une circulation tourbillonnaire, sont peu approvisionnées en éléments nutritifs. Cependant, il existe une autre explication : on a observé un fort régime de remise en suspension vraisemblablement lié à cette circulation tourbillonnaire. Cette remise en suspension a été observée de façon répétitive au cours de PHYCEMED I (Brun-Cottan, 1984). Elle pourrait expliquer aussi l'absence totale de  $^{137}\text{Cs}$  dans ce sédiment, les particules porteuses des traceurs radioactifs considérés ici étant continuellement balayées au loin par d'intenses courants de fond qui remettent le sédiment en suspension. Dans ce cas, il faut supposer que le sédiment fraîchement déposé est entraîné au loin. L'analyse des taux de sédimentation récents dans cette zone devrait permettre de vérifier cette hypothèse.

### Inventaire

L'inventaire de l'excès de  $^{210}\text{Pb}$  dans la colonne sédimentaire est très variable d'un site à l'autre (tab. 2). L'inventaire en  $^{137}\text{Cs}$  montre des variations similaires (tab. 2). Ces co-variations peuvent être interprétées comme reflétant des mécanismes identiques de l'approvisionnement de ces nuclides. Le taux de bioturbation le plus élevé correspond à l'inventaire le plus important. Le mécanisme de transport de ces nuclides par des particules biogéniques pourrait donc être identique. En effet, Bacon *et al.* (1978) ont montré que le vecteur du  $^{210}\text{Pb}$  depuis les eaux de surface jusqu'au fond est constitué par les particules de débris biologiques.

A partir de cette constatation, il devient intéressant de comparer les inventaires du  $^{210}\text{Pb}$  dans l'Océan Atlantique et en Méditerranée. Cette comparaison (tab. 2) montre que l'inventaire en Méditerranée occidentale profonde est en général inférieur à celui observé dans l'Océan Atlantique profond, à l'exception de la station SRG2. Ceci, à nos yeux, refléterait la productivité généralement faible de la Mer Méditerranée.

### CONCLUSION

Grâce à une technique originale, une première étude de la distribution d'un traceur radioactif, le  $^{210}\text{Pb}$  dans la partie supérieure de la colonne du sédiment en divers

points de la Méditerranée Occidentale, a permis de montrer :

- 1) que la couverture sédimentaire des zones profondes de cette mer est remaniée par l'activité des animaux benthiques à un taux de perturbation voisin de ceux trouvés dans l'océan mondial;
- 2) que l'inventaire de  $^{210}\text{Pb}$  en excès et de  $^{137}\text{Cs}$  dans les sédiments est lié au mécanisme de transport de ces nuclides par des particules biogéniques depuis les eaux de surface jusqu'aux fonds marins.

### Remerciements

Les auteurs remercient le capitaine et l'équipage du N.O. « Suroit » pour leur assistance et le Centre National pour l'Exploitation des Océans (CNEXO), devenu depuis IFREMER (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer), pour sa contribution au financement de cette recherche.

### ANNEXE 1

#### Taux de mélange et inventaire

Le mélange du sédiment par la bioturbation peut être représenté par l'équation générale de diffusion :

$$\frac{\delta A}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta x} D_B \frac{\delta A}{\delta x} - \lambda A + S, \quad (1)$$

où  $A$  est l'activité du nuclide à la profondeur  $x$  et au temps  $t$ ,  $\lambda$  est la constante de désintégration,  $D_B$  est le coefficient de diffusion lié à la bioturbation et  $S$  est le flux du nuclide.

Pour le  $^{210}\text{Pb}$ , on peut adopter le modèle de mélange à l'infini et  $D_B$  peut s'écrire :

$$D_B = \lambda \left( \frac{x}{\ln A_0 - \ln A_x} \right)^2, \quad (2)$$

où  $A_0$  et  $A_x$  sont respectivement l'activité du nuclide à la surface et celle à la profondeur  $x$ .

Par contre, l'injection du  $^{137}\text{Cs}$  est récente et, par conséquent, la distribution de ce nuclide dans le sédiment n'est pas encore en équilibre séculaire. Par conséquent, on résout l'équation (1) en supposant un flux constant du  $^{137}\text{Cs}$  durant un temps  $t$ . La solution peut s'écrire :

$$A_x = A_0 \frac{x}{2} \left[ \left( \frac{D_B t}{\pi} \right)^{1/2} \exp\left(\frac{-x^2}{4D_B t}\right) - \frac{x}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{x}{2(D_B t)^{1/2}}\right) \right] \quad (3)$$

où  $\operatorname{erfc}$  est la fonction d'erreur.

L'inventaire  $I$  ( $\text{dpm cm}^{-2}$ ) du nuclide dans une colonne de la surface égale à  $1 \text{ cm}^2$  de sédiment peut être défini et calculé par l'équation suivante :

$$I = \int_0^\infty A dx = \sum_{i=1}^\infty A_i \Delta X_i, \quad (4)$$

où  $A$  est l'activité du nuclide ( $\text{dpm g}^{-1}$ ) à la profondeur  $x$  ( $\text{g cm}^{-1}$ ), et  $A_i$  est l'activité moyenne du nuclide dans la couche  $i$  d'épaisseur  $\Delta X_i$ . L'épaisseur (en  $\text{g cm}^{-2}$ ) est obtenue par multiplication de la densité (poids sec/volume *in situ*) à la profondeur (en cm). Nous avons utilisé une densité moyenne de  $0,7 \text{ g cm}^{-3}$ .

## ANNEXE 2

Flux du  $^{210}\text{Pb}$ 

L'excès de  $^{210}\text{Pb}$  dans les sédiments marins a deux origines. La première est atmosphérique : le  $^{210}\text{Pb}$  est formé par la décroissance du  $^{222}\text{Rn}$  dans l'atmosphère. Le flux moyen du  $^{210}\text{Pb}$  de cette origine sur la surface de l'océan peut être estimé à une valeur de  $1,0 \text{ dpm cm}^{-2}\text{an}^{-1}$  (Turekian *et al.*, 1977). Si ce flux atteint la surface du sédiment sans aucune perte, à l'équilibre, l'inventaire du  $^{210}\text{Pb}$  d'origine atmosphérique dans le sédiment sera de  $32 \text{ dpm cm}^{-2}$ .

La deuxième origine du  $^{210}\text{Pb}$  en excès est le dépôt de ce nuclide à partir du  $^{226}\text{Ra}$  dissous dans l'eau de mer.

Ce flux dépend, en modèle vertical, de la concentration de  $^{226}\text{Ra}$  dans l'eau et de la hauteur de la colonne d'eau. Cependant, tout le  $^{210}\text{Pb}$  particulaire produit ne sédimente pas : l'activité qu'on trouve dans le sédiment dépend du temps qu'auront mis les particules à sédimenter. Dans l'Atlantique, on peut évaluer le flux de  $^{210}\text{Pb}$  qui provient de la colonne d'eau à  $0,2-0,4 \text{ dpm cm}^{-2}\text{an}^{-1}$  (Craig *et al.*, 1973; Bacon *et al.*, 1976) : ce flux est donc inférieur à l'apport atmosphérique si celui-ci est conservé jusqu'au sédiment. En Méditerranée, pour une colonne d'eau de 2000 m, le flux de  $^{210}\text{Pb}$  amené par la désintégration de  $^{226}\text{Ra}$  ne peut qu'être inférieur à l'évaluation faite dans l'Atlantique.

## RÉFÉRENCES

- Aller R.C., 1977. The influence of macrobenthos on chemical diagenesis of marine sediments, *Thesis, Yale University, New Haven*.
- Aller R.C., Cochran J.K., 1976.  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  disequilibrium in near shore sediment: particle reworking and diagenetic time scales, *Earth Planetary Sci. Lett.*, **29**, 37-50.
- Arrhenius G.O.S., 1963. Pelagic sedimentation, in: *The Sea*, vol. 3, edited by M.N. Hill, John Wiley, New York, 655-727.
- Bacon M.P., Spencer D.W., Brewer P.G., 1976.  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$  and  $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$  disequilibria in seawater and suspended matter, *Earth Planetary Sci. Lett.*, **32**, 277-296.
- Beasley T.M., Carpenter R., Jennings C.D., 1982. Plutonium,  $^{241}\text{Am}$  and  $^{137}\text{Cs}$  ratios, inventories and vertical profiles in Washington and Oregon continental shelf sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1931-1946.
- Berger W.H., Heath G.R., 1968. Vertical mixing in pelagic sediments, *J. Mar. Res.*, **26**, 2, 134-143.
- Brun-Cottan J.C., 1984. Remise en suspension des particules à l'interface eau-sédiment en Méditerranée occidentale, Campagne PHYCEMED 1981, *VII<sup>es</sup> Journées d'Études sur les pollutions marines en Méditerranée, XXI<sup>e</sup> Congrès A.P. de la CIESM, Lucerne*, 11-13 octobre 1984.
- Coste B., Copin-Montegut G., Gascard J.-C., Gostan J., Le Corre P., Minas H.J., Packard T.T., Poisson A., 1982. Nutrient regeneration and circulation patterns in the strait of Gibraltar and in the western Mediterranean Sea, *EOS*, **63**, 3, 000-000.
- Craig H., Krishnaswami S., Somayajulu B.L.K., 1973.  $^{210}\text{Pb}/^{226}\text{Ra}$  radioactive disequilibrium in the deep sea, *Earth Planetary Sci. Lett.*, **17**, 295-305.
- Fukai R., Ballestra S., Thein M., 1981. Vertical distribution of transuranic nuclides in the Mediterranean Sea, in: *Techniques for identifying transuranic speciation in aquatic environments*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 79-87.
- Goldberg E.D., Koide M., 1962. Geochronological studies of deep-sea sediments by the thorium-ionium method, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **26**, 417-450.
- Guinasso N.L., Schink D.R., 1975. Quantitative estimates of biological mixing rates in abyssal sediments, *J. Geophys. Res.*, **80**, 3032-3043.
- Hanor J.S., Marshall N.E., 1971. Mixing of sediment by organisms, in: *Trace fossils*, edited by B.F. Perkins, School of Geoscience, Louisiana State University, Baton Rouge, 127-135.
- Livingston H.D., Bowen V.T., 1979. Pu and  $^{137}\text{Cs}$  in coastal sediments, *Earth Planetary Sci. Lett.*, **43**, 29-45.
- Mauviel A., Nguyen H.V., Chesselet R., Sibuet M., Yokoyama Y., Auffret G., 1982. Étude des variations des taux de bioturbations par la spectrométrie gamma non destructive (GeHP), dans trois zones sédimentaires de l'Atlantique Nord, à 2000 m et à plus de 4000 m de profondeur, in: *Actes Colloque international CNRS, Bordeaux*, septembre 1981, *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine, Bordeaux*, **31**, 257-274.
- Nozaki Y., Cochran J.K., Turekian K.K., Keller G., 1977. Radiocarbon and  $^{210}\text{Pb}$  distribution in submersible-taken deep-sea cores from Project Famous, *Earth Planetary Sci. Lett.*, **34**, 163-173.
- Paul A.Z., 1977. The effect of benthic biological processes on the  $\text{CO}_2$  carbonate system, in: *The fate of fossil fuel  $\text{CO}_2$* , edited by N.R. Andersen and A. Malahoff, Plenum, New York.
- Peng T.H., Broecker W.S., Kipphut G., Shackleton N., 1977. Benthic mixing in deep-sea cores as determined by  $^{14}\text{C}$  dating and its implications regarding climate stratigraphy and the fate of fossil fuel  $\text{CO}_2$ , in: *The fate of fossil fuel  $\text{CO}_2$* , edited by N.R. Andersen and A. Malahoff, Plenum, New York, 355-373.
- Peng T.H., Broecker W.S., Berger W.H., 1979. Rates of benthic mixing in deep-sea sediment as determined by radioactive tracers, *Quat. Res.*, **11**, 141-149.
- Ruddiman W.F., Glover L.K., 1972. Vertical mixing of ice-drafted volcanic ash in North Atlantic sediments, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 2817-2836.
- Schink D.R., Guinasso N.L. Jr., 1977. Effects of bioturbation on sediment-seawater interaction, *Mar. Geol.*, **23**, 133-154.
- Schink D.R., Guinasso N.L. Jr., 1978. Redistribution of dissolved and absorbed materials in abyssal marine sediments undergoing biological stirring, *Am. J. Sci.*, **278**, 682-702.
- Silverberg N., Sundby B., Nguyen H.V., Delibrias G., Koide M., Yokoyama Y., Chesselet R., 1984. Radionuclide profiles, sedimentation rates, bioturbation in modern sediments of the Laurentian Trough, Gulf of St. Lawrence (à paraître).
- Turekian K.K., Nozaki Y., Benninger L.K., 1977. Geochemistry of atmospheric radon and radon products, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **5**, 227-255.
- Yokoyama Y., Nguyen H.V., 1979. Détermination des vitesses de sédimentation marine et de celles de la croissance des nodules de manganèse par la spectrométrie gamma, non destructive à haute résolution, *CR Acad. Sci. Paris, sér. D.*, **289**, 229-232.
- Yokoyama Y., Nguyen H.V., 1980. Direct and non destructive dating of marine sediments, manganese nodules and corals by high resolution gamma-ray spectrometry, in: *Isotope marine chemistry*, edited by E.D. Goldberg, Y. Horibe and K. Saruhashi, Uchida Rokakuho, Tokyo, 259-289.