

**LES MÉTHODES
DE BILAN
DES TAUX DE COMPTAGE
DE TRACEURS RADIOACTIFS
APPLIQUÉES A
LA MESURE DES DÉBITS
MASSIQUES
DE CHARRIAGE**

PAR G. COURTOIS * ET G. SAUZAY *

Sommaire

1. POINT ACTUEL SUR LES MESURES QUANTITATIVES DE SÉDIMENTS.
 - 1.1. Formules semi-empiriques.
 - 1.2. Les méthodes de mesures quantitatives.
2. LES MÉTHODES DE MESURES QUANTITATIVES PAR TRACEURS RADIOACTIFS.
 - 2.1. Les méthodes d'intégration dans le temps.
 - 2.2. La méthode d'intégration dans l'espace.
3. LES MÉTHODES DE BILAN DE TAUX DE COMPTAGE.
 - 3.1. Principe.
 - 3.2. Méthode linéaire. Profondeur moyenne d'enfouissement.
 - 3.2.1. *Principe.*
 - 3.2.2. *Utilisation de deux ou plusieurs sondes à réponses linéaires.*
 - 3.2.3. *Réalisation pratique.*
 - 3.3. Méthode exponentielle.
 - 3.3.1. *Principe.*
 - 3.3.2. *Utilisation de deux ou plusieurs sondes à réponse exponentielle.*
 - 3.3.4. *Réalisation pratique.*
4. UTILISATION DE DEUX SONDAS A RÉPONSES DIFFÉRENTES DANS LES MÉTHODES D'INTÉGRATION DANS LE TEMPS.
 - 4.1. Méthode de comptage total.
 - 4.1. Méthode de dilution continue.

5. LES EXPÉRIENCES DE TERRAIN.
 - 5.1. Le Stung-Sen.
 - 5.2. La Sienne.
6. CONCLUSIONS.

Notations

Les lettres minuscules sont réservées aux caractéristiques d'un point déterminé quelconque du nuage de traceur radioactif.

Les lettres majuscules sont réservées aux caractéristiques du nuage radio-actif entrant.

D'où les notations suivantes :

s ou ds : élément de surface autour d'un point du nuage radioactif;

S : surface du nuage radioactif;

a : activité présente sous le détecteur en un point du nuage radioactif, dans un cylindre droit de section circulaire;

$ds = 1 \text{ m}^2$ (ds est pris égal à 1 m^2 , en général très faible devant l'étendue totale S du nuage, car pour les détecteurs utilisés, 95 à 98 % de l'information recueillie sont fournis par cette surface de 1 m^2);

A : activité totale injectée et transportée par le nuage radioactif;

z : *profondeur* d'enfouissement d'une couche d'épaisseur dz (ou Δz) en un point donné;

z_m : *profondeur moyenne* d'enfouissement de l'activité en un point déterminé;

Z_m : *profondeur moyenne* d'enfouissement du nuage radioactif;

* Commissariat à l'énergie atomique. Section d'application des radioéléments, Saclay.

$c(z)$: concentration en traceur radioactif d'une couche d'épaisseur dz (ou Δz) en un point donné dimension : activité par unité de volume;

$\Gamma(z)$: concentration en traceur radioactif d'une couche d'épaisseur dz ou Δz sur tout le nuage dimension : activité par unité de longueur;

e : épaisseur de la couche radioactive en un point déterminé;

E : épaisseur de transport du nuage radioactif;

n : nombre de chocs donnés par un détecteur en un endroit déterminé du nuage radioactif;

N : nombre total de chocs susceptibles d'être détectés sur le nuage

$$N = \oint_{\mathcal{D}_s} n ds$$

1. Point actuel sur les mesures quantitatives de sédiments

La détermination du débit massique de charriage d'un fleuve ou d'une rivière n'a pas été résolue de façon entièrement satisfaisante jusqu'à nos jours. Lorsqu'une telle détermination doit être faite, l'homme de l'art peut :

- soit avoir recours à de nombreuses formules semi-empiriques;
- soit utiliser sur le terrain les techniques de mesures actuellement disponibles.

1.1. FORMULES SEMI-EMPIRIQUES.

Il importe de constater tout d'abord qu'il existe une littérature très abondante relative au transport des sédiments en canaux découverts : J. Zeller [1] a récemment fait le point de ces travaux. L'examen de ceux-ci suggère les conclusions suivantes :

1. Le problème pris sous l'aspect théorique est extrêmement complexe.

2. Les recherches ont surtout été limitées au cas de l'écoulement uniforme et du transport uniforme des sédiments dans les propres alluvions du fleuve. Ces travaux ont abouti à l'établissement d'équations de charriage qui fournissent en général, non pas le charriage réel, mais la quantité maximale de sédiment qui puisse être transportée, c'est-à-dire *la capacité de transport d'un cours d'eau*.

3. Du point de vue historique, on constate que, d'une équation à sa suivante chronologique, on a tenté de se libérer des découvertes empiriques et de tenir de plus en plus compte de considérations hydromécaniques et hydrodynamiques; une telle tendance possède des caractères constructifs dans certains cas aussi bien que négatifs dans d'autres. Citons pour mémoire les équations de Du Boys (1879), de Schoklitsch (1934), Meyer-Peter dont les travaux ont trouvé l'extension la plus large (1945), Einstein (1950), Kalinske, Ning Chien, Yalin, etc.

4. Ces formules d'utilité certaine ont été établies pour des conditions d'écoulement bidimensionnel

bien déterminées, mais, extrapolées aux cours d'eau, elles ne donnent cependant qu'un ordre de grandeur du transport solide entraînant la nécessité d'introduire certains termes correctifs difficiles à estimer. De plus, l'application de la plupart de ces formules nécessite la connaissance de la valeur de paramètres fort délicats à déterminer, telle la force tractrice limite τ_0 .

5. La littérature manque pratiquement totalement d'exemples dans lesquels la précision de mesure est calculée à partir des erreurs commises ou susceptibles de l'être dans l'estimation des différents paramètres. Dès lors, il devient quasiment impossible d'attribuer à une valeur numérique un degré de confiance estimé sur l'évaluation d'une erreur possible.

1.2. LES MÉTHODES DE MESURES QUANTITATIVES SONT ESSENTIELLEMENT AU NOMBRE DE DEUX.

1.2.1. La comparaison des relevés de fonds effectués à diverses périodes permet de déceler des déplacements de bancs, des remaniements de profil de rivière, dont l'évaluation permet de déterminer l'apport ou le retrait de matières sédimentaires. Cette méthode est de longue haleine, et est en défaut dans le cas d'un transport permanent sans dépôt ni retrait. Dans le cas d'un transport sans sédimentation ni érosion, pour établir un bilan absolu du charriage, il est indispensable que celui-ci soit arrêté complètement soit par un barrage de retenue, soit par une cuve de déversement des sédiments; ce procédé essentiellement destructif et perturbateur n'est pas toujours de mise en œuvre possible.

1.2.2. L'emploi généralisé de nasses spécialement conçues pour la mesure directe du charriage. Ce dispositif étant de manœuvre délicate, surtout en période de crue, les résultats obtenus sont très souvent décevants, les dispersions des résultats sont très élevées et le doute subsiste toujours de savoir si la totalité du charriage a été captée.

2. Les méthodes de mesures quantitatives par traceurs radioactifs

Il est curieux de constater que l'emploi de traceurs radioactifs ou fluorescents développé depuis plus de dix ans maintenant n'a pas donné lieu plus tôt à des études de procédés susceptibles de fournir des résultats quantitatifs.

La détermination indirecte approximative du débit de charriage peut parfois être faite à travers l'application des formules précédemment évoquées. Les traceurs radioactifs aident à la mesure de certains paramètres de ces formules. Cette méthode a été utilisée, par exemple : par Ramette et Heuzel [2] dans le Rhône.

En pratique, ce genre de détermination est rare et les chercheurs se tournent plus volontiers vers les méthodes d'intégration décrites très sommairement plus bas.

En 1961, Eriksson et Hours [3] proposent d'étendre les méthodes d'intégration utilisées pour la mesure des débits des cours d'eau au transport des lits de rivières. Ces idées sont reprises et mises en

valeurs par les très intéressants travaux de Crickmore et Lean [4]. Russel puis Joliffe [5-6] tentent de leur côté d'établir une méthode valable en mer pour les transports littoraux; les bases ainsi jetées aboutissent à un certain nombre de travaux parmi lesquels il convient de citer ceux de Hubell et Sayre [7].

2.1. LES MÉTHODES D'INTÉGRATION DANS LE TEMPS.

En un lieu déterminé en aval du lieu d'injection, on étudie en fonction du temps, la variation de la concentration c du traceur dans le fluide vecteur (l'eau en hydrologie, le sédiment en sédimentologie).

On démontre alors aisément que le débit Q peut être mis sous la forme :

$$Q = \frac{M}{\int c dt} \quad (1)$$

M : masse du traceur injecté.

Cette équation n'est valable toutefois que si certaines conditions de mélanges sont satisfaites; ces conditions s'expriment par :

$$\frac{dM}{M} = \frac{dQ}{Q} \quad (2)$$

dM étant la masse du traceur transportée par le débit dQ du tube de courant élémentaire.

Dans le cas particulier du traceur radioactif, si A est l'activité injectée (en μCi), F le coefficient d'étalement de l'appareil de détection (en chocs par seconde pour 1 μCi par mètre cube d'eau en hydrologie, pour 1 μCi par tonne de sédiment en sédimentologie), l'équation précédente devient :

$$Q = \frac{A \cdot F}{\int r_t dt} = \frac{A \cdot F}{N} \quad (3)$$

r_t étant le taux de comptage du détecteur au temps t , et par suite N , le nombre de chocs totalisés sur le passage de la vague de traceur.

L'application de cette méthode très courante en hydrologie est d'application difficile en dynamique des sédiments : difficultés d'interprétation de la condition (2), de choix du temps d'intégration, de choix du traceur et de détermination du coefficient F (voir § 4.1).

De semblables limitations s'appliquent à une méthode dérivée : la méthode de dilution. Dans cette dernière, le traceur est injecté de façon continue, à un débit constant q , avec une concentration C ; on mesure assez loin en aval la concentration c en traceur lorsque celle-ci est devenue constante.

Dès lors, la loi de conservation de la masse injectée veut que :

$$q \cdot C = Q \cdot c \quad (4)$$

Notons qu'on peut considérer C comme résultant d'une succession d'injections instantanées à intervalles δt , chacune de masse $q \cdot \delta t$, ce qui explique que les limitations restent les mêmes. C'est une variante de cette méthode qui adaptée au problème du transport littoral a été développée par Russel [5] puis par Joliffe [6] et mise en œuvre pour le transport de sable et galets sur quelques plages de Grande-Bretagne.

2.2 LA MÉTHODE D'INTÉGRATION DANS L'ESPACE.

Dans celle-ci, on détermine la position x , au temps t , du centre de gravité du nuage radioactif pour définir la vitesse moyenne du transport solide.

$$v = \frac{dx}{dt}$$

D'une façon plus générale on détermine la vitesse moyenne de transport V_m dans un intervalle de temps donné.

Le débit massique est alors calculé par :

$$Q = \rho \cdot l \cdot V_m \cdot E \quad (5)$$

Q : débit massique en tonnes par jour;

ρ : masse spécifique du sédiment en tonnes par m^3 ;

l : largeur du transport en mètres;

V_m : vitesse moyenne en mètre par jour;

E : épaisseur de la couche en mouvement en mètres.

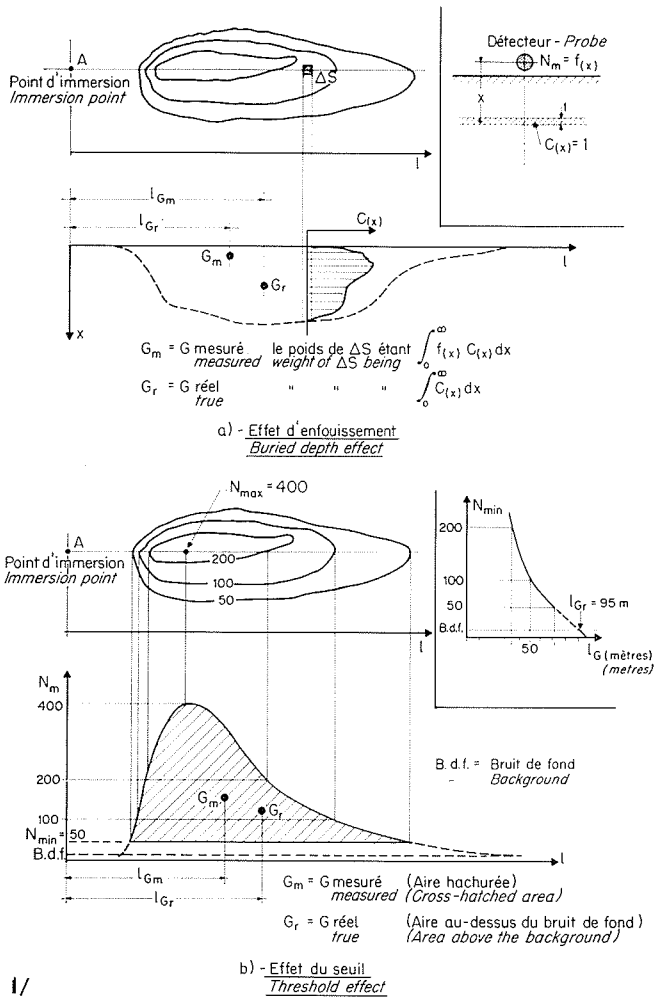
Cette méthode nécessite la connaissance de l'épaisseur de la couche en mouvement.

Elle peut être estimée soit par l'examen de carottes prélevées sur le nuage actif, soit par des considérations sur le mode de transport (rides, dunes, etc.), avec des relevés de fond par sondeurs ultrasons. Le prélèvement de carottes, en général fort délicat, est un procédé perturbateur, qui nécessite une activité élevée et un nombre de grains injectés importants; d'autre part, elle fournit l'épaisseur de la couche active au point de prélèvement, en général différente de l'épaisseur cherchée. Les relevés par sondages ultra-sons donnent lieu à des imprécisions importantes pour les rides et dunes de petites envergures, ne fournissent pas toujours les renseignements désirés (cas des lits à fond-plats), et l'ensemble des résultats obtenus ne permet pas de déterminer à coup sûr l'épaisseur de la couche en mouvement.

D'autre part, même en considérant que le déplacement du traceur est représentatif de celui du sédiment (conditions de bon mélange satisfaites, et faibles fluctuations statistiques du nombre de grains radioactifs), la vitesse moyenne n'est pas obtenue d'une façon rigoureuse; certaines erreurs interviennent dues à l'existence d'une radioactivité naturelle des sédiments (effet de seuil) et au fait que la détection ne donne pas le même poids à l'information issue de couches enfouies à différentes profondeurs, (effet d'enfouissement). La figure 1 explicite ces deux types d'erreur dont on trouvera en [8] un développement plus complet.

Nous avons déjà décrit une méthode permettant de déterminer V_m d'une façon exacte et d'obtenir E [8]. Dans cette méthode, l'injection comporte l'immersion d'un nombre volontairement limité de grains (10 000 à 100 000 par exemple) chacun étant fortement radioactif (50 à 500 μCi efficaces γ).

Au bout d'un certain temps, les grains sont suffisamment éloignés les uns des autres pour qu'on puisse les détecter individuellement aussi bien en position qu'en profondeur. Les grains les plus enfouis déterminent l'épaisseur de la couche en mouvement.



Le but du présent rapport est d'exposer les possibilités d'une nouvelle méthode et de ses variantes : le « bilan des taux de comptage ».

3. Les méthodes de bilan de taux de comptage

3.1. PRINCIPE.

Pour une bonne compréhension de ce qui va suivre, le lecteur se reportera au tableau de notations.

Ces méthodes sont nées d'une idée fort simple : supposons effectuée la détection de deux nuages radioactifs, chacun transportant la même activité totale A, l'un faiblement enfoui, l'autre plus fortement. Plus une couche de traceur est enfouie et moins elle fournit de chocs à une sonde la détectant, par suite de l'absorption plus grande du rayonnement et de la géométrie de détection moins favorable. Il s'ensuit qu'une courbe isoactive donnée (par exemple : 500 cps) enveloppera une surface plus grande dans le cas de la couche la moins enfouie (fig. 2).

Dès lors, il doit exister une relation entre l'épaisseur de la couche en mouvement E et le nombre total de chocs susceptibles d'être détectés ($\oint_s nds$) par un ensemble donné. Nous appelons faire « un

bilan des taux de comptage » l'opération de calcul de \oint_s à partir du réseau des courbes isochoes.

$$N = \oint_s nds \text{ est fonction de } E \text{ (fig. 2).}$$

C'est cette relation que nous avons essayé de mettre en évidence. Remarquons tout de suite que ces méthodes de bilan sont des méthodes d'intégration dans l'espace où l'épaisseur E est déduite d'une relation entre l'enfouissement d'un traceur et le taux de comptage d'un détecteur.

Supposons le détecteur étalonné, c'est-à-dire que l'on connaît sa réponse f nombre de chocs par seconde détecté pour une activité unité par unité de surface à la profondeur z :

$$f = f(z)$$

en chocs par seconde pour $1 \mu\text{Ci}/\text{m}^2$ à la profondeur z.

En un endroit déterminé d du nuage radioactif, le taux de comptage sera :

$$n = \int_0^e f(z) \cdot C(z) \cdot dz \quad (6)$$

où C(z) est la concentration volumique du nuage radioactif en activité au point d, à la profondeur z, et e l'épaisseur de la couche radioactive au point d.

(6) est pour un point donné la relation existant entre l'épaisseur de la couche radioactive inconnue et le taux de comptage connu puisque mesuré.

On peut calculer N par :

$$N = \oint_s n \cdot ds \quad (7)$$

$$= \iiint_{\gamma} f(z) C(z, x, y) dx dy dz \quad (8)$$

Appelons alors $\Gamma(z)$, l'activité présente dans tout le nuage dans la couche d'épaisseur unité à la profondeur z [$\Gamma(z)$ a les dimensions d'une activité par unité de longueur].

$$N = \int_0^E f(z) dz \iint C(x, y) dx dy \quad (9)$$

$$N = \int_0^E \Gamma(z) f(z) dz \quad (10)$$

où E est l'épaisseur de la couche en mouvement.

(7) et (10) sont deux formes différentes d'une même équation; la forme (7) est la forme qui correspond à la réalité physique de la détection (obtention d'un taux de comptage en un point déterminé) et est celle qui permettra d'obtenir N à partir de l'intégration graphique des courbes isochoes obtenues; la forme (10) est la forme qui est la plus facile à exploiter mathématiquement et qui sert à mettre en évidence les phénomènes réels de transport indépendamment des phénomènes de diffusion. Elle sera fréquemment utilisée dans le développement mathématique qui va suivre.

Dans les paragraphes suivants, la relation (10) va être explicitée suivant la forme de la loi f(z).

3.2. MÉTHODE LINÉAIRE - PROFONDEUR MOYENNE D'ENFOUISSEMENT.

3.2.1. Principe.

Supposons que l'on ait fabriqué un détecteur à loi de réponse linéaire.

$$f = f_0 - kz \tag{11}$$

f_0 et k : constantes caractéristiques de l'appareillage déterminées en laboratoire.

Faisons à partir de cette équation de réponse, l'opération de bilan radioactif.

L'équation (10) devient :

$$N = f_0 \int_0^E \Gamma(z) dz - k \int_0^E z \cdot \Gamma(z) \cdot dz \tag{12}$$

mais :

$$\int_0^E \Gamma(z) dz = A \text{ activité totale injectée;}$$

$$\int_0^E z \Gamma(z) dz = AZ_m$$

$$Z_m = \frac{\int_0^E z \Gamma(z) dz}{\int_0^E \Gamma(z) dz} = \frac{\int_0^E z \Gamma(z) dz}{A}$$

Dès lors :

$$N = f_0 A - k Z_m A \tag{13}$$

Z_m étant l'enfouissement moyen du nuage radioactif, et A l'activité injectée.

Dans l'équation (13) :

— N est déterminé par intégration graphique sur les courbes isochoes;

— A est connu;

— f_0 et k sont les résultats d'étalonnage en laboratoire.

(13) détermine donc la profondeur moyenne d'enfouissement.

L'emploi d'une sonde linéaire permet donc de déterminer l'enfouissement du nuage radioactif quelle que soit la répartition de concentration en profondeur et de dire si le transport se fait en surface ou en profondeur.

Il s'agit là d'une information fort importante qui permet en général d'expliquer le mode de transport et d'avoir une idée valable du débit solide.

Mais pour connaître de façon exacte le débit, cette notion est en elle-même insuffisante et il faut relier Z_m à E , épaisseur de transport. On peut montrer que moyennant les hypothèses des conditions de bon mélange et d'existence d'un potentiel de vitesses en profondeur, on peut accéder à l'épaisseur E en connaissant uniquement la forme de la loi de distribution des vitesses en profondeur.

Suivant cette forme (constante, linéaire, parabolique), le rapport E/Z_m reste compris entre 2 et 3. Il s'agit en fait de trouver le rapport entre l'abscisse du centre de gravité et E pour la loi de répartition en profondeur. La figure 3 explicite ce rapport pour différentes lois adoptées.

Il serait très intéressant de savoir si cette loi est accessible par des considérations hydrodynamiques théoriques sur le mode de transport.

Nous aurons donc pour le débit :

$$2 \rho \cdot l \cdot V_m \cdot Z_m < Q < 3 \rho \cdot l \cdot V_m \cdot Z_m$$

En prenant donc :

$$Q = 2,5 \rho \cdot l \cdot V_m \cdot Z_m$$

on a une grande probabilité d'avoir le débit à mieux de 25 % près.

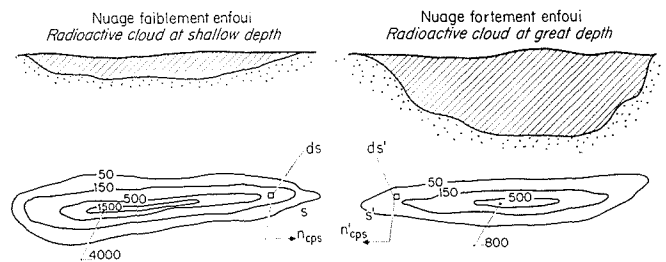
3.2.2. Utilisation de deux ou plusieurs sondes à réponses linéaires.

Mais en utilisant un détecteur unique on commet toujours une erreur sur V_m du fait que le détecteur n'accorde pas le même poids à chaque couche de sédiment. L'obtention de V_m exactement peut être obtenue par l'emploi simultané de deux sondes de courbes de réponses linéaires différentes soient :

$$f(z) = f_0 - kz \tag{14}$$

$$g(z) = g_0 - hz \tag{15}$$

avec $\frac{f_0}{g_0} \neq \frac{k}{h}$.



$$\iint_{\text{avec where}} n ds = N > N' = \iint_{\text{avec where}} n' ds' \quad N = \varphi(E)$$

2/ Principe de la méthode du « Bilan des taux de comptage ».

Principle of the « Count rates » method.

Forme Form	Loi Distribution	Relation $E = \varphi(Z_m)$ Relationship
	Répartition constante Constant distribution $\Gamma(z) = \Gamma_{\max}$	$E = 2 Z_m$
	Répartition linéaire Linear distribution $\Gamma = \Gamma_{\max} \left(1 - \frac{z}{E}\right)$	$E = 3 Z_m$
	Répartition parabolique Parabolic distribution (Sommet : axe des $\Gamma(z)$) (Vertex is the $\Gamma(z)$ axis) $\Gamma = \Gamma_{\max} \left(1 - \frac{z^2}{E^2}\right)$	$E = \frac{8}{3} Z_m$
	Répartition parabolique Parabolic distribution (Sommet : axe des z) (Vertex is z axis) $\Gamma = \Gamma_{\max} \left(1 - \frac{z}{E}\right)^{1/2}$	$E = \frac{5}{2} Z_m$
	Répartition parabolique Parabolic distribution [axe parallèle à l'axe des $\Gamma(z)$] [axis parallel to $\Gamma(z)$ axis] $\Gamma = \frac{\Gamma_{\max}}{(1-\lambda)^2} \left[1 - 2\lambda + \frac{2\lambda z}{E} - \frac{z^2}{E^2}\right]$	$E = 4 \left(\frac{2-3\lambda}{3-4\lambda}\right) Z_m$

3/ Relations $E + \varphi(Z_m)$.

$E = \varphi(Z_m)$ relationships.

En chaque point du nuage radioactif, les taux de comptage respectifs seront n et m :

$$\begin{aligned} n &= f_0 a - k z_m a \\ m &= g_0 a - h z_m a \end{aligned}$$

Ce système de deux équations à deux inconnues z_m et a permet de connaître en chaque point l'activité a et l'enfouissement moyen z_m .

Dès lors, le centre de gravité du nuage sera déterminé à partir des courbes *isoactives* et non à partir des courbes *isochocs*; l'effet de l'enfouissement sera annulé et V_m sera calculé de façon exacte à partir des centres de gravités réels.

De plus, l'utilisation simultanée de deux ou plusieurs sondes peut permettre d'élucider, dans une certaine manière, la forme de la courbe de concentration, soit en chaque point $C(z)$, soit sur toute la surface du nuage radioactif, $\Gamma(z)$.

D'une façon générale, on peut chercher à mettre la fonction de concentration inconnue sous une forme polynomiale :

$$\Gamma(z) = \lambda_0 + \lambda_1 z + \lambda_2 z^2 + \dots + \lambda_j z^j \quad (18)$$

Les $j + 1$ coefficients $\lambda_0, \lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_j$, étant déterminés de façon que la différence entre $\Gamma(z)$ réel et $\Gamma(z)$ ainsi développé soit minimale.

Pour chaque sonde détectrice, on aura un nombre de chocs N_i :

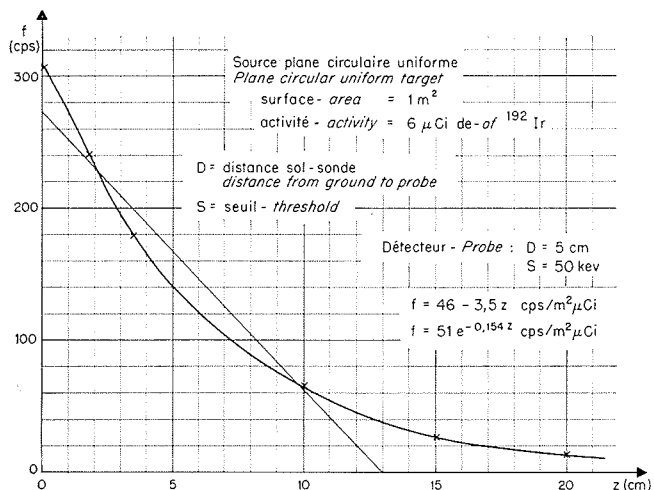
$$N_i = \Omega(E, \lambda_0, \lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_j)$$

Cette relation dépend de $j + 2$ paramètres.

Il faudra donc pour déterminer E et les paramètres $\lambda_0, \lambda_1, \dots, \lambda_j$, $j + 2$ relations, soit j détecteurs linéaires différents, compte tenu des relations

$$\Gamma(E) = 0 \quad \text{et} \quad \int_0^B \Gamma(z) dz = A$$

En pratique, afin de ne pas trop alourdir la méthode, et pour avoir des fonctions de réponses suffisamment différentes $f(z)$, on ne saurait guère dépasser l'emploi simultané de trois sondes : il sera donc nécessaire de se limiter à un développement contenant quatre paramètres, à moins de s'imposer des conditions supplémentaires entre paramètres.



4/ Approximation linéaire pour de ^{192}Ir .
Linear approximation for ^{192}Ir .

Ainsi, si l'on suppose une répartition parabolique à axe horizontal de $\Gamma(z)$, l'emploi de deux sondes suffira pour déterminer E (ce qui revient à déterminer le facteur λ de la figure 3).

Un renseignement supplémentaire très précieux peut donc être obtenu, ce qui réduit d'autant l'imprécision sur E .

3.2.3. Réalisation pratique.

Nous avons tenté de réaliser des sondes linéaires avec le ^{192}Ir et le ^{182}Ta pour différents positions et seuil d'utilisation de la sonde par rapport au fond de la rivière. Avec les deux émetteurs, on constate que les courbes de réponse obtenues s'écartent d'une droite de moins de 10 %, mais seulement sur des profondeurs inférieures ou égales à 10 cm. Les figures 4 et 5 montrent de telles courbes de réponses avec leurs approximations, pour deux conditions d'utilisation différentes (^{182}Ta associé à un seuil de 100 keV et une distance lit-sonde de 10 cm et ^{192}Ir associé à un seuil de 50 keV et une distance lit-sonde de 5 cm).

Les sondes utilisées sont des sondes marines SPP 3 constituées par un cristal INa(Tl) de $1'' \times 1'' 1/2$ protégé par un corps de sonde acier de 1,5 mm d'épaisseur.

D'autre part, pour différentes géométries ou pour différents seuils de détection, on obtient des droites quasiment affines les unes des autres.

$$\frac{f_0}{g_0} \text{ peu différent de } \frac{k}{h}$$

Dès lors, avec ces résultats, il sera très difficile d'appliquer les méthodes nécessitant l'emploi de deux sondes. Seule la variante ne demandant qu'une sonde peut actuellement être mise en œuvre.

Le débit sera donc donné avec une erreur maximale de l'ordre de 25 %, par la relation :

$$Q = 2,5 \rho \cdot I \cdot V_m \cdot Z_m$$

Si on connaît la forme de la loi des concentrations en profondeur, ou la loi de vitesse, les erreurs seront limitées aux erreurs expérimentales et à l'approximation de la loi de réponse.

Il faut rappeler que l'approximation linéaire n'est valable que sur 10 cm environ et l'enfouissement moyen ne doit donc guère dépasser 5 cm.

Or, on constate (fig. 6) que les courbes de réponses sont en fait des exponentielles quels que soient la géométrie et le seuil utilisés. Il s'ensuit que l'on a cherché à utiliser cette forme de courbe de réponse.

3.3. MÉTHODE EXPONENTIELLE.

3.3.1. Principe.

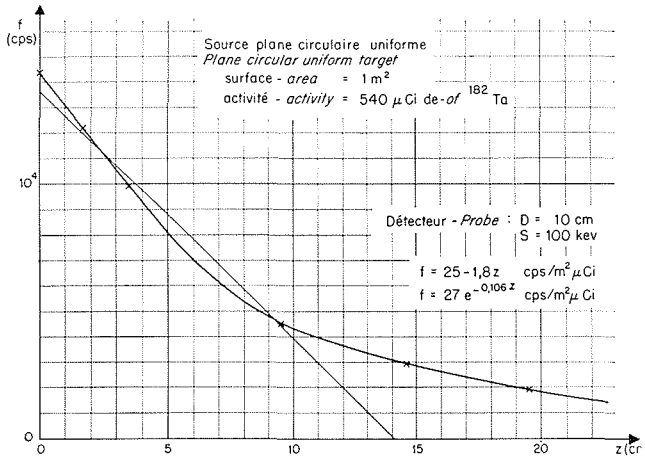
La réponse de la sonde est de la forme :

$$f = f_0 e^{-\alpha z} \quad (19)$$

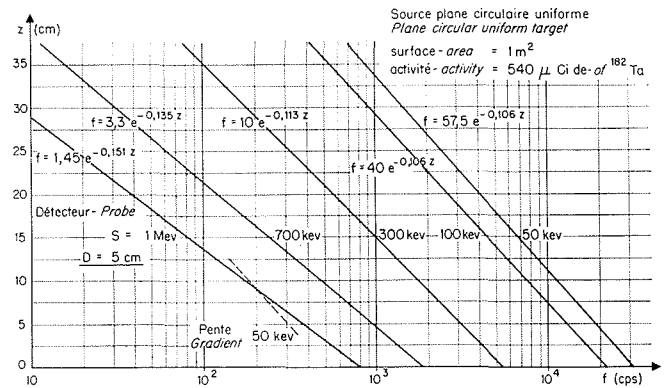
f exprimé en cps pour $1 \mu\text{Ci}/\text{m}^2$ à la profondeur z .

Pour une activité répartie selon la loi $C(z)$ le détecteur donne n cps en un point déterminé.

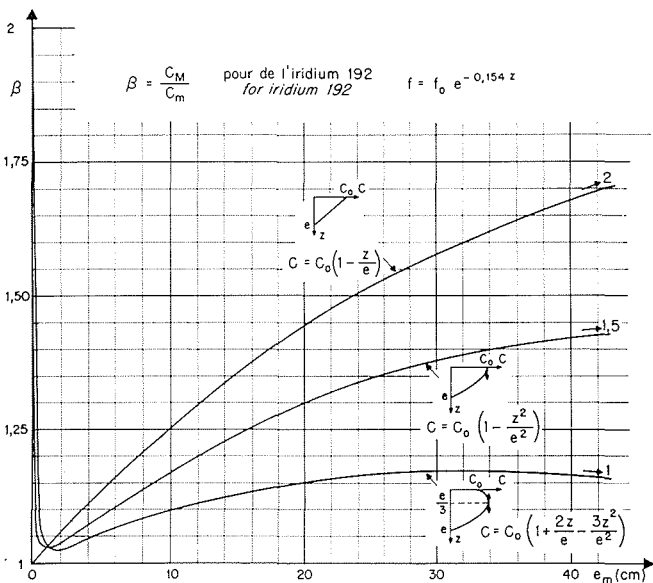
$$n = \int_0^c C(z) f_0 e^{-\alpha z} dz \quad (20)$$



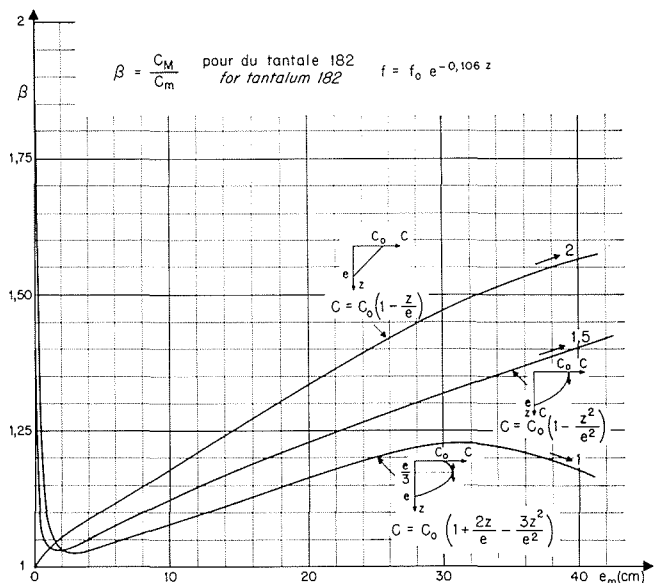
5/ Approximation linéaire pour du ¹⁸²Ta.
Linear approximation for ¹⁸²Ta.



6/ Source plane circulaire uniforme.
Plane circular uniform target.



7/



8/

Soit, en faisant le bilan des taux de comptage :

$$N = \iint nds = \int_0^E \Gamma(z) f(z) dz \quad (21)$$

On peut écrire N sous la forme :

$$N = \Gamma_M \int_0^E f_0 e^{-az} dz = \Gamma_M \frac{f_0}{\alpha} (1 - e^{-aE}) \quad (22)$$

Γ_M , fonction de $\Gamma(z)$ et de $f(z)$, est la concentration uniforme équivalente qui, répartie sur la même épaisseur E, donnerait le même taux de comptage N que la répartition réelle $\Gamma(z)$.

Γ_M est en général différent de la concentration moyenne Γ_n :

$$\Gamma_M = \frac{\int_0^E \Gamma(z) f(z) dz}{\int_0^E f(z) dz} \quad \text{et} \quad \Gamma_n = \frac{\int_0^E \Gamma(z) dz}{\int_0^E dz} = \frac{A}{E}$$

Posons :

$$\beta = \frac{\Gamma_M}{\Gamma_n} = g(E) \quad (23)$$

β peut être calculé pour différentes lois $\Gamma(z)$ et la même loi $f(z)$. Ceci a été fait pour deux fonctions de réponses, l'une avec du tantale 182 (fig. 7), l'autre avec de l'iridium 192 (fig. 8). On constate qu'entre 2 et 20 cm, β est pratiquement une fonction linéaire de E ne dépassant pas 1,45 pour le ¹⁹²Ir et 1,35 pour le ¹⁸²Ta.

L'équation (22) devient alors :

$$\text{donc:} \quad \frac{1}{\beta} \frac{\alpha}{f_0} \frac{N}{A} E = 1 - e^{-aE} \quad (24)$$

α et f_0 : sont des coefficients d'étalonnage déterminés en laboratoire;

A : est connu (il est d'ailleurs prudent d'en prendre une aliquote pour faire l'étalonnage);

N : est calculé à partir des relevés effectués sur le terrain; et,

β : est une fonction de E connue suivant la forme de concentration adoptée.

On en déduit E soit graphiquement, soit par approximations successives.

Ainsi, en pratique, avec l'emploi du ^{182}Ta , la figure 8 montre que pour les courbes de répartition envisagées, en prenant une valeur moyenne pour β , on peut connaître E :

- à $\pm 3\%$ près dans le domaine d'épaisseur de 1 à 5 cm,
- à $\pm 8\%$ près dans le domaine d'épaisseur de 5 à 10 cm,
- à $\pm 20\%$ près dans le domaine d'épaisseur de 10 à 20 cm,
- à $\pm 30\%$ près dans le domaine d'épaisseur de 20 à 40 cm.

De plus, il importe de constater que si l'on possède un renseignement sur la forme de distribution, ces erreurs sont fortement diminuées.

3.3.2. Utilisation de deux ou plusieurs sondes à réponse exponentielle.

De la même manière que précédemment, l'utilisation simultanée de deux ou plusieurs sondes est susceptible de fournir des informations complémentaires.

Soient deux sondes de réponses :

$$f = f_0 e^{-\alpha z} \quad (25)$$

$$g = g_0 e^{-\gamma z} \quad (26)$$

En un point de nuage radioactif, les taux de comptages respectifs sont :

$$n_1 = C_{M_1} \frac{f_0}{\alpha} [1 - \exp(-\alpha e)] \quad (27)$$

$$n_2 = C_{M_2} \frac{g_0}{\gamma} [1 - \exp(-\gamma e)] \quad (28)$$

Nous avons deux équations à trois inconnues C_{M_1} , C_{M_2} et e ou ce qui revient au même : β_1, β_2, e .

C_{M_1} et C_{M_2} ne sont pas égales, car C_{M_1} est fonction de $f(z)$ et C_{M_2} de $g(z)$. Cependant à chaque modèle d'enfouissement il correspond une relation β_1, β_2 facile à mettre en évidence :

$$\beta_1 = \varphi(\beta_2, e) \quad (29)$$

D'où le système :

$$n_1 = \frac{1}{\alpha} \beta_1 C_{M_1} f_0 [1 - \exp(-\alpha e)] \quad (30)$$

$$n_2 = \frac{1}{\gamma} \beta_2 C_{M_2} g_0 [1 - \exp(-\gamma e)] \quad (31)$$

$$\beta_1 = \varphi(\beta_2, e) \quad (29)$$

On peut donc en tout point déterminer C_m et e d'où l'activité enfouie « a » ($= C_m/e$) en chaque point.

Remarquons que dans ce cas, par opposition à la méthode linéaire (§ 3.2.2), il nous faut connaître la loi de distribution en profondeur, pour obtenir la valeur de α , d'où les centres de gravité réels et la valeur exacte de la vitesse moyenne.

Il faut de plus que α et γ soient suffisamment différents, ce qui n'est pas irréalisable (voir § 3.3.4).

Tout ce qui a été dit précédemment en 3.2.2 concernant l'utilisation de plusieurs sondes avec une

représentation polynomiale de $\Gamma(z)$ reste valable et est aisément transposable aux réponses exponentielles.

3.3.4. Réalisation pratique.

Comme nous l'avons vu au paragraphe 3.2.4, les réponses des sondes utilisées avec de ^{192}Ir et du ^{182}Ta sont des exponentielles, et on réalise pour le même traceur des fonctions dont le coefficient α est assez différent en utilisant des seuils de détection l'un bas, l'autre élevé.

Ainsi pour le ^{182}Ta :

$$\text{à } 50 \text{ keV} \quad f = 55 e^{-0,106z} \quad (32)$$

$$\text{à } 1000 \text{ keV} \quad g = 1,5 e^{-0,149z} \quad (33)$$

Il convient cependant de bien choisir les seuils de détection; en effet, en les éloignant trop les uns des autres, on rend les coefficients f_0 et g_0 également très différents; dès lors, pour avoir un nombre de chocs et une précision suffisants sur le seuil le plus élevé, on serait obligé d'augmenter l'activité injectée.

4. Utilisation de deux sondes à réponses différentes dans les méthodes d'intégration dans le temps

4.1. MÉTHODE DE COMPTAGE TOTAL.

Le débit est ici donné par :

$$Q = \frac{A \cdot F}{N} \quad (\text{voir } \S 2.1) \quad (3)$$

Dans cette formule A est l'activité injectée, N est le nombre de chocs totalisés par une échelle de comptage au passage de la vague de traceur, F est un coefficient d'étalonnage égal au taux de comptage des détecteurs pour une activité unité par unité de volume dans la même géométrie de détection de passage de la vague.

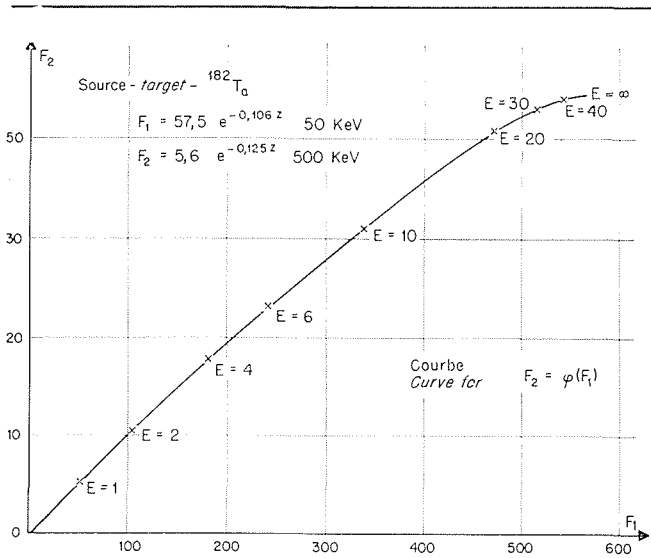
Or cette géométrie est inconnue, puisque l'on ignore l'épaisseur moyenne dans le temps, de passage de la vague. On peut, pour essayer de se libérer de cette incertitude, utiliser des émetteurs β durs ou γ mous, avec l'espoir qu'ainsi cette épaisseur de couche en mouvement sera toujours supérieure au rayon de la sphère d'influence du détecteur. Mais, une telle pratique nécessite une forte activité de traceur, puisqu'on n'en détecte que la couche superficielle; d'autre part, les émetteurs γ mous sont rares, difficiles à détecter et il faut descendre à des énergies d'émission de l'ordre de 30 à 40 keV pour que la condition précédente soit réellement respectée.

Ces difficultés peuvent être résolues par l'emploi simultané de deux sondes. En effet, l'espace en mouvement est assimilable à celui existant entre deux plans parallèles distants de E et :

$$F = \int_0^E f_0 e^{-\alpha z} dz = \frac{f_0}{\alpha} (1 - e^{-\alpha E}) \quad (34)$$

Nous voyons que F dépend de l'épaisseur de la couche en mouvement E .

En utilisant deux sondes de fonction de réponse différentes, nous aurons :



9/ Méthode d'intégration dans le temps.
Time integration method.

$$Q = \frac{AF_1}{N_1} = \frac{AF_2}{N_2} \quad (35)$$

avec :

$$F_1 = \frac{f_0}{\alpha} (1 - e^{-\alpha z}) \quad \text{pour } f(z) = f_0 e^{-\alpha z}$$

$$F_2 = \frac{g_0}{\gamma} (1 - e^{-\gamma z}) \quad \text{pour } g(z) = g_0 e^{-\gamma z}$$

En éliminant E, c'est-à-dire la caractéristique du lieu de l'opération, on obtient le système :

$$\left(1 - \frac{\alpha F_1}{f_0}\right)^\gamma = \left(1 - \frac{\gamma F_2}{g_0}\right)^\alpha \quad (36)$$

$$\frac{F_1}{N_1} = \frac{F_2}{N_2} \quad (35)$$

$$Q = \frac{AF_1}{N_1} \quad (35)$$

qui permet de calculer chacune des trois inconnues

$$F_1, F_2, Q$$

Q sera donc déterminé quel que soit E.

Pour obtenir F₁ avec précision, il faut avoir des valeurs de α et γ assez différentes. Remarquons que cette méthode permet en même temps de mesurer E.

La figure 9 montre la courbe de F₂ en fonction de F₁ pour une utilisation avec deux seuils différents en tantale 182.

4.2. MÉTHODE DE DILUTION CONTINUE.

Le débit est donné par :

$$Q = q \cdot \frac{C}{c}$$

Après mélange, le débit est Q avec une concentration c constante aussi bien en épaisseur que dans le temps. Tout revient donc à déterminer un coefficient d'étalonnage du type F précédent. On utilisera donc deux sondes donnant respectivement des taux de comptages :

$$N_1 = c \frac{f_0}{\alpha} (1 - e^{-\alpha E}) \quad (37)$$

$$N_2 = c \frac{g_0}{\gamma} (1 - e^{-\gamma E}) \quad (38)$$

L'élimination de E entre ces équations détermine c en fonction de N₁, N₂ et des caractéristiques f₀, g₀, α et γ des sondes.

5. Les expériences de terrain

Jusqu'à présent, les méthodes précédemment décrites ont été mises en œuvre sur deux rivières :

- le Stung-Sen, affluent du Tonle-Sap au Cambodge (expérience de 1963);
- la Sienne, fleuve côtier de la Manche en France.

5.1. LE STUNG-SEN.

Lors des expériences sur cette rivière en 1963, la méthode des bilans des taux de comptage n'était pas encore élaborée. Dès lors, sur le terrain, ont été mis en œuvre pour déterminer l'épaisseur de la couche en mouvement :

- des carottages par benne preneuse et carrotier;
- la méthode du nombre limité de grains [8].

A partir des résultats de ces mesures, nous avons dans le rapport [9] estimé l'épaisseur de la couche en mouvement à 10 cm.

Ultérieurement, lorsque la présente méthode a été mise au point, nous avons repris les résultats de ces expériences réalisées en ¹⁹²Ir, détecté au moyen d'une seule sonde.

L'activité injectée étant de 148 mCi, nous avons trouvé sur la tache radioactive 3,45.10⁶ chocs par seconde totaux, avec une sonde détectrice d'équation de réponse :

$$f_1 = 51 e^{-0,154z}$$

réponse exponentielle;

$$f_2 = 46 - 3,5 z$$

approximation linéaire de la courbe de réponse.

L'application de la méthode précédente a donné l'ensemble des résultats suivants; hypothèses :

Répartition constante en profondeur :

$$E = 11,9 \text{ cm avec la fonction } f_1$$

$$E = 9,6 \text{ cm avec la fonction } f_2$$

$$[\Gamma(z) = \text{Cte}]$$

Répartition linéaire :

$$E = 17,6 \text{ cm avec la fonction } f_1$$

$$E = 14,4 \text{ cm avec la fonction } f_2$$

$$\Gamma(z) = \Gamma_{\max} \left(1 - \frac{z}{E}\right)$$

Répartition parabolique maximale au 1/3 de E :

$$E = 14,2 \text{ cm avec la fonction } f_1$$

$$E = 11,5 \text{ cm avec la fonction } f_2$$

$$\Gamma(z) = \Gamma_{\max} \left[\frac{3}{4} + \frac{3}{2} \frac{z}{E} - \frac{9}{4} \frac{z^2}{E^2} \right]$$

On peut adopter $E = 13,5 \pm 3,5$ cm comme épaisseur de la couche en mouvement.

Ceci conduit à un débit annuel pour l'année d'expérience de 800 t par an ± 200 t, tout à fait négligeable devant le débit solide de suspension.

Il est bon de noter que l'épaisseur trouvée par la méthode du bilan ($13,5 \pm 3,5$ cm) est assez voisine de celle avancée dans le rapport (10 cm). Cet accord augure bien des possibilités de la méthode.

5.2. LA SIENNE.

En 1965, avec le laboratoire de géologie de Caen, ont été menées des expériences de traceur radioactif dans la Sienne, et dans son estuaire [10]; trois immersions dont deux en rivière ont eu lieu dans ces expériences. Sur l'une de ces immersions, la plus en amont dans la rivière, la méthode du bilan des taux de comptage a été mise en œuvre lors du dépouillement des résultats.

L'activité immergée était de 130 mCi de ^{192}Ir ; il a été retrouvé sur la tache radioactive $4,75 \cdot 10^6$ cps totaux, avec une sonde détectrice d'équation :

$$f = 68 e^{-0,154z}$$

On trouve alors :

Répartition constante :

$$E = 9,2 \text{ cm}$$

(11 cm pour l'approximation linéaire de la courbe de réponse);

Répartition linéaire :

$$E = 13,9 \text{ cm}$$

Répartition parabolique (maximum 1/3 de E) :

$$E = 11,1 \text{ cm}$$

Dès lors, en choisissant $E = 11,5 \pm 2,5$ cm comme épaisseur de la couche en mouvement, le débit a pu être considéré comme de 21 t/j ± 5 t pour la période de détection envisagée.

La présente expérience a permis de faire l'étude systématique des erreurs pouvant survenir dans la mesure du débit de charriage d'une rivière par la méthode du bilan des taux de comptage [11].

Les erreurs suivantes ont fait l'objet d'une attention toute particulière :

1. *La façon dont sont tracées les isoactives à partir de l'ensemble des mesures relevées sur le terrain.* Trois tracés différents ont été réalisés, le centre de gravité et l'épaisseur d'enfouissement étant estimés pour chacun d'entre eux. On s'aperçoit alors que le centre de gravité et l'épaisseur sont en moyenne estimés à 5 et 6 % près, mais que le produit $E \times V_m$ varie à peine de 4 % entre les estimations les plus différentes (20,9 t/j et 20,1 t/j).

Ce résultat est un élément très favorable à l'application de la méthode.

2. *La façon dont est estimée la valeur moyenne du taux de comptage entre deux isoactives.* Trois méthodes ont été utilisées pour déterminer ce taux : interpolation linéaire, interpolation exponentielle, interpolation graphique. L'interpolation graphique donne des résultats intermédiaires entre les deux

autres modes d'interpolation qui créent une erreur extrême de 10 % (18 t/j pour l'interpolation linéaire, 20,2 t/j pour l'interpolation exponentielle, 19 t/j pour l'interpolation graphique).

Ces deux erreurs étaient les plus importantes à examiner sur un cas concret car elles ne pouvaient être traitées par le calcul : il est fort heureux que les erreurs ainsi commises soient de faible importance.

En dehors de ces deux points, dix autres erreurs possibles ont été envisagées, dont certaines ont été estimées dans le cas envisagé. Telles sont :

— *L'erreur causée par le choix du taux maximal de comptage pour la tache radioactive de niveau supérieur à la saturation :* l'erreur est de l'ordre de 10 %. Mais, cette erreur s'élimine d'elle-même dès que la saturation du détecteur disparaît, ce qui devra être le cas dans un emploi systématique de cette méthode;

— *Erreur due aux pertes de comptage :* l'erreur peut être importante (20 %) ; mais la correction est facile en connaissant les caractéristiques du détecteur. L'ordre de grandeur et le sens de la correction sont donc connus, et de même cette erreur disparaît dans un emploi systématique de la méthode, par un choix adéquat de l'activité;

— *Influence de l'aire située en dessous de la dernière isoactive tracée :* on constate que cette aire a une influence de 3 à 5 % sur le débit total estimé sans cette aire. Par suite, l'erreur commise par le mode d'extrapolation est sûrement de l'ordre du 1 %;

— *Erreur commise dans la détermination du centre de gravité réel du fait de l'enfouissement du traceur :* cette erreur n'a pu être estimée complètement et a été calculée en prenant un exemple particulier de répartition. Elle est alors de quelques %.

Il ressort très nettement de cette étude, et de ce cas particulier que l'estimation du débit est en définitive liée à la forme du gradient de vitesse en profondeur.

6. Conclusions

Les méthodes quantitatives décrites ici ont l'avantage de ne pas nécessiter une mise en œuvre particulière vis-à-vis d'une expérience classique de traceurs radioactifs; seule doit être obtenue la courbe d'étalonnage de l'appareillage qui, à notre avis, même dans une expérience classique, devrait être tracée systématiquement pour une meilleure interprétation des résultats.

Dès lors, au dépouillement, l'opération graphique du bilan des taux de comptage permet de se faire une opinion assez précise de l'épaisseur de la couche en mouvement et par suite du débit solide de charriage. Avec un peu de soin, l'erreur commise sur cette évaluation ne devrait pas excéder 20 à 30 %.

Si d'autre part, des informations auxiliaires permettent d'avoir une idée de la forme des vitesses en profondeur du traceur radioactif, ces méthodes permettent de déterminer le débit à quelques % près. Ces informations peuvent, peut-être obtenues à partir des connaissances actuelles théoriques sur les mouvements de sable.

Essentiellement non destructives, ces méthodes évitent de très nombreux carottages, toujours délicats à effectuer dans du sable meuble, qui coûtent cher en activité et en nombre de grains, et dont le choix des lieux n'est pas toujours représentatif des mouvements réels des sédiments.

Lorsqu'une expérience de traceurs radioactifs est envisagée, compte tenu de ce que les méthodes de bilan radioactif ne sont en définitive qu'un mode d'interprétation différent des résultats, ne nécessitant pas une mise en œuvre particulière, les auteurs ne sauraient trop encourager les éventuels utilisateurs à faire systématiquement sur les résultats obtenus un bilan des taux de comptage, et à en déduire, si possible, une épaisseur voire un débit de transport.

Bibliographie

- [1] ZELLER (J.). — Introduction au transport de sédiments de canaux découverts. *Schweizerisch Bauzeitung*, 81, fas. 34, 35, 36 (1963), Tr. C.R.E.C. n° 1257.
- [2] RAMETTE (M.) et HEUZEL (M.). — Le Rhône à Lyon. Etude de l'entraînement des galets à l'aide de traceurs radioactifs. *La Houille Blanche*, n° spécial A (mai-juin 1962).

- [3] ERIKSSON (E.) et HOURS (R.). — Rapport sur l'emploi éventuel d'indicateurs radioactifs pour les études sur le bassin du bas Mékong concernant la Thaïlande, le Laos, le Vietnam et le Cambodge. *Agence Internationale de l'Energie Atomique*, RI/10 (juillet 1960).
- [4] CRICKMORE (M.) et LEAN (G.). — The Measurement of sand transport by means of radioactive tracers. *Proceedings of the Royal Society* (mars 1962).
The Measurement of sand transport by the time integration method with radioactive tracers. *Proceedings of the Royal Society* (octobre 1962).
Methods for measuring sand transport using radioactive tracers. *Proceedings of Radioisotope in Hydrology*, Symposium Tokyo (1963). (International Atomic Energy Agency).
- [5] RUSSEL (R.). — The use of fluorescent tracers for the measurement of littoral drift. *Proceedings 7th Conference on Coastal Engineering* (1960).
- [6] JOLIFFE (I.). — The use of tracers to study beach movements and measurement of littoral drift by a fluorescent technique. *Revue de Géomorphologie dynamique*, n° 2, tome XII (juillet-décembre 1961).
- [7] HUBELL (D.) et SAYRE (W.). — Sand transport studies with radioactive tracers. *Journal of Hydraulics Division. Proceedings of the A.S.C.E.* (mai 1964) HY 3.
- [8] COURTOIS (G.). — Possibilités d'emploi d'un nombre limité de grains radioactifs dans les études quantitatives de mouvements des sédiments. *Intern. Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 15 (1964), p. 655.
- [9] ANGUENOT (F.), CARBONNEL (J.-P.), COURTOIS (G.), DANION (J.), FORSBERG (H.) et HEUZEL (M.). — Etude du charriage du Stung-Sen au Cambodge. *Agence Internationale de l'Energie Atomique* (1964).
- [10] COURTOIS (G.) et GIRESE (P.). — Etude de mouvements de sédiments à l'aide de traceurs radioactifs de la Sienne et de son embouchure. *Rapport interne C.E.A./S.A.R.*, DR/AR/S/65-15/GC/JJ, en cours de publication dans la *Revue de Géologie Dynamique*.
- [11] (M.) RAO MALENKONDESWARA (S.). — A discussion on the errors involved in a quantitative measurement of sediment by radioisotopes. *Rapport interne C.E.A./S.A.R.*, DR/AR-S/65-20/SR/ALD.

Abstract

The 'count rate balance' methods of measuring sediment mass flows by radioactive tracers

by G. Courtois * and G. Sauzay *

The present scope of quantitative sediment bed load measurement methods is briefly reviewed (semi-empirical formulae and measurements *in situ*) also the principles of quantitative methods using radioactive elements (time integration methods : total counts and continuous dilution, spatial integration). A new method is presented, in which the integral ($N = \iint nds$) of the number of impacts per second n given by the pick-up is calculated for a radioactive cloud representative of the particular form of motion under investigation. The operation is referred to as the "count rate balance" method of measurement. The bed load mass flow is then found by relating N to the depth of the mass in motion E , giving the following relationship :

$$Q = \rho \times l \times V_m \times E$$

where V_m : mean velocity;
 l : width of moving mass;
 ρ : bulk density of the sediment.

N is related to E by the pick-up's response function $f(z)$ with depth and the tracer's distribution function $\Gamma(z)$ with depth. Hence :

$$N = \int_0^E \Gamma(z) f(z) dz$$

* Commissariat à l'Energie atomique, Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay, Section d'application des radioéléments.

It is shown that, if $f(z)$ is a linear function, the mean buried depth of the tracer Z_m can be found for any value $\Gamma(z)$. Such detectors have been successfully obtained for ^{192}Ir and ^{182}Ta down to a buried depth of 10 cms. Furthermore, by using two pick-ups with different linear response functions, an exact value can be found for V_m , independently of buried depth effect. The use of more than two pick-ups with different response functions yields additional information, which is discussed.

It is found that, for all the assumptions made regarding $\Gamma(z)$, the rate of flow can be calculated to within 25 %.

Where the response function is exponential (which the authors observe experimentally), the rate of flow is known in terms of a factor β varying with $\Gamma(z)$, $f(z)$ and E . The rate of flow is then calculated for all the assumptions made with an accuracy varying from within a few per cent for moving masses of little depth to within about 30 per cent for mass depths of up to 40 cms. The use of several pick-ups yields additional information which improves accuracy. It is also shown that the use of two pick-ups can be of considerable assistance where time integration methods are to be applied.

Result of two river experiments are described, as follows :

- 1) On the Stung Sen in 1963. Although the method had not been finalized at the time of obtaining the data, the rate of sediment flow during the river flood was estimated to amount to 800 tons \pm 200 tons, which agreed with previous estimates.
- 2) On the Sienne, a coastal river in the Cotentin peninsula. The rate of flows was estimated to amount to 21 tons \pm 5 tons.

A systematic possible error study was done for this application, giving special consideration to errors which cannot be dealt with by calculation, for example errors in plotting field measurement data or in estimating mean count rate between two isoactives. These errors were found to be small.

As these recommended methods do not require any more special equipment than is used in conventional radioactive tracer work and as they are merely a different way of interpreting measured data, the authors urge anyone using them to systematically work out "count rate balance sheets" from the results obtained, and to try to deduce the depth of moving sediment and possibly the rate of flow from them.