

Méthodologies de quantification des flux de nutriments en rivière

PIERRE BALLAND

*Ministère de l'Agriculture, CEMAGREF, 3 quai
Chauveau, F-69009 Lyon, France*

RESUME On présente différentes méthodologies de quantification des flux de nutriments en rivière, le choix dépendant de l'information disponible sur les concentrations C de l'élément considéré et les débits Q de la rivière. On distingue en particulier entre: (a) méthode sommaire, sans données sur C et Q ; (b) méthode faisant intervenir C et Q , sans liaison entre eux; (c) méthodes prenant en compte des liaisons entre C et Q et qui peuvent être: (i) stochastiques: elle visent surtout à une estimation de l'erreur, et indirectement, à un choix raisonné de l'échantillonnage, soit par la théorie, soit par la simulation; (ii) déterministes: elles recherchent alors la meilleure reconstitution de C par Q et utilisent celles-ci pour le calcul du flux. Il existe une méthode mixte, combinaison des méthodes (b) et (ii) ci-dessus. La précision du calcul du flux dépend bien sûr de la quantité des données disponibles, il est recommandé à cet égard de faire, lorsque c'est possible, plusieurs essais comparatifs.

*Different techniques for the computation of river
nutrient loads*

ABSTRACT Different methods for quantifying nutrient loads in rivers are presented. The choice of the appropriate technique depends on the amount of data available for both nutrient concentration C and river flow Q . The following alternatives are discussed: (a) total lack of data for both C and Q ; (b) no *a priori* link considered between C and Q ; (c) a particular relation between C and Q is explicitly assumed and this approach involves: (i) a stochastic model which gives an estimation of the prediction error and subsequently allows optimization of the sampling time interval; (ii) a deterministic model which identifies the best $C = f(Q)$ function and then uses it in the computation of loads. A combination of methods (b) and (ii) is described as well. The accuracy of load computation is directly dependent on the amount of data available, and the author recommends, when appropriate, comparative testing of the different techniques.

INTRODUCTION

La connaissance précise sur une période de temps donnée, des flux de nutriments en rivière, est souvent indispensable soit pour apprécier

leur évolution dans le temps, dans une section donnée, ou dans l'espace, sur un profil en long de la rivière, soit parce que celle-ci est tributaire d'un plan d'eau, naturel ou artificiel, sur lequel on souhaite définir le schéma d'assainissement assurant la meilleure efficacité au moindre coût ou bien élaborer un modèle de qualité quelconque. Dans ce dernier cas les apports interviennent comme fonction de forçage du système et doivent être connus en conséquence, avec la plus grande précision.

On présente à cet effet ci-après différentes méthodologies de quantification, dont l'inventaire n'a toutefois pas la prétention d'être exhaustif, et dont le choix dépend de la nature et de la quantité de l'information dont on dispose.

EXPOSE DES METHODOLOGIES DE QUANTIFICATION DES FLUX

Préambule

On distingue dans la suite entre:

- charge, L = masse d'éléments drainée au lac pendant un temps quelconque;
- flux, F = charge par unité de temps, par exemple g s^{-1} , kg j^{-1} , t an^{-1} ;
- C , Q et V représenteront respectivement la concentration de l'élément considéré (g m^{-3}), le débit de la rivière (m^3s^{-1}), le volume d'eau écoulé en un temps quelconque (m^3). Ces trois grandeurs varient avec le temps t .

D'une manière générale, on peut écrire: $L = CV$, $F = CQ$. Entre les temps t_1 et t_2 on a

$$V = \int_{t_1}^{t_2} Q dt$$

$$L = \int_{t_1}^{t_2} F dt = \int_{t_1}^{t_2} C(t) Q(t) dt \quad (1)$$

L'équation (1) ci-dessus résulte de l'hypothèse simplificatrice d'homogénéité dans une section des concentrations et des vitesses qui sera faite dans tout ce qui suit. L'équation générale d'une charge s'écrit en fait

$$L = \iiint C(y, z, t) v(y, z, t) dy dz dt$$

dans laquelle y et z sont les coordonnées horizontales et verticales de chaque point de la section, v la vitesse longitudinale. Pour être précis, le calcul d'une charge nécessite, sur la période de temps considérée, de disposer du plus grand nombre possible de couples d'observations simultanées (C , Q). La démarche usuelle consiste alors à rechercher des relations $C = f(Q)$ entre concentration et débit, et, par report dans (1), à utiliser celles-ci pour calculer la charge à partir du débit puisqu'il vient alors

$$L = \int_{t_1}^{t_2} C(t) \cdot Q(t) dt = \int_{t_1}^{t_2} f(Q(t)) \cdot Q(t) dt \quad (2)$$

Toutefois, ce type de relation n'existe pas toujours; on observe parfois, et notamment en l'absence de sources ponctuelles de pollution,

une très grande dispersion des couples d'observations (C,Q), ou bien on peut se trouver dans la situation où l'information sur l'une ou l'autre des composantes du flux n'est pas suffisante pour se livrer à ce genre de calcul.

Aussi, les méthodologies exposées ci-après sont-elles adaptées à la nature et à la quantité des données à disposition.

Méthode sommaire, sans données sur C et Q(I)

De nombreuses tentatives ont été faites, bien illustrées dans le travail de Reckhow & Simpson (1980). La méthode consiste à établir le flux annuel par sommation des diverses contributions de toutes les sources ponctuelles et diffuses situées sur le bassin. On a ainsi

$$F = E_{c_f} \cdot A_f + E_{c_{ag}} \cdot A_{ag} + E_{c_u} \cdot A_u + E_{c_p} \cdot A_o + E_{c_{fs}} \text{ No}(1 - RS) + SP \quad (3)$$

formule dans laquelle:

- F est le flux annuel de l'élément nutritif (kg an^{-1});
- E_c et A sont la perte spécifique ($\text{kg km}^{-2} \text{an}^{-1}$) et la superficie (km^2) respectivement: des sols forestiers (f), des sols agricoles (ag), des zones urbaines (u);
- E_{c_p} et A_o sont les mêmes grandeurs se rapportant aux précipitations directes sur le lac, (A_o = superficie du lac);
- No est le nombre de "têtes-an" (capita-year) du bassin versant desservi par des systèmes d'assainissement individuel (fosses septiques) ou traitées par des moyens divers empêchant le retour direct au milieu récepteur liquide; on a $\text{No} = N_p J_p H_p / 365 + N_s J_s H_s / 365$ où p et s se réfèrent à l'habitation permanente et saisonnière respectivement; pour chacune de ces catégories: N = nombre moyen d'individus par unité d'habitation, J = nombre de jours de l'année passés dans l'unité d'habitation, H = nombre d'habitations;
- $E_{c_{fs}}$ est l'apport spécifique de ce type de pollution, exprimé en $\text{kg (tête-an)} \text{an}^{-1}$;
- RS est le coefficient de rétention exercée par le sol;
- SP est la contribution de l'ensemble des sources ponctuelles (kg an^{-1}). La méthodologie d'estimation de chacun des éléments de constitution de la formule (3) ci-dessus est décrite dans Reckhow & Simpson (1980).

Méthode faisant intervenir C et Q sans liaison entre eux (II)

Balland (1981), l'a utilisée sur un affluent français du lac Léman, la Dranse, Thomas (1981), l'a reprise sur la Creuse. Si l'on dispose d'un enregistrement en continu du débit, il est aisé de calculer, sur une période de temps donnée, le volume d'eau écoulé par tranche de débit ΔQ que l'on se fixe au préalable. Si C_i est la concentration moyenne de chaque classe i ainsi définie, la charge sur la période s'écrit simplement:

$$L = \sum_{i=1}^n C_i V_i \quad (4)$$

n étant le nombre de classes de débit. Les volumes d'eau écoulés V_i , par classe de débit i se calculent à partir de l'hydrogramme, c'est-à-dire de l'enregistrement des hauteurs en fonction du temps, qui, par construction, est une ligne brisée, chaque tronçon constitutif étant un segment de droite.

La formule générale s'écrit, par suite de cette hypothèse et selon Dutillet (1976) pour l'intervalle de temps t_i délimité par les hauteurs H_{i-1} et H_i

$$V_i = \frac{t_i}{H_i - H_{i-1}} \int_{H_{i-1}}^{H_i} g(H) dH \quad (5)$$

dans laquelle: V_i est le volume écoulé dans la classe i ; $g(H)$ la relation de tarage, $Q = g(H)$, qui n'est le plus souvent pas linéaire mais se présente en général sous la forme d'un polynôme du 2^{ème} degré facile à intégrer.

Remarquons de ce fait qu'il n'y a pas équidistance des pas de hauteurs (à l'inverse des pas de débit), ce qui oblige à reconstituer les bornes en H par l'utilisation de la fonction inverse $H = g^{-1}(Q)$. On se propage le long de l'hydrogramme en exploitant de la sorte tous les segments de hauteur et l'on somme les volumes partiels par classe puis on effectue le calcul simple de la formule (4).

La précision de la méthode dépend des contraintes suivantes:

- Il faut des observations de concentration sur l'ensemble des plages de débit notamment les débits élevés. Cela peut amener à regrouper des classes de débits.

- La dispersion des concentrations dans chaque classe ne doit pas être trop élevée, ce qui peut conduire à éliminer certaines valeurs aberrantes.

Méthodes stochastiques faisant intervenir C et Q, avec liaison de nature temporelle entre eux (III)

L'ensemble des méthodes décrites dans ce paragraphe est adapté aux cas où l'on dispose de séries peu nombreuses soit sur C soit sur Q soit sur C et Q . Elles peuvent être également recommandées dans les cas de bassins multi usages, lorsqu'il n'est pas possible de mettre en évidence des relations serrées entre C et Q . Ces méthodes présentent les caractéristiques communes suivantes:

- Elles utilisent l'information en *série temporelle*, par exploitation particulière des chroniques d'observation (C, Q) ce qui n'est pas le cas général des méthodes déterministes fondées sur la recherche de relations $C = f(Q)$.

- Elles adjoignent au calcul du flux une estimation de la *précision de ce calcul*, ce qui est un avantage appréciable. D'une manière générale, celle-ci dépend bien sûr de l'erreur de mesure sur les concentrations et les débits, mais aussi de la procédure de calcul elle-même qui peut conduire parfois à de fausses interprétations.

- Elles sont adaptées à la définition d'un *intervalle optimum d'échantillonnage* dans le temps, ce qui constitue un autre avantage non négligeable.

On a distingué deux approches différentes.

Méthode interpolée (i) Elle est illustrée par Weber et al. (1979) et a été reprise en mettant plutôt l'accent sur les phénomènes

de crue, par Dupraz *et al.* (1982). La formule générale du flux annuel lorsque l'on dispose de données moyennes journalières sur les débits et les concentrations s'écrit $F = \sum_{i=1}^{365} C_i Q_i$. Dans le cas le plus fréquent, où le paramètre débit est connu en continu, et où au contraire l'échantillonnage des concentrations est périodique, il faut trouver un moyen d'estimer celles-ci pour les jours sans mesure

Si l'on suppose N échantillonnages annuels séparés par des intervalles de temps égaux de T jours, le flux annuel peut s'écrire

$$F = T \sum_{s=1}^N C(s) Q(s) \quad (6)$$

$$F = \sum_{s=1}^N C(s) \sum_{t=1}^T Q(i,s) \quad (7)$$

$$F = \sum_{s=1}^N \sum_{i=1}^T C(i,s) Q(i,s) \quad (8)$$

$C(s)$ et $Q(s)$ étant les valeurs des jours de l'échantillonnage; $C(i,s)$ étant cette même valeur ou bien celle obtenue par interpolation linéaire pour les jours sans observation; $Q(i,s)$ le débit journalier.

Il est clair que la 1^{ère} expression est la moins précise puisqu'elle ne considère pas toute l'information sur les débits et qu'à l'inverse la 3^{ème} fournit la plus grande précision en toute circonstance.

L'appréciation théorique de l'erreur dans le calcul du flux se fait par une simulation qui consiste à considérer la concentration $C(i)$ comme la somme d'une concentration due à la tendance saisonnière $S(i)$ et d'une concentration aléatoire $f(i)$, qui représente une fluctuation et l'on a

$$C(i) = S(i) + f(i) \quad i = 1, \dots, 365$$

Pour un éventail fixé de tendances saisonnières (opposition de phase, indépendance ou synchronisme avec le débit) et une série de fluctuations aléatoires, on génère des lots de $C(i)$ permettant de calculer un flux de référence annuel FR. Différentes hypothèses sur l'intervalle d'échantillonnage permettent de calculer par la formule (8) ci-dessus un flux estimé FE. La précision relative s'écrit alors $A = (FR - FE)/FR$. Si on répète la procédure n fois pour chaque tendance et chaque intervalle d'échantillonnage, on obtient finalement un indice de précision relative qui s'écrit $AI = 1/n \sum_{i=1}^n |A_i|$.

Par ailleurs, un calcul statistique faisant intervenir les coefficients de variation CV de C, Q et du produit CQ fournit parallèlement pour chaque essai la valeur correspondante de l'indice de variation VI qui, dans le cas où les deux séries de concentrations et de débits sont indépendantes s'écrit $VI = ((CV)_C^2 + (CV)_Q^2)^{\frac{1}{2}}$. On reporte sur un graphique, pour chaque tendance et chaque intervalle d'échantillonnage, la variation de VI par rapport à AI. L'étude de cette variation permet pour un essai ultérieur, pour chaque élément et pour un type hydrologique donné, d'optimiser l'intervalle d'échantillonnage en fonction de l'indice de variabilité et de la tendance saisonnière propres à l'élément.

Une autre composante intervenant dans la fréquence d'échantillonnage est l'indépendance des observations. Il est souhaitable en effet de déterminer la fréquence pour laquelle les observations successives cessent d'être dépendantes car on optimise, ce faisant,

l'acquisition de l'information (Bobée & Cluis, 1979). Ceci peut se faire, à partir d'une série abondante d'observations, par considération du coefficient d'autocorrélation d'ordre 1.

Méthode probabiliste (ii) Elle a été développée par Leviandier & Didon (1982). Une série de mesures peut être assimilée aux réalisations d'une variable aléatoire mais avec un schéma de dépendance mutuelle dans le temps. Cette dépendance est favorable à l'interpolation mais défavorable à la précision du calcul du flux, comme on l'a vu ci-dessus. Celui-ci est sujet aux erreurs de mesure sur chacun des termes du produit CQ, mais il comporte en plus l'erreur d'échantillonnage sur les concentrations, et parfois, sur les débits s'ils ne sont pas connus en continu.

Le flux s'écrivant classiquement $F = \sum_i F_i = \sum_i C_i Q_i$, le calcul de sa variance fait intervenir des liaisons entre C et Q à des intervalles de temps quelconques. Le modèle doit être assez explicite pour décrire ces liaisons, à n'importe quel intervalle de temps et pas seulement entre échantillons consécutifs. On suppose que C et Q (dans le cas où il n'y pas d'enregistrement en continu) sont des variables aléatoires qui suivent une loi de probabilité log-normale. On a alors besoin de calculer des espérances mathématiques de produits de variables $C_i Q_i C_j Q_j$ avec $j \geq i + 1$.

On aboutit à des expressions assez lourdes de $E(F_i^2)/[E(F_i)]^2$ et de $E(F_i F_j)/[E(F_i) E(F_j)]$ faisant intervenir les quantités $E(Q_i^2)/[E(Q_i)]^2$, $E(C_i^2)/[E(C_i)]^2$ et $E(C_i Q_i)/[E(C_i) E(Q_i)]$ dont on déduit l'expression générale de $E(F^2)/[E(F)]^2$ qui permet de calculer la variance du flux et ses intervalles de confiance. On vérifie qu'on obtient de la sorte une variance plus faible que celle qui résulterait d'un ajustement sur F_i seul, ignorant l'information apportée par chacun des termes du produit $C_i Q_i$.

Si le débit est connu en continu, ce n'est plus une variable aléatoire (abstraction faite des erreurs de mesure), l'expression ci-dessus se simplifie mais le principe reste le même.

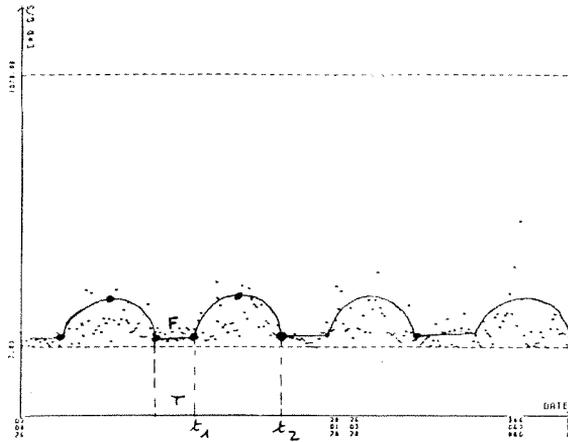
Méthodes déterministes faisant intervenir C et Q avec liaison de type analytique entre eux (IV)

Le principe général est celui de l'équation (2). On présente ci-après divers types de relations proposés dans la littérature. L'initiateur de la théorie des relations $C = f(Q)$ est certainement Hall (1970, 1971). Cet auteur a développé une série de modèles explicatifs dépendant de la nature et de l'évolution du volume de mélange. Manczak & Florczyk (1971) les ont repris pour expliquer le déterminisme de l'apparition de tel ou tel type de relation en fonction de l'état de pollution du cours d'eau.

Méthode mixte, dite des flux instantanés (i) Utilisée sur la Dranse (Balland, 1981), elle consiste à reporter sur un graphique les observations CQ du flux instantané selon le temps. Il est alors possible, assez souvent, à l'examen du graphique ainsi constitué, de déterminer deux séries de périodes (Fig.1):

(a) Le flux varie très peu et peut être considéré comme constant, soit F. Il suffit alors de multiplier ce flux par le temps écoulé T, sur la période pour avoir la charge correspondante de celle-ci, $L = FT$.

SILICE: 235 OBSERVATIONS TEMPS ECOULE: 1595 JOURS



ESSAI EN SERIE TEMPORELLE C=Q-F(T), DU 02 08 76 AU 15 12 80

OBSERVATIONS RESTANTES: 220

FLUX MOYEN: 72.997 G/SEC ECART-TYPE: 45.326

FLUX TOTAL ECOULE: 10059.609 TONNES

FIG.1 Illustration sur la silice de la méthode des flux instantanés.

(b) Le flux varie de façon cyclique (effets saisonniers), sur une période de temps allant de t_1 à t_2 . On peut alors le représenter par une fonction $h(t)$ du deuxième degré (parabole) passant par les trois points obligés figurés ci-dessus, et l'on a

$$L = \int_{t_2}^{t_1} h(t)dt$$

qui, s'agissant d'un polynôme du deuxième degré, donne une fonction du troisième degré facile à intégrer.

On se propage ainsi le long du temps, on déterminant de façon automatique les intervalles de temps correspondant à chaque période. Un filtrage statistique peut se révéler nécessaire de façon à exclure les valeurs aberrantes. Cette méthode nécessite toutefois la continuité des observations.

Méthodes mono-relation (ii) Elles n'utilisent qu'une seule relation $C = f(Q)$ pour le calcul du flux. Celle-ci peut être de plusieurs types:

(1) Fonction exponentielle: développée par Bühner & Wagner (1982) et reprise par Fahrni (1982) sur le lac Léman (Département Fédéral de l'Intérieur, 1982), la relation s'écrit

$$C = A_w/Q + k_1Q/\exp(k_2/Q + k_3Q) \quad (9)$$

dont la variation est représentée dans la Fig.2. Elle comprend: la charge indépendante du débit, diluée par lui (sources ponctuelles) A_w ; la charge d'origine diffuse (zone hachurée) variant avec lui. k_1 , k_2 et k_3 sont des coefficients positifs d'itération dont l'estimation prend beaucoup de temps sur ordinateur.

(2) Polynôme: l'expression générale est de la forme

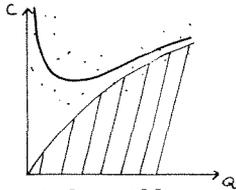


FIG.2 Illustration de la fonction exponentielle.

$$C = \sum_{i=a}^n a_i Q^i \tag{10}$$

a pouvant être négatif.

(a) Formule de Fahrni (1982)

$$C = C_0 + A_w/Q + K_1 Q \tag{11}$$

ou C_0 est la concentration naturelle de base constante; A_w la part de la charge indépendante du débit; K_1 le coefficient de proportionnalité représentant l'apport par l'érosion; dont les coefficients sont estimés par régression mais qui se prête mal à l'extrapolation.

(b) Formule de Bühner & Wagner (1982). On intègre dans l'équation l'influence saisonnière sous la forme d'une série de Fourier et il vient

$$C = \sum_{i=a}^n a_i Q^i + \sum_{j=0}^d a_{1j} \sin(jt) + a_{2j} \cos(jt) \tag{12}$$

(c) Polynôme d'interpolation. Utilisée par Balland (1981), elle consiste à partir d'une partition en Q telle que celle évoquée dans la méthode (II). S'il existe n classes de débit, et donc n couples moyens (C_i, Q_i) on peut faire passer un polynôme de degré $n - 1$ et un seul par l'ensemble de ces points moyens (Fig.3). Son expression

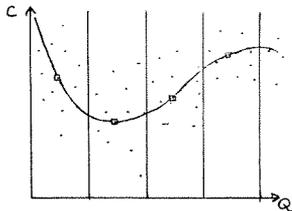


FIG.3 Illustration de la technique du polynôme d'interpolation.

est la suivante:

$$C = \sum_{i=0}^{n-1} c_i l_i(Q) \tag{13}$$

avec

$$l_i(Q) = \prod_{i=0}^{n-1} (Q - Q_i) / \prod_{i=0}^{n-1} (Q_j - Q_i), \quad i \neq j$$

Au delà de cinq ou six classes toutefois, les oscillations deviennent trop importantes et cette utilisation n'est plus possible.

Méthodes multi-relations (iii) A l'inverse des méthodes mono-relation, celles-ci utilisent plusieurs relations selon le débit, pour calculer le flux.

(1) Méthode Wagner, ou de la courbe en S (Fig.4):

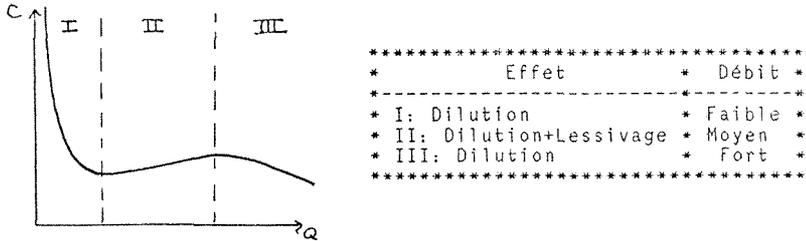


FIG.4 Relation $C = f(Q)$ selon la courbe en S.

Elle considère trois relations différentes, selon Q, correspondant aux différents effets décrits dans le tableau ci-dessus. Elle a été largement utilisée par Belamie (1982), Balland (1980) et Balland & Varet (1979).

(2) Méthode de la ligne brisée: mise au point par Balland (1981). Elle peut être adoptée lorsque la dispersion des observations (C, Q) est grande empêchant par là la prise en compte de lois exactes; on adopte une partition en Q *a priori*, en délimitant de la sorte une série de classes, de taille ΔQ et l'on représente la variation de chaque classe par une droite, l'ensemble constituant ainsi une ligne brisée dont on se sert pour calculer le flux. Les relations ainsi dégagées sont purement artificielles, néanmoins la possibilité offerte de restreindre à volonté le pas de débit est favorable, à l'inverse de la méthode de la courbe en S, à une diminution de l'erreur commise (Fig.5).

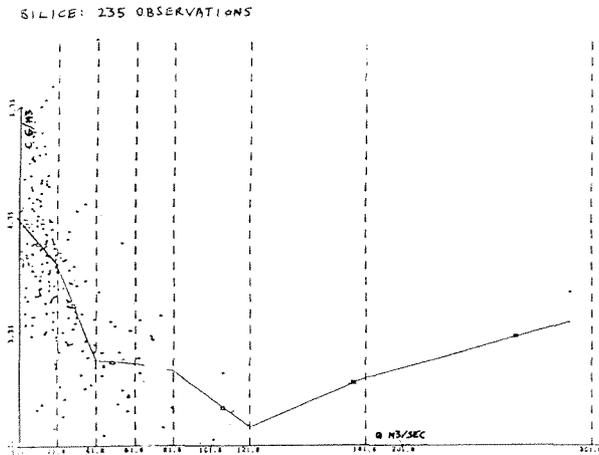


FIG.5 Illustration sur la silice de la méthode de la ligne brisée.

Calcul du flux à partir de la prise en compte d'une relation $C = f(Q)$ (iv) La charge entre t_1 et t_2 s'écrit, selon la formule (2), $L = \int_{t_1}^{t_2} f(Q(t)) \cdot Q(t) dt$. Il est nécessaire de disposer de l'information continue sur les débits.

(1) Approche par les débits journaliers: soit Q_j le débit moyen journalier du jour de rang j . La concentration correspondante s'écrit $C_j = f_i(Q_j)$ où i correspond à la classe adéquate du débit si on utilise une méthode multi-relations. Le flux annuel s'écrit dans ces conditions:

$$F = \sum_{j=1}^{365} Q_j f_i(Q_j) \tag{14}$$

(2) Approche par les débits instantanés: elle est plus précise mais moins simple. On part de l'hydrogramme, l'enregistrement des hauteurs en fonction du temps qui, par construction, est une ligne brisée (Fig.6). Deux cas se peuvent se produire: $H_a = H_B$: la charge

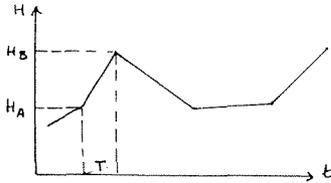


FIG.6 Représentation de l'hydrogramme.

sur l'intervalle de temps T s'écrit simplement

$$L = Q_A \cdot T \cdot f_i(Q_A) \tag{15}$$

avec $Q_a = g(H_A)$, $H_A \neq H_B$: si on a une méthode multi-relations et si H_A et H_B n'appartiennent pas à la même classe de débit, il faut alors opérer la segmentation des hauteurs à partir de la relation inverse $H = g^{-1}(Q)$. Soit alors à calculer la charge entre les temps t_{i-1} et t_i . C'est la surface hâchurée sur la Fig.7.

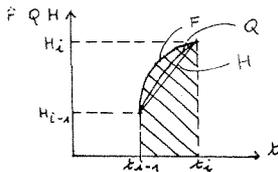


FIG.7 Schéma de calcul du flux.

On dispose pour cela:

- de l'hydrogramme $H = j(t)$,
- de la relation de tarage $Q = g(H) = g(j(t))$,
- de la relation de dépendance $C = f(Q) = f(g(j(t)))$.

La charge de la période s'écrit alors:

$$L = \int F dt = \int C Q dt = \int_{t_{i-1}}^{t_i} f(g(j(t))) \cdot g(j(t)) dt$$

Un double changement de variable qui consiste à poser $h = j(t)$ puis $q = g(h)$ fournit en fin de compte

$$L = \int_{q_{i-1}}^{q_i} q \cdot f(q) dq / (g'(h) \cdot j'(t))$$

Comme la fonction $j(t)$ est linéaire il vient $j'(t) = (h_i - h_{i-1}) / (t_i - t_{i-1})$ d'où

$$L = (t_i - t_{i-1}) / (h_i - h_{i-1}) \int_{q_{i-1}}^{q_i} q \cdot f(q) dq / g(h) = \\ (t_i - t_{i-1}) / (h_i - h_{i-1}) \int_{q_{i-1}}^{q_i} q \cdot f(q) dq / l(q) \quad (16)$$

où $l(q)$ est l'expression de $g'(h)$ en fonction de q , obtenue à partir de la fonction réciproque $h = g^{-1}(q)$. Cette intégrale se calcule de façon exacte dans quelques cas particuliers dépendant de l'allure des fonctions $q = g(h)$ et $c = f(q)$. Sinon on est ramené à une intégrale de fraction rationnelle qui, si elle n'est pas soluble analytiquement peut être approchée par une méthode numérique comme la méthode de Simpson. On épluche de la sorte chaque segment de droite de l'hydrogramme jusqu'à obtenir le flux sur la période choisie. La précision des méthodes, utilisant pour le calcul du flux, une ou des relations exactes $C = f(Q)$ est difficile à évaluer.

On peut considérer comme négligeable l'erreur sur les débits (on dispose d'un enregistrement continu), et sur les observations (fiabilité des techniques analytiques). Il existe toutefois une erreur globale liée à :

- la précision de la relation de tarage $Q = g(H)$,
- l'approximation de la relation $C = f(Q)$ que l'on peut apprécier à l'aide du coefficient de détermination de l'ajustement,
- le calcul, parfois approché, évoqué ci-dessus de l'intégrale de la charge.

Il est donc nécessaire de limiter l'erreur en retenant l'ajustement qui a le coefficient de validité le plus élevé après avoir opéré, au préalable, un filtrage statistique destiné à éliminer les observations aberrantes.

Si malgré cela, cette validité n'est pas satisfaisante, il faut adopter une méthode artificielle (polynôme d'interpolation ou ligne brisée). On donne dans le Tableau 1 un exemple réalisé sur la Dranse, qui a utilisé respectivement les méthodes IV-i, IV-iii-2, II.

CONCLUSION

On a tenté de passer en revue les méthodes les plus connues de quantification des charges de pollution en rivière. Le choix est conditionné par la prise en considération, essentiellement, de la nature et de la quantité de l'information disponible. On peut à cet égard définir les principes suivants :

- (a) *Peu ou pas de données sur les débits et les concentrations :* il n'est alors bien sûr pas possible de quantifier des charges à partir des mesures. La seule démarche envisageable reste celle décrite en (I).

TABLEAU 1 Flux de l'année 1979, en t, de trois éléments nutritifs

	Méthode IV-i	Méthode IV-iii-2	Méthode II
Azote total	464.0	467.0	467.0
Phosphore total	58.0	78.7	78.3
Silice	2300.0	2261.0	2268.0

(b) *Peu de données sur les concentrations:* la faiblesse de l'information à disposition impose d'adjoindre au calcul du flux une estimation de la précision de celui-ci, ce qui revient à adopter un modèle stochastique (méthodes III). Si de plus l'information sur les débits est peu dense, c'est l'approche probabiliste telle que décrite en (III-ii) qui convient.

(c) *On dispose de séries d'observations régulières sur débits et concentrations:* on peut dans ce cas, si la plage des débits est couverte correctement, tenter une première technique ne faisant pas intervenir de liaison entre C et Q (méthode II), ou bien voir, si la chronique des observations est ininterrompue, si une exploitation en série temporelle (méthode IV-i) est possible.

Si l'on a le désir d'affiner le calcul, l'application de méthodes déterministes, avec liaisons de type analytique (méthodes IV) soit exactes, soit artificielles peut être tentée. D'une manière générale, et quelle que soit la méthode, il faut insister sur l'impérieuse nécessité de collecter des observations sur les forts débits. Celles-ci manquent le plus souvent, alors qu'au contraire on dispose d'une redondance d'information sur les plages de débit faible à moyen. Il est bien connu en effet que l'importance des crues, réduite dans le temps, est considérable dans les apports, surtout en l'absence de grosse source ponctuelle. Les protocoles d'échantillonnage doivent donc être orientés en ce sens.

REFERENCES

- Balland, P. (1980) Calcul des flux de pollution parvenant à un lac par le réseau hydrographique superficiel. *Programme NUTLOAD TSM L'Eau* no. 5, 225-229.
- Balland, P. (1981) Méthodologies de quantification des apports dissous à un lac. Application à la rivière Dranse (Haute-Savoie). Communication à la Conférence Spécialisée sur Eutrophisation et Eau Potable de l'Association Internationale des Distributeurs d'Eau, Vienne. *J. Wat. Supply* 1 (1), 23-34.
- Balland, P. & Varet, G. (1979) Application des relations concentration-débit à l'estimation quantitative des apports en éléments fertilisants par le réseau hydrographique superficiel des lacs d'Annecy et du Bourget. *La Technique de l'eau et de l'Assainissement*, no. 385, 17-31.
- Belamie, R. (1982) *Influence des Pratiques Culturelles et des Facteurs Hydrologiques sur les Variations en Nitrates des Eaux de Surface d'un Bassin Versant Représentatif du Bassin Parisien (France)*. Document CEMAGREF.

- Bobée, B. & Cluis, D. (1979) Etude de la persistance de quelques paramètres de qualité de l'eau. *J. Hydrol.* 44, 17-36.
- Bührer, H. & Wagner, G. (1982) Die Belastung des Bodensees mit Phosphor und Stickstoffverbindungen und organischem Kohlenstoff in Abflussjahr 1978/1979. *Bericht der Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee. no. 28.*
- Département Fédéral de l'Intérieur (1982) *Recommandations concernant l'analyse des eaux superficielles en Suisse (Etat 1982).* Berne.
- Dupraz, C., Lelong, F. & Troy, J.P. (1982) Comparative study of the effects of vegetation on the hydrological and hydrochemical flows in three minor catchments of Mont Lozère (France). Methodological aspects and first results. In: *Proc. Internat. Symp. on Hydrological Research Basins and their use in Water Resources Planning*, 671-681. *Mitteilungen Landeshydrologie, Sonderheft*, Bern.
- Dutillet, J.L. (1976) Collecte et traitement informatisés des données hydrométriques. Système mis au point au Ministère de l'Agriculture. *Journées d'Etude de la Commission d'hydrologie Continentale.*
- Fahrni, H.P. (1982) *Essais de modélisation de la relation entre charge et débit des affluents du lac Léman.* Document de l'Office Fédéral de la Protection de l'Environnement.
- Hall, F.R. (1970) Dissolved solids-discharge relationships I. Mixing models. *Wat. Resour. Res.* 6 (3), 845-850.
- Hall, F.R. (1971) Dissolved solids-discharge relationships II. Applications to field data. *Wat. Resour. Res.* 7 (3), 591-601.
- Leviandier, T. & Didon, J.F. (1982) Qualité des eaux résultant du lessivage des sols agricoles, cas des bassins de l'Orgeval (Seine et Marne) et de Cheret (Aisne). *XVIIème journées de l'Hydraulique de la Société Hydrotechnique de France, Question II. Rapport no. 5*, 5.1-5.8.
- Manczak, H. & Florczyk, H. (1971) Interpretation of results from the studies of pollution of surface flowing waters. *Wat. Res.* 5, 575-584.
- Reckhow, K.H. & Simpson, J.T. (1980) A procedure using modelling and error analysis for the prediction of lake phosphorus concentration from land use information. *Canad. J. Fish Aqu. Sci.* 37 (9), 1439-1488.
- Thomas, H. (1981) *Etude du lac de Chambon. Retenue d'Eguzon, 1980-1981.* Service Régional de l'Aménagement des Eaux Centre, Ministère de l'Agriculture.
- Weber, H., Cluis, D. & Bobée, B. (1979) Accuracy evaluation in the calculation of mass-discharges. *J. Hydrol.* 40, 175-184.

