TECTONIQUE, EROSION ET HYDRAULIQUE DES GRANDS BASSINS FLUVIAUX.

M. SOURIAU

INTRODUCTION

Partant d'un échantillonage de 45 grands bassins fluviaux, de l'Amazone au Rhône par ordre décroissant de surface, on définit pour chaque bassin i sa hauteur moyenne h_{mi} et son débit solide spécifique D_{Si} à son embouchure au niveau de la mer. On observe 2 relations linéaires réunissant 2 populations égales telles que:

$D_{sj} = h_{mj} / \tau_1$, avec $\tau_1 = 2.5$ Ma ; $D_{sk} = h_{mk} / \tau_2$, avec $\tau_2 = 16$ Ma.

On calcule ensuite les courbes hypsométriques de chaque bassin, à savoir h = f(a), a : surface cumulée. Pour comparer les bassins, on normalise les variables par $H = h/h_m$ et $A = a/a_T$, a_T : surface totale. En posant $x_T = a_T^{1/2}$ et en identifiant le bassin à un carré, on assimile la courbe hypsométrique à un profil normalisé en hauteur et distance tel que $X = x/x_T = a/a_T = A$. Les profils de chaque population convergent en coordonnées normalisées vers un profil unique, à savoir :

$H = -\ln X$ (1) et $H - 0.3 = -\ln X$ (2) ,

sauf dans l'intervalle $0 \leq X \leq 0{,}15$ où le profil décroit linéairement. Pour la population (2), H - 0,3 s'explique par une élévation du niveau de base par rapport au niveau de la mer de 0.3 h_m pour chaque bassin.

1.ANALYSE DU PROFIL EN BOITE NOIRE.

On suppose a priori que l'érosion fluviale dérive d'un processus de diffusion :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(k\frac{\partial h}{\partial x}\right)$$

L'existence de ces grands bassins est liée à une entrée tectonique bien différenciée, actuelle ou passée, dont on ne connait pas a priori la localisation et l'extension à l'intérieur du bassin. Heureusement une analyse discriminante montre que le profil logarithmique normalisé s'explique au mieux par le schéma suivant :

a) (i) pour $0 \leq X \leq 0.15$, il existe un équilibre dynamique entre soulèvement tectonique et érosion, avec un taux de soulèvement moyen de 2 mm/an pour la population (1);
b) (ii) pour $0.15 \leq X \leq 1$, le profil logarithmique assure le transfert des sédiments de la zone de production ou zone active à l'océan; c'est la zone de transfert où érosion et sédimentation s'équilibrent;
c) (iii) la diffusivité k n'est pas comme à l'accoutumée une constante; elle est définie par :

$$k(x) = \frac{x_T}{\tau}x$$

La diffusivité est proportionnelle à $x_T = a_T^{1/2}$. On montre que cette particularité peut découler de la dissection en régime stationnaire d'une chaîne de montagne par deux réseaux de drainage générés par les niveaux de base de chaque côté de la chaîne. Par suite de la faible extension en x de la zone active, la relation de flux $D_s = h_m/\tau$ est approximativement vérifiée. Bien sûr, il s'agit d'un schéma moyen qui ne peut en aucun cas reproduire fidèlement un bassin particulier. On espère seulement cerner un comportement fondamental servant de cadre à une interprètation moins rustique.

2.MODELISATION PHYSIQUE ET VARIABLES HYDRAULIQUES.

On part d'un schéma hydraulique unidimensionel en modèlisant la rivière principale comme une zone de transfert. On utilise la géométrie hydraulique standard des chenaux de rivière, à savoir la largeur w, la profondeur d, la vitesse longitudinale moyenne u et le débit liquide $Q_w = u.w.d.$ Ces paramètres doivent s'appliquer aux conditions de crues qui assurent l'essentiel du transport sédimentaire.

Comparée à l'accroissement de la section résultant de la convergence du réseau de drainage, la vitesse u est raisonnablement constante. Supposant en outre que $Q_w \propto a_d$, a_d : surface draînée, et que $w \propto Q_w^{1/2}$, alors l'accroissement de la section en aval est statistiquement homothétique ; on a donc : $w = \beta$ x, $d = \alpha$ x, α et β constantes.

On a remplacé la distance x' le long du cours d'eau par la distance en ligne droite à la source $x = a_d^{1/2}$ parce que pour les grands fleuves on a observé que $x' = \gamma$ x, $\gamma \approx 2$. Notons que la surface draînée $a_d = x^2$ ne doit pas être confondue avec la variable hypsométrique $a = x_T.x$, à l'exception de l'embouchure où $x = x_T$. En se référant au réseau de draînage, la variable hypsométrique revient à prendre en compte par ordre croissant l'ensemble des bassins versants de même ordre au sens de Strahler, alors qu'ici on en choisit un pour représenter la "rivière principale". En fait les lois de Horton concernant le rapport entre longueurs et nombres des segments d'ordre croissant montre que la "rivière principale" est effectivement unique à mi-parcours. La vitesse constante u doit découler d'un régime hydrodynamique stationnaire compatible avec le profil logarithmique de la zone de transfert défini par l'approche en boite noire.

La vitesse d'écoulement turbulent dans un tuyau rugueux à surface libre est gouvernée par l'équation de Manning; soit en identifiant le rayon hydraulique r à la profondeur d, approximation valable lorsque w >> d, c'est-à-dire lorsque $\mu = \beta / \alpha >> 1$:

$$u = \frac{d^{2/3} s^{1/2}}{n}$$

n : rugosité, s : pente = dh/dx. Il est d'usage de poser $n \propto D_{50}^{1/6}$ où D_{50} représente la médiane de la granulométrie. Cependant la macrorugosité n_c définie par la dissymétrie des sections est d'une amplitude quasi incommensurable. C'est elle qui, assurant l'amortissement de l'écoulement moyen, représente la rugosité efficace en période de crue. Statistiquement on a en première approximation n_c / d = constante. Dans ce cas puisque $d^{2/3} = d^{1/2}.d^{1/6}$, on a :

$$u = \lambda\ (s.d)^{1/2} .$$

C'est l'équation de Chézy qui est ici un cas particulier de l'équation de Manning et non pas un approximation biaisée de celle-ci. Il existe une approche plus fondamentale dérivant de l'interprétation du profil logarithmique de la vitesse moyenne de la couche limite turbulente, mais son exposition demanderait de trop longs développements. Celle-ci fournit $\lambda = 11.0$ unités S.I. En utilisant la relation $d = \alpha$ x, on obtient :

$$-\alpha\ x\frac{dh}{dx} = \frac{u^2}{\lambda^2}$$

Le profil hypsométrique de l'approche en boite noire est:

$H = - \ln X$, soit $h = - h_m \ln(x/x_T)$.

On en déduit l'équation différentielle correspondante:

$$-x\frac{dh}{dx} = h_m$$

En identifiant l'équation du profil hypsométrique à celle du profil hydrodynamique, on a :

$\alpha = 3\ 10^{-5}$,

en prenant $\lambda = 11$ S.I. et $u \sim 2$ m/s et $h_m \sim 790$ m, valeur moyenne pour l'ensemble des bassins étudiés. On obtient ainsi pour α une estimation vraisemblable pour les profondeurs moyennes des rivières importantes. On a d'autre part

$Q_w = u.w.d = u.\alpha.x.\beta.x = u.\alpha.\beta.a_d = u.\mu.\alpha^2.a_d = D_w.a_d$.

D_w, le débit spécifique, est une constante donnée par : $D_w = \mu\ \alpha^2\ u$.

En utilisant la valeur moyenne des mesures de D_W aux embouchures des grands bassins en période de crues on obtient

$\mu = w / d = 60 \pm 30$.

C'est là aussi une valeur crédible. On vérifie de plus que $\mu >> 1$,

On définit ainsi un processus hydraulique du réseau de drainage qui est géométriquement cohérent avec un processus érosif global. Ces deux analyses reposant l'une et l'autre sur des régimes stationnaires sont aussi dynamiquement cohérentes. Mais le lien physique entre ces deux domaines reste encore à contraindre. Des bilans quantitatifs préliminaires tendent à localiser la composante érosive aux surfaces collinaires tandis que la composante hydraulique représenterait le réseau de transfert du sédiment.