

EVALUATION DES CRITERES DE MISE EN MOUVEMENT ET DE TRANSPORT DE LA CHARGE DE FOND EN MILIEU NATUREL

F. PETIT*

Mots clés : Force tractrice critique. Critère adimensionnel de Shields. Force tractrice due à la résistance des grains. Force tractrice due à la résistance des formes. Coefficient de rugosité de Manning. Vitesses instantanées. Vitesse de frottement.

Key words : Critical shear stress. Shields dimensionless parameter. Grain and bedform shear stress. Manning roughness coefficient. Instantaneous velocities. Shear velocity.

Résumé

La force tractrice évaluée à partir de la pente de la ligne d'énergie et du rayon hydraulique est un critère largement utilisé en rivières naturelles en vue de prédire la mise en mouvement de la charge de fond et d'expliquer les modifications géomorphologiques qui affectent le lit. Toutefois, son application - spécialement dans des rivières de dimension modeste - nécessite de faire la séparation entre la force tractrice due à la résistance des grains (τ'), qui est la seule responsable de la mise en mouvement et du transport des particules, et la force tractrice due à la résistance des formes (τ'').

Différents tests effectués en flume ont montré que les équations qui permettent de faire le partage entre ces deux composantes de la force tractrice totale, sont fiables. Toutefois, les valeurs de τ'' obtenues dans certains types de rivières, spécialement les rivières à charge caillouteuse où les méandres sont fort développés ainsi que les systèmes seuils/mouilles qui leurs sont associés, sont extrêmement élevées. De telle sorte que les valeurs de τ' sont alors trop faibles pour justifier l'érosion et le transport des particules pourtant observés.

Toutefois, en ce qui concerne plus particulièrement le matériel caillouteux, il est nécessaire de préciser les valeurs des forces tractrices critiques, car il existe des effets spécifiques à ce type de matériel qui tendent soit à opposer une meilleure résistance à l'érosion, soit au contraire à favoriser cette dernière pour des forces tractrices plus faibles (effet de saillie, effet d'imbrication, forme même des éléments).

D'autre part, il apparaît que l'évaluation des forces tractrices évaluées à partir des vitesses de frottement - en utilisant dans le calcul de ces dernières un paramètre de rugosité redéfini - donne en général des résultats beaucoup plus fiables. Il subsiste cependant quelques inadéquations qui nécessiteraient d'analyser les variations des forces tractrices instantanées.

Abstract

Shear stress based on energy grade line and hydraulic radius, is now a predominant criterion used in natural streams in order to predict bed-load motion and to explain bed modifications. However, the use of this shear stress, mainly in narrow channels, requires one to separate grain shear stress (τ'), which is alone responsible for the motion and the transport of particles, and bed form shear stress (τ'').

Tests conducted in flume show that the equations established to determine the proportion of each of these shear stresses are appropriate. But these equations produce very important τ'' values, especially in pebble loaded rivers where meanders and riffles/pools system are well developed. So that, τ' values are in many cases too small to explain particle motion and bed modifications actually observed.

* Labo. de Géographie physique, Université de Liège, place du 20 août, 7, B 4000 LIEGE (Belgique).

However, it is required to give precise details about critical shear stresses for pebbly particles, because of effects liable to increase the resistance to erosion or, on the contrary, to favour motion for smaller shear stresses (protrusion effect, imbrication effect, shape of particles).

On the other hand, shear stress calculated from shear velocities, using a redefined y_0 roughness parameter, provides a better explanation of the observed movements. But inaccuracies sometimes remain and it would be necessary to analyse time variations of instantaneous shear stresses.

INTRODUCTION

Il devient de plus en plus apparent que la force tractrice doit être considérée comme le critère prépondérant pour l'évaluation du transport de la charge de fond (BAGNOLD, 1977) et, d'une façon plus générale, pour l'explication du façonnement des lits fluviaux en milieu naturel. Il est cependant difficile, voire impossible, dans les conditions techniques actuelles, de mesurer directement la force tractrice en milieu naturel, et c'est pourquoi elle est généralement évaluée de façon indirecte, par diverses approches.

Notion déjà ancienne, mise en évidence par DU BOYS en 1879 (LELIAVSKY, 1961), la force tractrice a acquis une importance croissante spécialement en géomorphologie, à partir du moment où ont été définies puis affinées les valeurs des forces tractrices critiques, c'est-à-dire les forces tractrices nécessaires à la mise en mouvement de particules d'un diamètre déterminé. Différentes relations ont été proposées (notamment le critère adimensionnel de Shields) qui permettent dans une certaine mesure d'intégrer et de quantifier l'action de paramètres en tant que facteur de résistance à l'érosion. Toutefois, la plupart de ces relations ont été établies pour un matériel sableux, le plus souvent à partir d'expériences menées dans des chenaux hydrauliques artificiels (flume), de sorte que leur transposition en milieu naturel peut engendrer des problèmes quant à leur adéquation. La précarité d'une telle transposition s'accroît encore lorsque l'on se trouve en présence de lits graveleux ou caillouteux, car des facteurs tout à fait négligeables dans le cas de lits sableux, peuvent alors jouer un rôle primordial. Il s'agit notamment de phénomènes d'imbrication du matériel, de la forme même des éléments,...

D'autre part, les méthodes d'évaluation des forces tractrices présentent encore certaines imprécisions, quand elles sont appliquées en rivières naturelles, spécialement lorsque des méandres y sont développés.

Le but de cet article est donc de tenter de faire le point sur les méthodes d'évaluation des forces tractrices en milieu naturel, et de préciser les valeurs des forces tractrices critiques spécialement en présence de lits graveleux et caillouteux.

I. EQUATIONS GENERALES

La force tractrice - ou encore force du courant - telle qu'elle a été définie primitivement par DU BOYS (qui, en fait, a la dimension d'une pression exprimée en kgf.m^{-2} ou en N.m^{-2}), a finalement été reconnue, suivant les concepts modernes de la mécanique des fluides, comme la tension tangentielle à la paroi (LARRAS, 1972, 1977).

L'équation mathématique de la force tractrice se présente comme suit :

$$\tau = \gamma RS \quad [1]$$

où τ est la force tractrice unitaire, γ le poids spécifique du fluide, R le rayon hydraulique et S la pente de la ligne d'énergie. Cette dernière est calculée à partir de la pente longitudinale du plan d'eau et de la variation longitudinale du terme

$$\alpha \frac{V^2}{2g}$$

où V représente la vitesse moyenne du courant, g l'accélération due à la pesanteur et α un coefficient généralement égal à 1 (CARLIER, 1972). Ce coefficient peut atteindre des valeurs proches de 1,35 en rivière naturelle (SELLIN, 1969), ces valeurs plus élevées devant être utilisées là où les sections transversales sont le plus faibles.

D'autre part, il est possible d'évaluer la force tractrice par une approche différente, basée sur les vitesses de frottement. La vitesse de frottement (u_*), qui est une mesure de l'effet de cisaillement sur le fond, est définie par la relation suivante :

$$u_* = \sqrt{\tau/\rho} \quad [2]$$

où τ est la tension tangentielle à la paroi ou force tractrice (LELIAVSKY, 1961) et ρ la masse volumique du fluide.

La vitesse de frottement qui peut être déterminée à partir de la distribution des vitesses en fonction de la profondeur, obéit à une loi logarithmique :

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{y}{y_0} \quad [3]$$

où y est la distance à partir du fond où la vitesse u a été mesurée, κ la constante de VON KARMAN et y_0 un paramètre de rugosité.

La constante de von Karman est généralement considérée comme égale à 0,4, bien qu'elle puisse atteindre des valeurs plus faibles (voisines de 0,2) quand la concentration de la charge en suspension est très importante (VANONI *in* BRIGGS & MIDDLETON, 1965). Toutefois, de telles variations de κ ont été remises en question dans des travaux plus récents effectués par COLEMAN (1981), BRIDGE & DOMINIC (1984), NEZU & RODI (1986), de sorte que la valeur $\kappa = 0,4$ semble pouvoir effectivement être considérée comme une constante.

Les expériences bien connues de Nikuradse ont montré que la hauteur de rugosité y_0 est égale à $k_s/30$ (où k_s représente le paramètre de rugosité des sables de Nikuradse) dans le cas de lits immobiles et plats. L'équation $k_s = D$ (où D représente le diamètre des grains formant le lit) a généralement été retenue, de telle sorte que, par transposition de l'équation [3] ci-dessus, on obtient la loi de répartition classique des vitesses dans les écoulements à fond fixe rugueux (LARRAS, 1972; RICHARDS, 1982) :

$$\frac{u}{u_*} = 8,48 + 5,75 \log \frac{y}{D} \quad [3b]$$

Toutefois la relation $k_s = D$ a elle-même été remise en question par différents auteurs spécialement lorsque l'on se trouve en présence de matériel caillouteux, du fait, notamment, que l'on s'écarte alors des conditions initiales des expériences de Nikuradse réalisées avec un matériel sableux.

Le paramètre de rugosité y_0 peut en effet être déterminé en appliquant la "loi de la paroi", loi qui est basée sur la distribution logarithmique des vitesses en fonction de la profondeur. Dans cette approche, la valeur de y_0 peut être obtenue par procédé graphique; elle équivaut alors à la hauteur au-dessus de la surface de référence où la droite des vitesses recoupe l'axe des y (fig. 1). La validité de la distribution logarithmique des vitesses ne se vérifie cependant que juste à proximité du fond, à moins de 0,2 fois la profondeur totale (PERRY & JOUBERT, 1963; LYLES & WOODRUFF, 1972; BATHURST, 1982).

La valeur de y_0 - et donc l'allure du gradient de vitesse à proximité du fond - dépend de la seule rugosité du fond (qui est elle-même dépendante du diamètre des grains) et reste constante quelles que soient les valeurs des débits ou des conditions d'écoulement. Cette méthode a non seulement été largement utilisée en flume (MELAND & NORRMAN, 1966) mais également en rivière naturelle (DIETRICH *et al.*, 1979; BRIDGE & JARVIS, 1982; PETTIT, 1989c), de sorte que différentes relations ont été proposées.

Ainsi, sur base d'expériences menées en flume, KAMPHUIS (1974), a proposé la relation $k_s = 2D_{90}$ (où D_{90}

représente le diamètre pour lequel, sur une courbe cumulative, 90 % du matériel est plus petit ou égal à cette dimension). MELAND et NORRMAN (1966) proposent une relation qui lie directement le log de y_0 avec le log de k_s (avec $k_s = D$) :

$$\log y_0 = 1,95 \log k_s - 0,94$$

Ceci pour des sphères dont le diamètre est compris entre 0.21 cm et 0.78 cm.

A partir de mesures effectuées dans un chenal de marée à fond graveleux, HAMMOND *et al.* (1984), ont suggéré la relation $y_0 = 0.2 D$, ce qui donne des valeurs très proches de celles obtenues en utilisant la relation recommandée par HEY (1979) pour des lits graveleux : $k_s = 6.8 D_{50}$. Par ailleurs l'application de la loi de la paroi dans différents sites d'une rivière ardennaise à fond caillouteux (La Rulles) nous a permis de dégager la relation suivante :

$$y_0 = 0,39 D_{50}^{0,80} \quad [4]$$

(où y_0 et D_{50} - le diamètre médian - sont tous deux exprimés en mm), ce qui donne des résultats assez comparables à ceux obtenus par la relation de HEY (PETTIT, 1989c).

Il apparaît clairement que les différentes relations proposées pour des lits graveleux et caillouteux fournissent des valeurs nettement plus élevées que celles déduites de la relation de Nikuradse. A noter qu'il existe également des divergences entre cette relation et les valeurs de rugosité des lits sableux lorsque s'y développent des dunes ou des ripples. En effet, la rugosité du lit est alors contrôlée beaucoup plus par la taille des micro-formes du fond que par la dimension des grains. Aussi BRIDGE et JARVIS (1982) ont trouvé pour ce type de lit, des valeurs de y_0 variant de 0,1 mm à 1 mm pour des particules dont le diamètre varie de 0,5 mm à 1 mm.

D'autre part, JONSSON (1967) a suggéré la relation $k_s = 4 \eta$ (où η est la hauteur des ripples) tandis que SWART (*in* DAVIES 1985) a proposé la relation $k_s = (25 \eta/\lambda) \eta$ (avec λ la longueur d'onde des ripples) et DYER (1980), en référence aux travaux de LETTAU, la relation $y_0 = 0,05 \eta$. Les évaluations de y_0 que nous avons effectuées en utilisant la loi de la paroi dans une rivière de Lorraine belge à fond sableux couvert de ripples - dont la hauteur est de l'ordre de 10 mm et la longueur de l'ordre de 100 mm - ont donné une valeur moyenne de $y_0 = 0,6$ mm (pour un D_{50} de 0,17 mm), valeur relativement proche de celles déduites des trois relations proposées ci-dessus (respectivement 1,33 mm, 0,83 mm et 0,50 mm).

Ces différents travaux montrent que la relation définie par Nikuradse - et donc l'équation [3b] pour le calcul de u_* - ne peut être généralisée. Dans les cas envisagés ci-dessus, lits caillouteux ou présence de ripples, les vitesses de frottement ont été évaluées en utilisant l'équation [3] avec une hauteur de rugosité y_0 redéfinie en utilisant la loi de la paroi (voir relation 4).

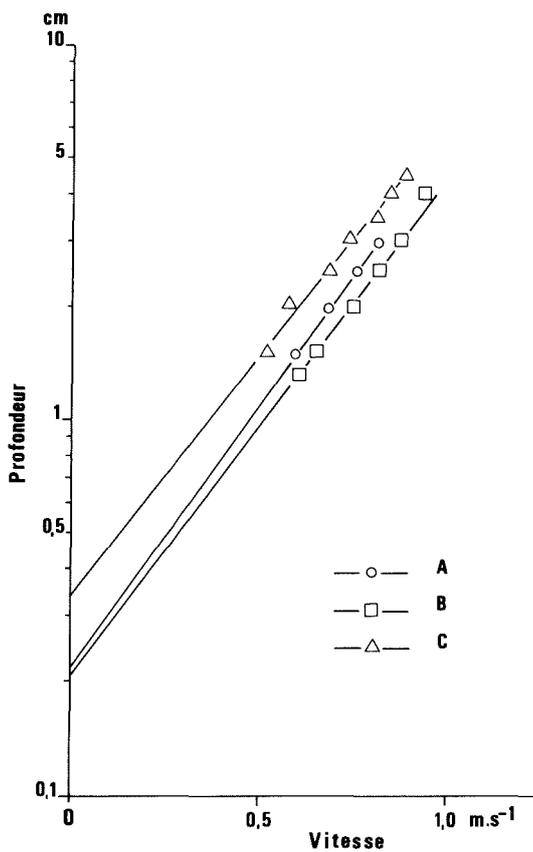


Figure 1 : Détermination du paramètre de rugosité y_0 , par application de la loi de la paroi : A et B, exemples pris en flume à fond caillouteux ($D_{50} = 1,96$ cm) pour les essais effectués avec un débit de 56 l.s^{-1} et de 95 l.s^{-1} ($y_0 = 0,22$ cm et $y_0 = 0,21$ cm respectivement). C, exemple pris dans la Burdinale avec un $D_{90} = 6,02$ cm ($y_0 = 0,35$ cm).

II. DISTINCTION ENTRE LA FORCE TRACTRICE DUE A LA RESISTANCE DES PARTICULES ET LA FORCE TRACTRICE DUE A LA RESISTANCE DES FORMES DU LIT.

Les travaux initiaux de EINSTEIN et BARBAROSA (1952) montraient que la force tractrice évaluée par l'équation [1] représente en fait une force tractrice totale qui doit être séparée en deux composantes :

- (1) la première, une force tractrice due à la résistance des particules (grain shear stress, τ') qui serait observée si le lit était plat, et qui est la seule responsable du transport de la charge de fond;

- (2) et d'une force tractrice supplémentaire (bed form shear stress τ'') due à la résistance provoquée par les irrégularités du chenal et des berges, c'est-à-dire des formes du lit (BOGARDI, 1974), cette dernière étant fréquemment associée au vocable de "form drag" (GRAF, 1971).

De telle sorte que l'on peut écrire :

$$\tau = \tau' + \tau'' \quad [5]$$

Par extension de l'équation [5] et par substitution dans l'équation [1], on peut écrire (BOGARDI, 1974) :

$$\tau = \gamma RS = \gamma S(R' + R'') \quad [6]$$

de telle sorte que la distinction entre les deux composantes de la force tractrice totale (τ), se ferait sur base d'une séparation du rayon hydraulique total (R), une partie de ce dernier étant attribuée à vaincre la résistance des particules (R'), la seconde celle des formes (R''). Le calcul de R' par une des méthodes exposées ci-dessous, permettrait alors de connaître τ' , par application d'une équation de même forme que l'équation [1], et donc de déduire τ'' par différence.

Suivant un raisonnement similaire, c'est la pente totale (S) qui peut être divisée en deux composantes (BOGARDI, 1974) :

$$\tau' = \gamma S'R \quad \text{et} \quad \tau'' = \gamma S''R \quad [7]$$

où S' serait la partie de la pente totale S qui servirait à vaincre la résistance des grains et S'' la pente supplémentaire nécessaire à vaincre les résistances des formes.

Ceci représente les deux approches fondamentales qui permettent de faire la séparation des forces tractrices. Cette distinction semble acceptée à l'heure actuelle, non seulement dans le cas d'écoulement fluvial, tant en flume (SINGHAL *et al.*, 1980) qu'en rivière naturelle (CARLING, 1983) mais aussi dans le cas de ruissellement superficiel sur des surfaces irrégulières (GOVERS & RAUWS, 1986).

Toutefois, la séparation entre les deux composantes de la force tractrice n'est pas chose aisée, et différentes méthodes ont été proposées.

Une des premières approches est, en fait, une procédure simplifiée dérivée de l'équation de Meyer-Peter et Müller, basée sur les différences du coefficient de rugosité de Manning (RICHARDS, 1982; CARSON, 1987). L'objectif initial de cette approche est de quantifier le transport par charriage et, pour ce faire, on attribue à la force tractrice totale (τ), un facteur de correction K qui permet de connaître la force tractrice due à la seule résistance des grains (τ') :

$$\tau K^{3/2} = \tau' \quad (8)$$

où K représente en fait la relation n'/n_0 où n_0 est la rugosité totale dans la formule de Manning et n' le coefficient de Manning dû à la seule résistance des grains qui peut lui-même être obtenu grâce à la formule de Strickler. Cette dernière existe cependant sous différentes formes :

$$n' = 0.048 D_{50}^{1/6} \quad [8.1] \quad (\text{RICHARDS, 1982})$$

$$n' = 0.038 D_{90}^{1/6} \quad [8.2] \quad (\text{SIMONS \& SENTURK, 1977})$$

$$n' = 0.041 D_{50}^{1/6} \quad [8.3] \quad (\text{BRAY, 1979})$$

$$n' = 0.047 D_{75}^{1/6} \quad [8.4] \quad (\text{LANE \& CARLSON, in SIMONS \& SENTURK, 1977})$$

(Dans ces différentes équations, D est exprimé en m).

Les équations [8.1] et [8.4] ont été développées plus spécialement pour des rivières à fond caillouteux, tandis que les équations [8.2] et [8.3] sont mieux adaptées à des rivières à fond sableux et tendent à sous-estimer n' dans des rivières à fond graveleux (BRAY, 1979).

La seconde approche, développée par LAURSEN (1958), fait également intervenir les équations de Manning et de Strickler, dans le but de déterminer la valeur du rayon hydraulique R' qui est dû à la seule résistance des grains:

$$V = 21,1 \frac{R'^{2/3} S^{1/2}}{k_s^{1/6}} \quad [9]$$

où V est la vitesse moyenne, S la pente d'énergie et k_s le paramètre de rugosité considéré comme étant égal au diamètre du matériel qui forme le lit. Connaissant R' , τ' peut être calculé à partir d'une équation de même forme que l'équation [1].

D'autre part, dans l'approche de Meyer-Peter et Müller, utilisée par SINGHAL *et al.* (1980), la séparation de la force tractrice totale est effectuée en divisant la pente S en deux parties, S' pouvant être obtenu par l'équation suivante :

$$\frac{V}{\sqrt{gRS'}} = 5,75 \log \frac{12,27 R_x}{k_s} \quad [10]$$

où V est la vitesse moyenne, R le rayon hydraulique, k_s le paramètre de rugosité qui équivaut au D_{50} du lit et x un facteur de correction mais qui est généralement considéré comme étant égal à 1 (BOGARDI, 1974).

SINGHAL *et al.* (1980) ont testé ces différentes méthodes grâce à des expériences menées dans un flume rectiligne à fond sableux. Ces auteurs ont procédé en deux temps : tout d'abord les τ' ont été évalués lors d'une première série d'expériences effectuées avec un lit sableux où les formes du lit (ripples) étaient bien développées et où une certaine quantité de matériel était transportée. Une seconde série d'expériences a ensuite été menée, toujours avec un lit sableux mais fixe et sans aucun développement des formes du lit. Dans ce cas, la force tractrice totale

représentait la seule "grain shear stress τ' ". Tous les essais réalisés lors de cette seconde série d'expériences ont été menés dans des conditions de pente de lit et - comme facteur de contrôle - de quantité de matériel transporté identiques à celles du lit ondulé. De cette façon, il a été possible de mettre directement en relation les τ' du lit ondulé avec le τ total du lit plat ($= \tau'$) et de tester ainsi les équations. De façon générale, les valeurs de τ' calculées pour les lits ondulés sont, quelles que soient les équations utilisées, inférieures à celles de τ observées pour le lit plat, bien que les valeurs obtenues par la méthode de LAURSEN s'en rapprochent plus nettement. La sous-évaluation systématique de τ' résulterait du fait que, dans le lit ondulé, une partie de la force tractrice totale est utilisée à vaincre la résistance des ondulations du lit et est imputée à τ' alors qu'elle provoque de petits tourbillons juste en aval des ondulations, tourbillons qui contribuent à l'érosion et au transport du matériel. Ajoutons que, dans ces expériences, τ' peut atteindre près de la moitié de la force tractrice totale.

D'autres expériences ont confirmé l'importance de τ' lorsqu'il y a développement des formes du lit. Ainsi KAPDASLI et DYER (1986) ont montré que les forces tractrices totales qui peuvent assurer la mise en mouvement et l'entretien du transport des particules, doivent être, à diamètre égal, très nettement plus élevées en présence d'un lit où des ripples sont bien développés que pour un lit plat.

Il semble par ailleurs qu'en présence de lit mobile, la mise en mouvement généralisée de la charge de fond puisse affecter la répartition entre les deux composantes de la force tractrice (FREDSOE, 1982). Il conviendrait même, selon YALIN (1972), d'ajouter un terme supplémentaire dans l'équation [5] du fait d'une résistance liée au mouvement même des particules, ce qui réduirait d'autant le rapport τ'/τ (CARSON, 1987). Toutefois cette résistance supplémentaire n'est importante que lorsqu'il y a un mouvement généralisé de la charge de fond, et semble donc être spécifique des lits sableux. Le charriage en vrac est, en effet, exceptionnel dans les lits caillouteux (TRICART, 1965, 1977) et HEY (1979) considère que, dans les rivières graveleuses, le terme dû au mouvement des particules est négligeable, car ce mouvement est lent (TRICART & VOGT, 1967), ne se réalise qu'au-delà d'un débit critique et n'affecte généralement que les plus petites particules du lit, si bien que l'on pourrait parler de lit non mobile.

Nous avons testé les différentes méthodes proposées ci-dessus, pour un lit caillouteux, en travaillant également en flume, selon une méthodologie assez comparable à celle suivie par SINGHAL *et al.* (1980). Dans un premier temps, nous avons utilisé un flume rectiligne avec un fond plat constitué de cailloux fixés ($D_{50} = 20$ mm) de façon à nous assurer tout d'abord de la bonne concordance entre les

forces tractrices calculées à partir de la pente et du rayon hydraulique d'une part, et celles calculées à partir des vitesses de frottement d'autre part (PETIT, 1989a). Les équations [9] et [10] ont ensuite été appliquées et les τ' ainsi calculés ont été comparés avec les forces tractrices totales déduites de l'équation [1]. En accord avec SINGHAL *et al.* (1980), les valeurs déduites de la méthode de Laursen sont les plus proches de la force tractrice totale (τ'/τ le plus souvent proche de 1); l'absence de τ'' dans le cas de lit sans différenciation de formes, confirme donc l'adéquation de la méthode. Toutefois, lorsque la profondeur (d) est faible (d/D_{50} inférieur à 4), le rapport τ'/τ est inférieur à 0.7 et, d'autre part, le coefficient de rugosité (n_0) de Manning atteint des valeurs voisines de 0.030, ce qui est nettement supérieur à celles déduites de l'équation de Strickler ($n' = 0.025$). Il semble donc que, pour d'aussi faibles valeurs des profondeurs, le microrelief dû aux irrégularités du lit - mais qui résulte du seul arrangement des particules - provoque en quelque sorte un τ'' . Toutefois, selon RAUWS (1987), ces méthodes ne pourraient être appliquées valablement pour d'aussi faibles submersions, cette assertion étant confirmée par la discrimination du "large scale roughness element" proposée par BATHURST *et al.* (1981).

Une seconde série d'expériences a ensuite été menée dans le même flume rectiligne, après avoir créé des différenciations de formes dans le lit. Ces dernières se présentent en une succession de seuils et de mouilles placés en alternance régulière. Dans ce cas, les forces tractrices totales calculées par l'équation [1] sont très nettement supérieures à celles déduites des vitesses de frottement [équations 2 et 3]. Lorsque les τ' sont calculés par la méthode de Laursen, on trouve un rapport τ'/τ de 0.40 en moyenne, contre 0.22 par la méthode de Meyer-Peter. Les valeurs de n_0 de Manning sont évidemment beaucoup plus importantes que pour le lit plat (n_0 variant de 0.040 à 0.050 suivant le rapport d/D_{50}) ce qui fournit, par application de l'équation [8], des rapports τ'/τ assez proches de ceux déduits de l'équation de Laursen. Par ailleurs, la concordance entre ces τ' et les forces tractrices déduites des vitesses de frottement s'est révélée très satisfaisante.

En d'autres termes, l'application de la méthode de Laursen - ainsi que celle qui fait intervenir le rapport n'/n_0 - semble donner une évaluation correcte de τ' dans des lits caillouteux également. Cette conclusion a été confirmée par des essais qui ont été menés dans chacun des systèmes (lit plat / lit avec différenciation de formes) avec des conditions initiales identiques (pente du flume et débit) de façon telle qu'une comparaison directe puisse être effectuée entre les τ' du lit ondulé d'une part, le τ total du lit plat d'autre part.

III. ADEQUATION DES FORCES TRACTRICES EN MILIEU NATUREL

Différentes études menées en rivières naturelles montrent que la force tractrice totale (τ) évaluée à partir de la pente du plan d'eau et du rayon hydraulique [équation 1] est presque systématiquement plus importante que la force tractrice calculée à partir des profils de vitesse [équation 2].

BRIDGE et JARVIS (1976, 1982), qui ont étudié une rivière à fond sableux, attribuent cette différence au fait que la force tractrice totale calculée par l'équation [1], intègre également une résistance liée à des irrégularités de plus grande échelle, telles que les courbures des méandres et la présence de dépôts en flèche ("point bar"). En d'autres termes, ceci semble impliquer que τ calculée à partir de la pente et du rayon hydraulique, prend en compte, outre la résistance due à la friction sur les éléments du fond et des berges, une résistance supplémentaire due aux variations longitudinales des vitesses (accélération/décélération) résultant des modifications de la section mouillée, mais aussi une résistance due aux frictions internes du courant, celles-ci résultant notamment des courants secondaires à composantes latérales qui, selon des théories bien développées à l'heure actuelle (LEOPOLD *et al.*, 1964; ALLEN, 1965; BATHURST *et al.*, 1979) peuvent s'organiser en cellules continues à axe horizontal et former des mouvements hélicoïdaux. Par ailleurs, toujours en rivière sableuse, DIETRICH *et al.* (1979) arrivent à une conclusion identique et attribuent également ces différences aux irrégularités des berges et à l'alternance des seuils et des mouilles. La divergence entre les deux approches a également été vérifiée dans une rivière sableuse de Lorraine belge (la Rouge Eau) caractérisée par une méandration poussée, le développement de nombreux ripples et la présence de petits embâcles (PETIT, 1989c).

Par contre, dans une rivière ardennaise à fond caillouteux (la Rulles), les forces tractrices évaluées par l'équation [1] sont également plus importantes, mais à des degrés divers suivant les sites. Aussi le rapport entre les deux évaluations de la force tractrice est en moyenne de 0.65 sur les seuils contre 0.27 sur les mouilles (PETIT, 1989c). La meilleure concordance sur les seuils pourrait résulter de l'effet de paroi latérale, effet résultant des différences de rugosité entre les berges et le fond du lit (JOHANSSON, 1942; VANONI, 1975). La moindre rugosité des berges impliquerait qu'une partie de la force tractrice considérée comme s'exerçant sur ces dernières, agirait en réalité sur le fond du lit; cet effet jouant évidemment un rôle croissant lorsque une partie plus importante de la berge est sous eau, c'est-à-dire lorsque le rapport largeur/profondeur est faible, comme dans le cas des mouilles.

Toutefois, dans le cas des systèmes seuils/mouilles étudiés dans la Rulles, l'effet de paroi latérale ne peut justifier à lui seul les écarts entre les forces tractrices évaluées par les deux méthodes. En effet, si tel était le cas, ces divergences devraient être le plus importantes lorsque les débits sont plus élevés - c'est-à-dire quand le rapport largeur/profondeur est le plus faible - ce qui n'est que partiellement le cas (fig. 2). D'autres phénomènes semblent donc intervenir ici aussi. Et, de fait, dans les mouilles la différenciation latérale plus importante des vitesses et la présence de cellules de contre-courant - qui ont d'ailleurs un maximum d'activité et d'extension pour des débits inférieurs au débit à pleins bords (PETIT, 1984, 1987) - provoquent un accroissement des frictions internes du courant, ce qui, comme cela a été montré dans d'autres études (LEOPOLD *et al.*, 1960; BRIDGE & JARVIS, 1976, 1982), provoque une perte d'énergie supplémentaire, et donc une disharmonie plus marquée entre les valeurs des forces tractrices évaluées par les deux approches différentes.

Ces résultats montrent en réalité que ce n'est pas la force tractrice totale qui doit être mise en relation avec les forces tractrices déduites des profils de vitesse et prise en compte dans les problèmes de déplacement de la charge de fond, mais bien τ' . Ceci rejoint les conclusions de la synthèse faite par CARSON (1987) et les résultats d'autres études faites par des approches totalement différentes, comme nous l'avons vu au point précédent.

IV. EVALUATION DE LA FORCE TRACTRICE DUE A LA RESISTANCE DES PARTICULES EN MILIEU NATUREL

Très peu d'études de terrain ont porté sur l'évaluation de la "grain shear stress τ' " et, le plus souvent, elles ne s'y attachent que de façon indirecte, en montrant que les forces tractrices totales nécessaires à la mise en mouvement des particules, sont systématiquement plus importantes en présence d'un lit où existent des différenciations appréciables des formes du fond qu'en présence d'un lit plat (STERNBERG, 1971; MILLER *et al.*, 1977; DYER, 1980). Ce qui, de façon implicite, revient à dire que τ' étant constant, τ'' est beaucoup plus important et fait donc accroître la force tractrice totale. A noter que ces études concernent essentiellement du matériel sableux et qu'elles ont été effectuées principalement en milieu côtier et d'estuaire.

En revanche, HEY (1979) considère que, pour des rivières graveleuses subrectilignes, la friction sur les particules du lit est le facteur prédominant qui affecte la résistance au flux, les autres facteurs de résistance liés au développement des formes du lit étant de peu d'importance. Pour étayer cette affirmation, HEY a utilisé

une approche basée sur le développement de l'équation de Colebrook-White :

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = 2,03 \log \left(\frac{a R'}{3,5 D_{84}} \right) \quad [11]$$

où f est le coefficient de Darcy-Weisbach, a un coefficient variant en fonction du rapport largeur/profondeur et R' la partie effective du rayon hydraulique telle qu'elle est définie dans l'équation [6]. HEY considère que, dans des rivières larges, $R' = R$, de sorte que f pourrait être calculé avec R dans l'équation ci-dessus. L'écart éventuel entre f calculé de cette manière et f calculé effectivement par l'approche classique donnerait aussi une appréciation de l'inadéquation entre R' et R , donc de la différence entre τ' et τ et, en dernier ressort, de l'importance de τ' . Cette approche a été testée dans différentes rivières à fond graveleux du Royaume-Uni. Une vingtaine de sites ont été sélectionnés et regroupés en deux catégories : secteurs de seuils d'une part, de mouilles d'autre part. Les écarts entre les coefficients de Darcy-Weisbach sont faibles sur les seuils mais très importants sur les mouilles, ceci en l'absence de méandration. Rappelons que CARLING (1983) a appliqué cette méthode dans deux rivières subrectilignes à charge caillouteuse de la chaîne Pennine. L'une d'elles est relativement large et peu profonde (avec un rapport largeur/profondeur supérieur à 11), au contraire, de la seconde qui présente une nette incision du lit. Dans cette dernière, la part de τ' dans la force tractrice totale passe de 0.45 à 0.80 lorsque le débit augmente et approche le débit à pleins bords. En revanche, pour la rivière la plus large, $\tau' = \tau$, c'est-à-dire que la résistance due aux formes du lit est négligeable. Mais, CARLING considère que cette méthode tend à surestimer les valeurs de τ' . D'autre part, CARLING trouve que la force tractrice totale (τ) nécessaire à la mise en mouvement des éléments - contrôlée dans ce cas par l'usage d'un piège à sédiments - est beaucoup plus importante, à taille égale, pour la rivière qui a une faible largeur, confirmant ainsi que, dans cette dernière rivière, il y a bien une force tractrice due à la résistance des formes.

Nous avons évalué le grain shear stress (τ') dans différents sites de la Rulles et de la Rouge Eau, en appliquant les équations testées en flume. Nous ne présentons qu'une synthèse des résultats obtenus seulement par la méthode de Laursen [équation 9] sachant que la méthode qui fait intervenir les coefficients de Manning et de Strickler [équation 8] donne des résultats quasi similaires, tandis que l'équation [10] fournit des valeurs systématiquement plus faibles. Dans les secteurs sableux de la Rouge Eau, le rapport τ'/τ est seulement de 0.06 contre 0.28 pour un secteur graveleux de cette même rivière, secteur caractérisé par une absence de méandration et de faibles variations de profondeur. Pour la Rulles, le rapport τ'/τ varie, lorsque le débit passe du débit médian à des débits de crues supérieurs au débit à pleins bords, de 0.34 à 0.46 pour les seuils et de 0.06 à 0.29 pour les mouilles.

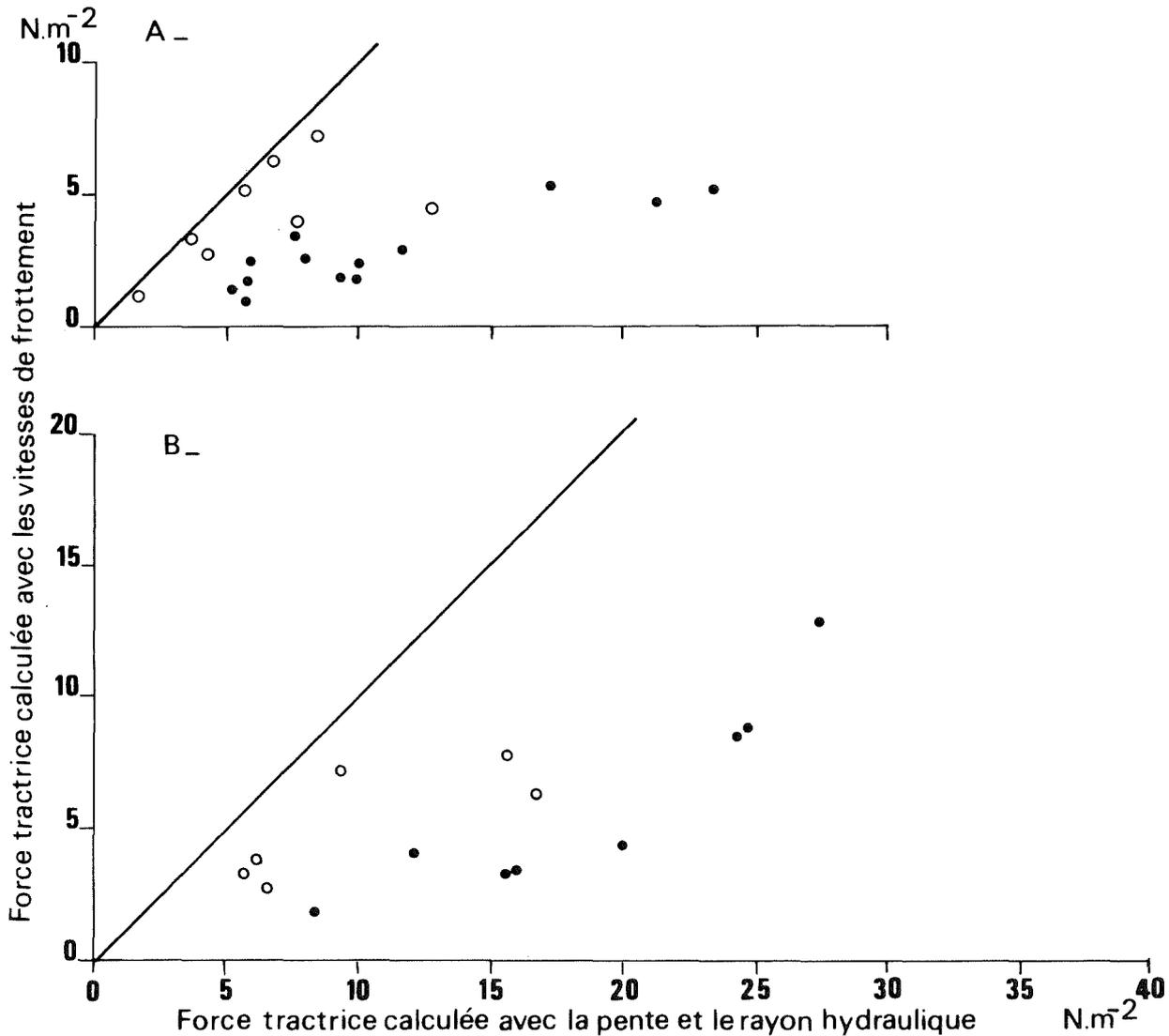


Figure 2 : Relation entre la force tractrice calculée à l'aide du rayon hydraulique et la pente de la ligne d'énergie (Equation 1) et les forces tractrices calculées à partir des vitesses de frottement (Equations 2 et 3) avec une hauteur de rugosité telle qu'elle a été définie dans l'équation (4). En A pour un débit valant 0,4 fois le débit à pleins bords, en B pour un débit voisin du débit à pleins bords; les points blancs figurent les seuils, les noirs les mouilles.

Il apparaît donc que dans les secteurs sableux de la Rouge Eau, les valeurs de τ' sont particulièrement faibles comparativement à ce qui a été mis en évidence par SINGHAL *et al.* (1980) en flume et par KAPDASLI et DYER (1986). Certes, dans la Rouge Eau, les ripples et parfois même de petites dunes, sont bien développés sur le lit, la méandration est prononcée et le matériel sableux est en mouvement quasi continu, comme en atteste le remplissage très rapide du piège à sédiments installé juste en aval des secteurs étudiés (PETIT, 1986), tous ces éléments justifiant un τ'' important. Dans le secteur graveleux, τ' paraît faible également alors que peu d'éléments justifient un τ'' aussi élevé. La charge de fond n'est pas en mouvement - si ce n'est de façon épisodique - les variations de formes sont peu poussées (absence de seuils et de mouilles) car le lit est couvert par un dallage graveleux, les effets de berges (paroi latérale) sont

négligeables car le rapport largeur/profondeur est proche de 10, et enfin on ne peut attribuer une rugosité d'échelle aux particules qui couvrent le fond puisque la submersion relative est nettement supérieure à 4.

Ces éléments donnent à penser que τ' est sous-estimé, ce qui ressort également, mais dans une moindre mesure, de ce qui a été observé sur la Rulles. Les rapports τ'/τ'' faibles dans les mouilles, mais augmentant avec les débits, se justifieraient du fait des zones de contre-courant bien développées en période de basses eaux mais qui tendent à disparaître pour des débits voisins du débit à pleins bords. Ceci expliquerait également la disparité entre seuils et mouilles, en plus du fait que ces dernières sont associées aux boucles de la rivière, ce qui entraîne une résistance supplémentaire alors que les seuils sont le plus souvent localisés aux points d'inflexion.

La mise en relation entre les forces tractrices calculées par les vitesses de frottement et les "grain shear stress" montre que ces dernières sont systématiquement plus faibles, rejoignant en cela les résultats de DIETRICH *et al.* (1984) et de ROBERT et RICHARDS (1989). Dans le cas de la Rulles, les écarts sont relativement constants pour les seuils, ceci quel que soit le débit, tandis que pour les mouilles de cette même rivière, la concordance entre les valeurs tend à être meilleure pour des crues supérieures au débit à pleins bords. Ceci sera d'ailleurs, comme nous le verrons par la suite, à la base d'un problème d'équilibre des forces tractrices dans le système seuil-mouille.

Rappelons cependant que les valeurs de τ' , tout comme celles de τ , sont des valeurs moyennes qui s'exercent, pour un débit donné, sur l'ensemble d'un profil, transversal. Au contraire, les forces tractrices déduites des vitesses de frottement sont des valeurs ponctuelles, et il existe des variations latérales sur un même profil, mais à des degrés divers, selon les sites, par exemple dans les seuils et les mouilles. De telles variations devront donc être prises en compte lorsque modifications morphologiques et déplacements sur le fond seront mis en relation avec les forces tractrices.

V. FORCES TRACTRICES INSTANTANÉES; EFFETS DE LA TURBULENCE

Dans l'analyse effectuée jusqu'à présent, il subsiste le problème que les forces tractrices, quelle que soit la méthode d'évaluation, représentent en fait une moyenne intégrée sur un certain laps de temps, alors qu'il conviendrait, dans une analyse plus fine, de voir leurs fluctuations dans le temps. Ces fluctuations produisent une dispersion des valeurs des forces tractrices critiques pour un diamètre précis (CHURCH, 1978). Cet effet est particulièrement bien mis en lumière par les expériences que CHEETHAM (1979) a effectuées en rivière naturelle à l'aide de "plaques d'entraînement" préalablement étalonnées en flume, l'entraînement de sphères de diamètre et de densité différents permettant de définir les forces tractrices instantanées. Comparées avec la force tractrice moyenne, les forces tractrices instantanées se sont avérées près de dix fois supérieures. Ce résultat est assez comparable avec ceux de KALINKSE (1943) selon lesquels les vitesses instantanées du courant peuvent atteindre trois fois la valeur moyenne des vitesses.

Très peu d'études ont porté sur les forces tractrices instantanées, la turbulence étant généralement approchée par le biais des variations des vitesses instantanées du courant. Ainsi, dans les exemples présentés par BOGARDI (1974) en synthèse des travaux effectués en flume par SAROSI et KAPOSI, les effets de la turbulence ont été quantifiés en intégrant les variations des vitesses selon le

temps, cette nouvelle variable étant mise en relation avec les vitesses critiques d'érosion. Ainsi, lorsque la turbulence est faible, les conditions critiques d'entraînement pour des particules de même diamètre sont nettement plus élevées.

D'autre part, les mesures effectuées en flume avec des senseurs à fil chaud ont montré que les fluctuations des vitesses sont le plus importantes à proximité du fond et que leur intensité diminue avec la hauteur au-dessus du lit (Mc QUIVEY, 1973a, 1973b; BLINCO & SIMONS, 1974); ceci ressort également des mesures effectuées par SAVINI et BODHAINE (1971) en rivière naturelle.

Sur base d'un modèle théorique où intervient notamment la turbulence, NADEN (1987) propose le calcul des composantes de la vitesse instantanée du courant, ceci à partir de paramètres aisément mesurables. Malheureusement, comme le souligne l'auteur, très peu d'études précises ont été effectuées en rivière naturelle à fond graveleux.

Lors de nos expériences en flume, nous avons utilisé une sonde électromagnétique qui permet l'enregistrement des vitesses à partir de 1 cm du fond, avec un temps de réponse de 0.2 seconde. Les enregistrements ont tout d'abord été effectués dans un flume à fond plat caillouteux. Il existe différents types de phase en alternance - oscillations de faible amplitude puis moments de forte agitation - selon une période de l'ordre de 10 secondes (fig. 3). Les mesures à différentes profondeurs confirment bien que le rapport entre vitesses maximales et vitesses moyennes est plus important à proximité du fond : de l'ordre de 1,5 à 1,5 cm du fond contre 1,1 à 5 cm. Des mesures semblables ont également été effectuées dans les expériences en flume où des seuils et des mouilles avaient été créés d'emblée. A profondeur égale, les maxima sont plus importants dans les mouilles (rapport voisin de 1,6) que sur les seuils (rapport égal à 1,2). Ces différences ne peuvent être attribuées à des différences de taille ou d'agencement des particules puisque le matériel est identique; mais il n'est pas exclu qu'elles soient liées à des problèmes d'organisation du courant dû à la succession des formes. D'autre part, l'importance des maxima est de toute évidence un critère à prendre en considération dans la déstabilisation des particules, mais il ne semble pas être le seul. En effet, il conviendrait de prendre en compte la différence entre maximum et minimum agissant tel un coup de butoir et surtout leur succession dans le temps. Un phénomène supplémentaire peut encore se produire en présence d'éléments de grande dimension, relativement isolés sur le lit : il pourrait se créer un volant différentiel entre la base et le sommet des particules, ce qui ajouterait encore à la déstabilisation de ces particules.

Les mesures de vitesse instantanée faites dans différents sites de la Rulles avec une sonde électromagnétique (de type MARSH Mc BIRNEY) dont le temps de réponse est

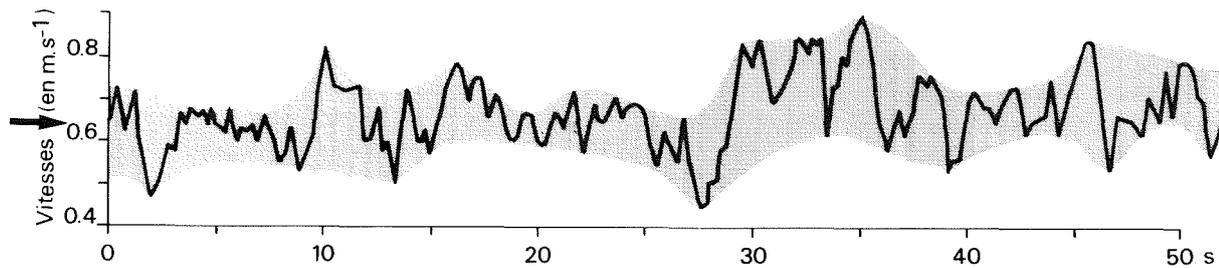


Figure 3 : Variation des vitesses instantanées du courant mesurées à 1,5 cm du fond dans un flume à fond caillouteux ($D_{50} = 1,96$ cm). La flèche portée en ordonnée représente la vitesse moyenne mesurée au moulinet sur un laps de temps plus important.

également de 0.2 sec, ont montré que les vitesses maximales étaient tout au plus de 50% plus élevées que les vitesses moyennes (PETIT, 1987) ce qui, en définitive, rejoint les observations faites en flume, ainsi que les résultats des expériences de SAROSI et KAPOSI (in BOGARDI, 1974). Toutefois, vu le temps de réponse des instruments utilisés, il est fort probable que les pics soient partiellement gommés et qu'ainsi les fluctuations de faible durée échappent aux mesures. En effet, des mesures effectuées par McQUIVEY (1973b) ont mis en évidence des pulsions à très petite échelle (de l'ordre du 1/100e sec) mais, comme le souligne par ailleurs NADEN (1987), de tels temps semblent trop courts pour qu'il puisse y avoir un transfert de moment suffisant aux particules pour provoquer leur mise en mouvement, la macro-turbulence du flux (sur une échelle de temps variant de 1 sec à 10 sec) jouant à cet égard un rôle plus important.

Les différents points envisagés jusqu'à présent ont porté sur les problèmes de méthodes d'évaluation des forces tractrices et de l'adéquation de ces méthodes au milieu naturel. Des moyens de contrôle existent : tests avec cailloux marqués et utilisation de pièges à sédiments. Mais pour les utiliser valablement, il est nécessaire de définir au préalable les valeurs des forces tractrices critiques, c'est-à-dire la force tractrice nécessaire à la mise en mouvement d'une particule d'un diamètre déterminé.

VI. FORCES TRACTRICES CRITIQUES

Les valeurs des forces tractrices nécessaires à la mise en mouvement d'un élément de diamètre donné, sont basées sur des expériences effectuées avec des flumes à fond sableux. Ainsi, à partir d'observations faites dans sept laboratoires différents, LELIAVSKY (1961) a proposé la relation $\tau_c = 1.66 D$ (où τ_c est la force tractrice critique exprimée en kg.m^{-2} et D le diamètre des particules en cm), en précisant toutefois que la limite d'application est $D = 0.34$ cm au maximum (fig. 4).

Par ailleurs, LANE (1953) a regroupé dans un même diagramme une série de relations qui lient la force tractrice critique au diamètre, ceci sur base de travaux effectués en flume et en canaux, ces relations pouvant s'appliquer à des

particules plus grossières. Pour des éléments supérieurs à 0.5 cm, la relation $\tau_c = D$ semble être applicable, ce qui correspond finalement bien à la droite la mieux adaptée aux points figurant sur le diagramme présenté par LEOPOLD *et al.* (1964) en synthèse des travaux effectués en flume et en rivière naturelle, du moins pour des éléments dont le diamètre ne dépasse pas 1 cm.

Toutefois, la relation la plus utilisée est la fonction de Shields (in GRAF 1971) qui donne une relation adimensionnelle entre la densité du sédiment (ρ_s), le diamètre des grains (D), la densité du fluide (ρ_f), la viscosité cinématique (ν), l'accélération due à la gravité (g) et la force tractrice exercée par le fluide sur un grain (GRAF, 1971; MILLER *et al.*, 1977). De sorte que :

$$\theta = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho_f) g \cdot D} = f\left(\frac{U^* D}{\nu}\right) \quad [12]$$

où θ est la fonction d'entraînement de Shields et a besoin d'être pourvue d'une valeur critique ($\theta_c =$ critère de Shields) afin que cette équation puisse être résolue pour une particule d'un diamètre donné. D'après le diagramme bien connu de Shields (fig. 5), θ_c varie en fonction de

$$\frac{U^* D}{\nu}$$

plus communément appelé le nombre de Reynolds étoilé (Re_*) bien que, pour des lits hydrauliquement rugueux, définis par $Re_* > 10^2$, θ_c devienne indépendant des conditions de rugosité et tend à s'approcher d'une valeur constante égale à 0.060. De sorte que l'on peut déduire de l'équation [12] ci-dessus, la relation $\tau_c = D$ telle qu'elle a été définie préalablement, à la figure 4. Cette valeur de $\theta_c = 0.060$ a cependant été considérée comme étant trop élevée, la valeur $\theta_c = 0.030$ étant avancée par différents auteurs (NEILL in ANDREWS, 1983).

D'autres études ont montré que la valeur de θ_c était effectivement différente de 0.06 et donc que la relation $\tau_c = D$ était inadéquate quand on se trouvait en présence de matériel grossier (FAHNESTOCK, 1963; WILCOCK, 1967; NOVAK, 1973; BAKER & RITTER, 1975; CHURCH, 1978; CARSON & GRIFFITHS, 1985; POESEN, 1987), principalement du fait qu'une série de phénomènes

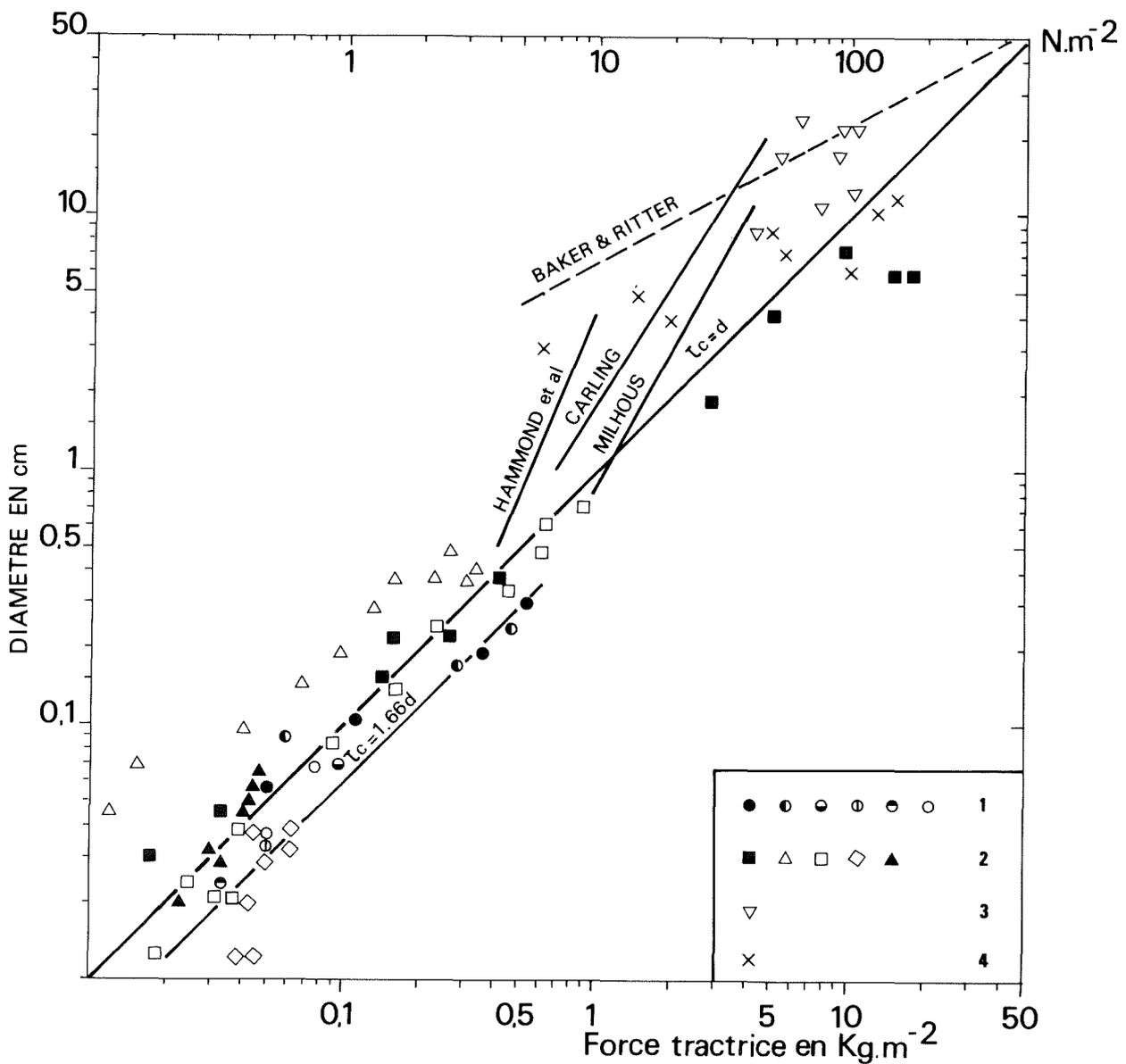


Figure 4 : Diagramme représentant les forces tractrices critiques en fonction du diamètre des particules. D'après (1) Leliavsky (1961); (2) Leopold *et al* (1964); (3) Fahnestock (1963); (4) Wilcock (1967); Baker & Ritter (1975); Carling (1983); Hammond *et al* (1984); Milhous *in* Komar (1987).

propres à la charge caillouteuse interviennent alors, phénomènes qui peuvent, à des degrés divers, opposer une meilleure résistance à l'érosion ou, au contraire, favoriser cette dernière.

A. position sur le lit : effet de saillie

L'effet de la position des particules par rapport au niveau moyen du fond du lit sur la modification des valeurs critiques d'entraînement a été mise en évidence dans des expériences menées en flume par FENTON et ABOIT (1977). Les auteurs ont fait varier la position de particules au-dessus d'un lit fixe composé de grains de même diamètre. Lorsqu'un grain est *isolé sur* le lit, dans des

conditions de saillie relative maximale, $\theta_c = 0.010$. Par contre $\theta_c = 0.060$ lorsque les grains sont tous au même niveau *sur* un lit composé de particules de même diamètre. Lorsque les particules composent le lit lui-même - la saillie relative est alors égale à zéro - les valeurs de θ_c peuvent dépasser 0.10 et même atteindre 0.20.

L'effet de saillie relative implique que les particules nettement plus grossières que celles qui forment le lit, pourraient être mises en mouvement pour des valeurs limites plus faibles. Inversement, ces valeurs limites devront être considérablement plus élevées pour pouvoir mettre en mouvement des particules plus petites que celles qui forment le lit. Ceci ressortait déjà des mesures faites par RAMETTE et HEUZEL (1962) sur le Rhône, et a été

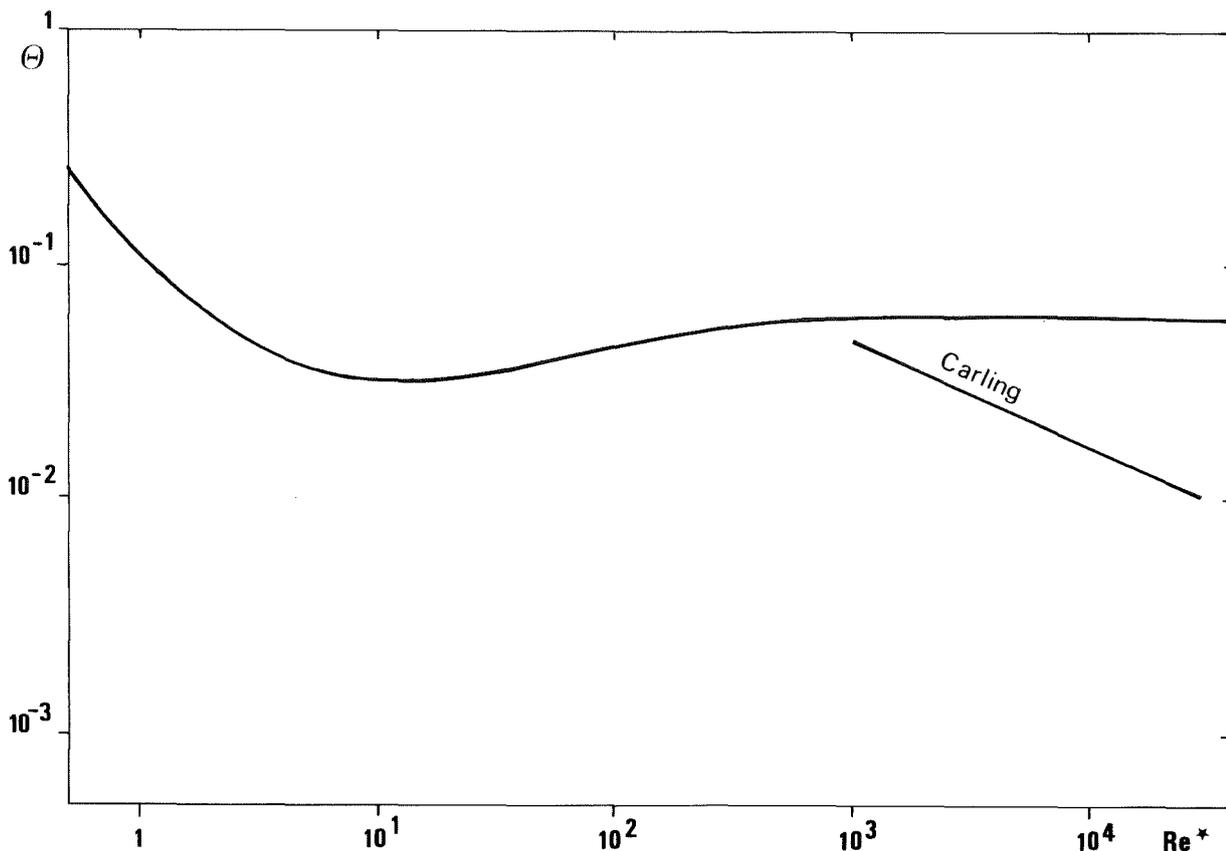


Figure 5 : Variation du critère de Shields θ_c en fonction de Re^* (d'après Graf, 1971) et relation trouvée en rivière naturelle par Carling (1983) dans l'Eggeshape Beek.

quantifié par ANDREWS (1983) à partir de mesures faites en rivières graveleuses :

$$\theta_c = 0,0834 \left(\frac{d_i}{D_{50}} \right)^{-0,872} \quad [13]$$

où d_i est la taille des particules envisagées et D_{50} le diamètre médian du matériel constituant le lit. Ce qui donne $\theta_c = 0.24$ pour un rapport $d_i/D_{50} = 0.3$ et $\theta_c = 0.02$ pour un rapport $d_i/D_{50} = 5$. En d'autres termes, des particules qui ont une taille comprise entre 0.3 et 4.2 fois celle du matériel qui constitue le lit, peuvent être mises en mouvement pour des forces tractrices presque similaires.

Toutefois, la relation proposée par ANDREWS résulte de l'analyse de trois rivières différentes seulement, ce qui ne fait intervenir que trois D_{50} différents. En réexaminant ce problème, KOMAR (1987) considère que l'exposant de l'équation [13] ne peut être généralisé et qu'un exposant variant entre -0.4 et -0.7 est le plus souvent observé.

Le problème des modifications de la limite de mise en mouvement des particules dans des lits non homogènes, a également été traité par WIBERG et SMITH (1987), à partir d'équations où intervient la variation de l'angle de repos des particules en fonction d'un indice d_i/k_s (défini par MILLER & BYRNE, 1966), qui prend en compte la rugosité du lit (k_s). Les valeurs de l'angle de repos diminuent lorsque l'indice $d_i/k_s > 1$ et augmentent lorsqu'il est

inférieur à 1, ce qui induit respectivement une diminution et une augmentation des forces tractrices critiques.

C'est une relation où intervient un indice assez semblable, qui a été proposée par ROBERT et RICHARDS (1989) en synthèse de mesures effectuées dans une rivière de Norvège. La charge de fond en mouvement y était collectée grâce à un échantillonneur Helley-Smith et les profils de vitesses mesurées au même endroit. Ces auteurs ont pu ainsi proposer la relation :

$$\theta_c = 0,07 \left(\frac{d_i}{y_0} \right)^{-0,7} \quad [14]$$

(où d_i/y_0 est l'indice de rugosité du lit avec y_0 la hauteur de rugosité, telle qu'elle a été définie dans l'équation 3). Comme le soulignent ces auteurs, l'utilisation de y_0 donne en fait une mesure de rugosité qui incorpore à la fois la friction des particules et la résistance de formes associées aux irrégularités du lit à petite échelle.

Ces différentes études montrent bien que des éléments dont le diamètre est nettement plus important que celui des particules qui forment le lit peuvent être mis en mouvement pour des conditions critiques proportionnellement plus faibles, ce qui rejoint d'ailleurs la relation proposée par Baker et Ritter (1975) apparaissant à la fig. 4.

B. phénomènes d'imbrication et effet de voisinage

Il ressort également des relations proposées ci-dessus que la mise en mouvement des particules de plus petite dimension que celles formant le lit, nécessite des forces tractrices proportionnellement plus importantes, ceci résultant de phénomènes de moindre saillie relative. Toutefois, dans ce problème, il semble qu'un grand rôle soit également joué par des phénomènes d'imbrication, définis et étudiés par EGUIASAROV (1967), LARONNE et CARSON (1976) ainsi que par CHURCH (1985), mais plus spécialement mis en évidence par REID *et al.* (1980). Ces auteurs ont équipé une rivière de dimension modeste à charge graveleuse ($D_{50} = 16$ mm, $D_{90} = 35$ mm), en installant au travers du lit plusieurs enceintes qui reposent sur des coussins maintenus à une certaine pression, de telle sorte que toute modification de pression, due à l'accumulation de la charge de fond en mouvement ainsi piégée, est enregistrée en continu. Ces modifications ont été mises en relation avec chacun des hydrogrammes de crue respectifs, et avec les forces tractrices qui leur sont associées. Ces auteurs ont ainsi pu démontrer que l'extrapolation des courbes de Shields et de Lane notamment, sous-évalue sérieusement les forces tractrices nécessaires à la mise en mouvement des éléments (REID & FROSTICK, 1984). Les écarts obtenus en rivières reflètent l'importance de la microtopographie du lit liée à l'agencement des particules. Lorsqu'il y a enchevêtrement des particules - et donc protection mutuelle - la stabilité de ces dernières est nettement supérieure à celle des particules isolées sur un lit plat de sorte que, toujours selon REID et FROSTICK (1984, 1986), la force tractrice nécessaire à la mise en mouvement correspond parfois au triple de celle qui est associée à la fin du transport (arrêt du mouvement).

Cette interférence des particules est confirmée par les travaux de terrain effectués par BRAYSHAW (1985) qui a utilisé des techniques permettant la détection du début de la mise en mouvement des particules marquées. Il a ainsi pu comparer les valeurs limites d'entraînement pour différents types d'agencement en amas (clusters), avec les valeurs limites propres à des éléments libres disposés sur un "lit ouvert", défini par CHURCH (1972) c'est-à-dire dans des conditions où les particules peuvent être mises en mouvement sans provoquer ou nécessiter le délogement des particules voisines. Quel que soit le type d'agencement des cailloux, les valeurs limites sont systématiquement supérieures à celles des éléments libres, mais la variance apparaît très grande, ceci même pour les particules libres. BRAYSHAW considère que ces variations peuvent tout d'abord refléter des fluctuations instantanées des forces tractrices mais qu'elles résultent également de la succession des épisodes où il y a eu transport. En effet, comme REID et FROSTICK (1984) l'ont souligné, il existerait une consolidation post-

sédimentaire de la charge de fond, du fait notamment d'un apport ultérieur d'une matrice plus fine.

Par ailleurs, les expériences de BRAYSHAW *et al.* (1983) traitant de l'effet de voisinage des particules en terme de force ascensionnelle et de force d'entraînement, montrent qu'un agencement des particules en amas ne représente qu'une seule entité, de sorte que les forces ascensionnelles en aval de l'obstacle sont très faibles et qu'il se crée une zone d'abri. Toutefois, lorsqu'il apparaît un espacement - même minime - entre les particules (espacement défini par rapport au diamètre de l'obstacle par exemple), la force ascensionnelle augmente fortement, ce qui accroît la déstabilisation des particules et favorise alors leur mise en mouvement. D'autre part, dans la traînée aval de l'obstacle, la force ascensionnelle augmente en relation directe avec la distance qui sépare la particule de l'obstacle, l'effet de voisinage devenant négligeable lorsque les éléments adjacents sont séparés par plus de huit fois leur diamètre (LEOPOLD *et al.*, 1966).

Les phénomènes d'agencement des cailloux en amas - et, dans une moindre mesure, les phénomènes d'imbrication - nécessitent un matériel relativement peu homogène. Pour qu'il y ait formation d'amas, il y a obligation d'avoir de plus gros éléments, et c'est la stabilité de ceux-ci qui conditionne celle de l'ensemble du matériel. Ceci ressort bien des résultats de REID et FROSTICK (1984, 1986) qui maintiennent une bonne adéquation du critère de Shields lorsque l'on envisage le D_{90} du matériel, ce qui, comme nous l'avons vu plus haut, n'était pas le cas lorsque c'est le D_{50} qui était pris en considération. Ce qui laisserait supposer qu'en rivière graveleuse, le transport généralisé de la charge de fond ne pourrait avoir lieu que lorsque les forces tractrices arrivent à des valeurs suffisantes pour la mise en mouvement - ou en tout cas à la déstabilisation - des éléments les plus gros.

A partir d'expériences menées en flume, LI et KOMAR (1986) ont pu intégrer dans le critère de Shields, un facteur qui prend en compte les phénomènes d'imbrication des éléments, ceci par le biais de l'angle de pivotabilité. Ainsi θ_c atteindrait des valeurs 5 à 6 fois supérieures à celle obtenue avec des sphères. Toutefois, des valeurs aussi élevées ne semblent pas devoir être imputables au seul effet d'imbrication car il s'agit d'éléments aplatis, plus susceptibles de satisfaire de bonnes conditions d'imbrication. Mais, comme nous allons le voir ci-dessous, la forme des éléments joue également un rôle non négligeable dans la résistance à la mise en mouvement.

C. effet de la forme des particules

Plusieurs éléments justifient que les particules présentant un fort aplatissement opposent une meilleure résistance à l'érosion : faible exposition au flux, centre de gravité abaissé, contact plus large avec le lit. Toutefois, les études

traitant de ce problème sont rares; on retiendra principalement les travaux de LANE et CARLSON (1954), de MILLER et BYRNE (1966) ainsi que ceux de JOHANSSON (1963, 1976) dont nous avons effectué une synthèse par ailleurs (PETIT, 1989b). Seules les expériences récentes menées en flume par LI et KOMAR (1986) sont arrivées à une quantification de ce problème.

Les expériences que nous avons menées en flume avec des cailloux marqués de formes différentes, montrent que les éléments aplatis ($C/B < 0.2$ dans la classification de ZINGG) résistent beaucoup mieux à l'érosion que les éléments arrondis ($C/B > 0.6$) avec un rapport moyen du critère de Shields proche de 1.3, ce qui signifie que les forces tractrices critiques sont d'autant plus élevées. Ce rapport atteignant 1.5 lorsqu'on utilise des éléments de forme proche de la sphère comme valeur de référence ($B/A > 0.7$ et $C/B > 0.8$) (PETIT, 1989b). L'analyse, dans une rivière naturelle (La Burdinale), des éléments aplatis et arrondis qui forment conjointement le dallage des seuils et qui se présentent comme une surface de résistance à l'érosion, confirme les rapports des critères de Shields mis en évidence en flume. De tels rapports sont proches de ceux déduits des équations proposées par MILLER et BYRNE (1966) en synthèse des travaux qu'ils ont effectués en flume. Ils sont par contre nettement plus faibles que ceux proposés par LI et KOMAR (1986) (rapport de l'ordre de 2.5).

Par ailleurs, comme il ressort des observations faites en flume (JOHANSSON, 1976) et en rivière naturelle (PETIT, 1989b), une fois érodés, les cailloux plats sont pris dans un mouvement de glissement plutôt que de roulage et ils peuvent ainsi être transportés sur de plus longues distances, ce qui implique des forces tractrices plus faibles que celles nécessaires à leur érosion.

VII. REPARTITION DES FORCES TRACTRICES DANS LES SYSTEMES SEUIL/MOUILLE AVEC OU SANS MEANDRES

Les localisations des forces tractrices maximales dans des secteurs de rivières et leurs éventuelles modifications avec le régime des débits présentent, de toute évidence, un intérêt considérable, car c'est dans de telles zones que les risques d'érosion seront les plus importants. Toutefois, c'est dans des flumes courbes que des recherches sur ce problème ont été menées en premier lieu (IPPEN & DRINKER, 1962; YEN, 1970; MARTVALL & NILSSON, 1972; DESAULNIERS & FRENETTE, 1972; HOOKE, 1975). Les résultats de ces différentes études sont convergents. Tout d'abord, la localisation des forces tractrices maximales est, en gros, calquée sur celle des vitesses maximales mais ne se vérifie cependant pas en certains endroits précis. A l'entrée de la boucle, juste en aval du

point d'inflexion, le maximum des forces tractrices est décentré vers la rive convexe et ce n'est qu'à proximité du sommet de la boucle qu'elle "croise" le chenal vers la rive concave et ne se situe donc au pied de cette dernière qu'en aval du sommet de la boucle. Comme il a été montré dans ces différentes études, cette disposition générale est fonction de la localisation des vitesses maximales, mais également de la circulation secondaire du flux qui s'organise en mouvement hélicoïdal. Ainsi, dans la boucle même, le maximum des forces tractrices recoupe le chenal vers la rive concave avec un certain retard sur le maximum des vitesses. Ceci résulte principalement de la circulation secondaire qui encourage les vitesses élevées en surface à croiser le chenal, car les composantes transversales du courant en surface sont orientées vers la rive concave. Par contre, en ce qui concerne les vitesses élevées à proximité du fond, celles-là même qui interviennent pour la localisation du maximum des forces tractrices, un tel croisement est contrecarré, du fait que les composantes transversales du courant à proximité du lit sont orientées vers la rive convexe. D'autre part, la localisation du point de croisement du chenal dépend aussi de l'angle de courbure de la boucle et, comme l'a montré HOOKE (1975), tend à se déplacer vers l'aval au fur et à mesure que le débit augmente.

L'origine de la circulation secondaire, son organisation tout au long d'une boucle ainsi que son influence sur la répartition des vitesses et des forces tractrices maximales ont été expliquées, du moins en flume, notamment par IPPEN & DRINKER (1962) ainsi que par DESAULNIERS & FRENETTE (1972). Toutefois, en rivière naturelle il existe certains points de divergence, non pas quant à la localisation des forces tractrices maximales mais bien quant à leur explication, spécialement en ce qui concerne le maximum situé en rive convexe.

BRIDGE et JARVIS (1976, 1982) ont étudié la répartition des forces tractrices dans une boucle d'une rivière à charge sableuse. Pour de faibles débits, le maximum des forces tractrices se trouve en rive concave, coïncidant presque avec le sommet de la boucle. Pour un débit intermédiaire (0,5 fois le débit à pleins bords), cette zone de maxima glisse légèrement vers l'aval tout en se maintenant le long de la rive concave, cette tendance s'accroissant encore lorsque le débit est proche du débit à pleins bords, de sorte qu'à ce moment le maximum se trouve en aval du sommet de la boucle, dans la partie aval de la mouille mais non dans la contre-pente de cette dernière. Un second maximum (mais avec des valeurs moins élevées que dans le premier) se trouve le long de la rive convexe, à l'entrée de la boucle. Comme le soulignent ces auteurs, la localisation de ce second maximum résulte uniquement de l'influence d'une boucle située en amont, celle-ci présentant une courbure inverse et, plus que probablement, une cellule hélicoïdale tournant en sens opposé à celle située en aval. Par ailleurs, quel que soit le débit, les forces tractrices diminuent

toujours dans la contre-pente de la mouille, diminution attribuée en partie à la réduction des vitesses mais principalement à la moindre activité du flux secondaire.

Une distribution des forces tractrices assez semblable a été mise en évidence par DIETRICH *et al.* (1979) dans une rivière sableuse de dimension plus modeste, ceci pour un débit représentant 0.8 fois le débit à pleins bords. Toutefois, le lieu où le maximum des forces tractrices croise le chenal se trouve plus en aval que ce qui avait été observé par HOOKE (1975) et par BRIDGE et JARVIS (1982), de sorte que, le long de la rive concave, s'individualise une longue zone où les forces tractrices sont faibles (le tiers de la force tractrice moyenne), ceci à partir du point d'inflexion jusqu'en aval du sommet de la boucle. Cette situation pourrait résulter, outre l'effet de la circulation secondaire vu ci-dessus et de la présence d'une boucle de courbure convexe juste en amont, d'un effet d'inertie en relation avec le mouvement du flux depuis les zones peu profondes de la rive convexe vers les zones plus profondes de la rive concave. Ceci tend à diminuer le gradient des vitesses à proximité de la berge et donc à postposer le croisement de la zone des maxima vers la rive concave.

Dans la Rouge Eau, nous avons observé (PETIT, 1986) une répartition des forces tractrices très proche de celle décrite par DIETRICH *et al.* (1979), le croisement se faisant très en aval du sommet de la boucle - un effet complémentaire de la forte courbure doit y être reconnu - ce qui individualise toute une zone calme au pied de la rive concave (force tractrice inférieure à 0.5 fois la force tractrice moyenne) qui représente un site d'accumulation stabilisée .

Des relations entre les zones de maxima des forces tractrices et la circulation secondaire ont été clairement mises en évidence par BATHURST (1979), à partir de mesures faites tout d'abord dans des secteurs subrectilignes de rivières à charge caillouteuse (Pays de Galles et Angleterre). Dans les mouilles, BATHURST observe plusieurs maxima sur un même profil transversal (avec un rapport des pics vis-à-vis de la moyenne voisin de 1.5). Ceci est à mettre en relation avec les composantes transversales du flux organisées en un système multicellulaire à axe horizontal, chaque cellule tournant dans un sens opposé à celui de la voisine, de sorte qu'il s'individualise alternativement des zones de subsidence ("downwelling") et d'ascendance ("upwelling"), les maxima étant associés aux premières (fig. 6). La distance entre les pics qui correspondrait donc à la largeur de deux cellules, représente entre 3 et 13 fois la profondeur moyenne. Précisons que dans les rivières étudiées par BATHURST le rapport largeur/profondeur moyen est de l'ordre de 30. Sur les seuils, où ce rapport reste du même ordre de grandeur, il ne s'individualise qu'un seul maximum qui peut atteindre 2.5 fois la force tractrice moyenne, ce maximum résultant essentiellement de l'accélération des vitesses. LEOPOLD (1982), toujours

dans des rivières à tracé subrectiligne, a également mis en évidence l'existence de cellules transversales à axe horizontal. Le plan d'eau se trouve à un niveau altimétrique plus élevé là où il y a convergence du flux en surface, et donc zone de "downwelling" à proximité du fond. Il s'individualise généralement deux cellules transversales mais leur importance mutuelle varie, ce qui implique que la zone de subsidence à proximité du fond n'occupe pas nécessairement une position centrale et peut donc être décentrée vers une des deux rives.

La présence de cellules contiguës a également été signalée dans des rivières caillouteuses à méandres (BATHURST *et al.*, 1979). Le maximum des forces tractrices y est également associé au maximum de vitesse et à un "downwelling" résultant de la jonction dans les courants transversaux de la cellule principale avec une petite cellule tournant en sens inverse, longeant la rive concave (fig. 6). Il en résulte schématiquement une répartition des forces tractrices assez semblable à celle observée en flume ou dans les rivières sableuses. Toutefois, dans les boucles et méandres, contrairement aux secteurs subrectilignes, l'influence mutuelle de chacune des cellules varie en fonction des débits, ce qui va influencer la localisation du maximum des forces tractrices le long de la rive concave. En effet, et d'autres études de terrain l'ont montré (BHOMWICK & STALL, 1978), la cellule principale de circulation secondaire semble être plus efficace pour des débits dit intermédiaires, et tend alors à repousser la petite cellule située en rive concave, de sorte que le maxima des forces tractrices se trouve ainsi plus en amont et plus proche de la rive concave. Quand le débit augmente, l'effet de la cellule principale diminue, ce qui entraîne un glissement du maximum des forces tractrices vers l'aval, en accord avec HOOKE (1975).

Les observations faites à l'aide de cailloux marqués par THORNE et LEWIN (1979) dans une des rivières étudiées par BATHURST *et al.* (1979), ont montré que des crues peu importantes (inférieures à la moitié du débit à pleins bords) provoquent une mise en mouvement de la charge caillouteuse à l'entrée de la boucle en position centrale et au pied de la rive convexe ainsi qu'au sommet de la boucle (en rive concave). Par contre, il fallait attendre des crues voisines du débit à pleins bords pour qu'apparaisse une érosion en aval du sommet de la boucle. Cette localisation des forces tractrices maximales en fonction du débit se retrouve par ailleurs dans la localisation des zones d'érosion latérale privilégiées.

La variation de la localisation du maximum des forces tractrices en rive concave en fonction des débits implique que des changements éventuels du régime hydrologique de la rivière - concernant la fréquence et l'importance des crues - peuvent modifier l'emplacement des zones d'érosion privilégiées. Ainsi, un accroissement des crues de moyenne importance au détriment de crues plus importantes, ce qui peut notamment résulter de

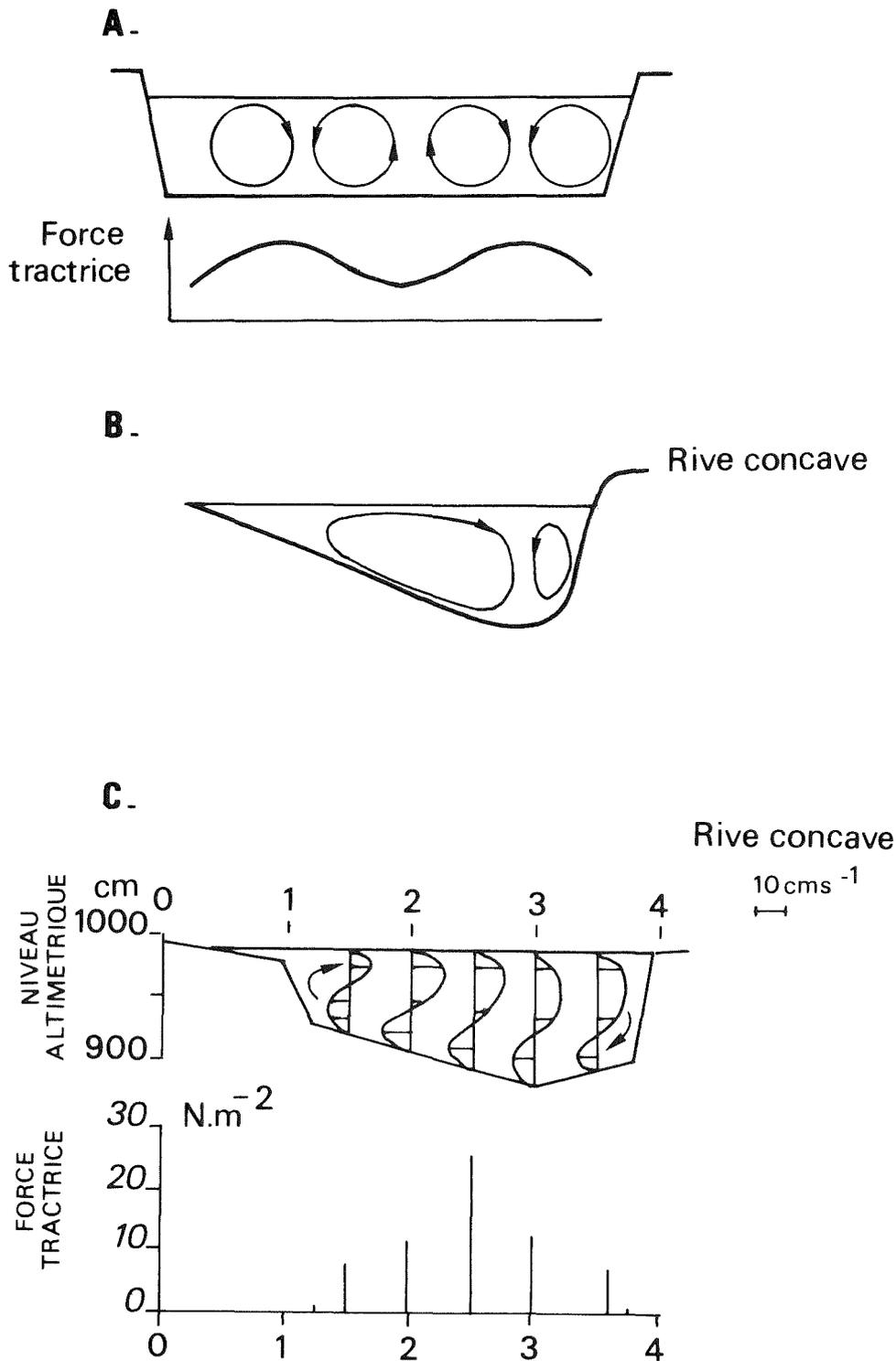


Figure 6 : A. Schéma de l'organisation de la circulation secondaire en un système multicellulaire, propre aux rivières subrectilignes peu profondes et effet sur la force tractrice s'exerçant sur le lit (d'après Bathurst *et al.*, 1979 et Richards, 1982)

B. Schéma de l'organisation des courants secondaires en deux cellules contiguës dans un méandre à proximité du sommet de la boucle (d'après Pitlick & Thorne, 1987).

C. Organisation de la circulation secondaire en une cellule continue, dans une boucle de la Rulles (profil X à la fig. 7) pour le débit à pleins bords et répartition des forces tractrices. Ce type d'organisation est rare dans la Rulles. Par ailleurs, on note l'absence de la seconde cellule le long de la rive concave, ce qui peut résulter du fait que le débit est important.

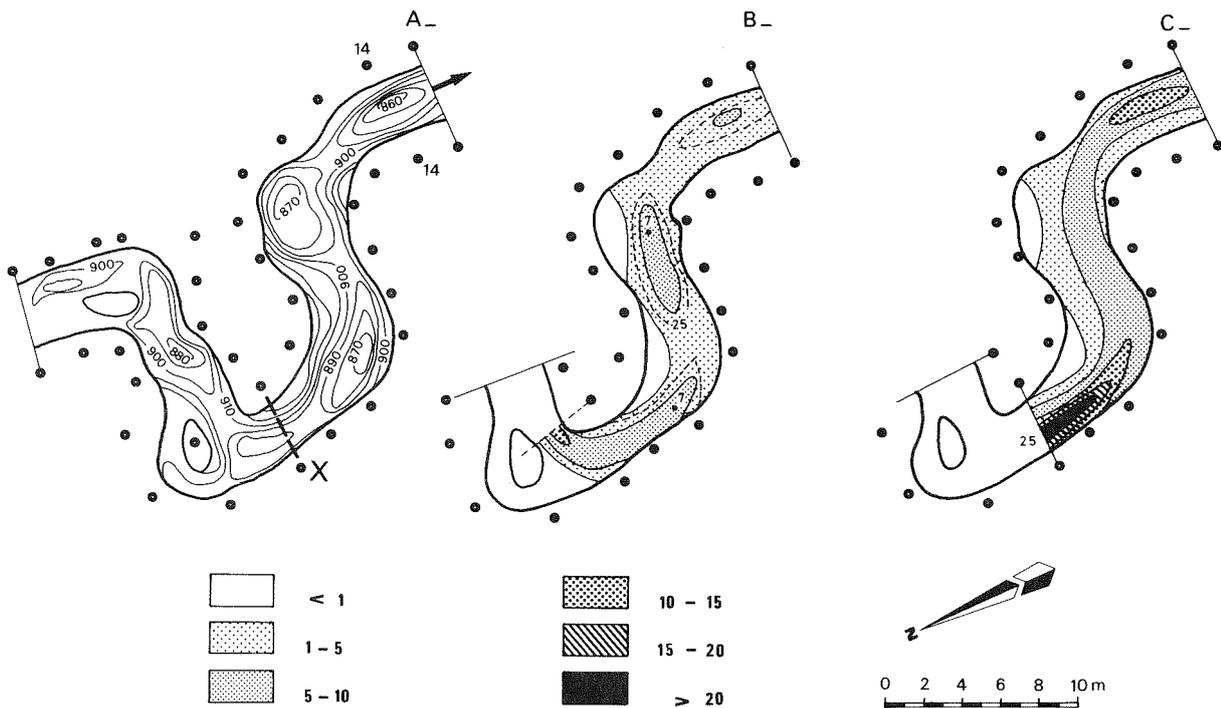


Figure 7 : Répartition des forces tractrices dans un secteur de la Rulles, en B pour le débit moyen, en C pour un débit proche du débit à pleins bords (en $N.m^2$). En A, morphologie du secteur: équidistance des courbes de niveau de 10 cm, élévation par rapport à un niveau de référence arbitraire.

modifications de l'affectation du sol au niveau du bassin versant, aurait pour conséquence des modifications de la forme et de l'évolution des méandres.

Les résultats analysés ci-dessus portent essentiellement sur la distribution des forces tractrices dans des rivières à tracé subrectiligne ou dans des boucles isolées mais non dans un méandre complet ou un train de méandres. D'autre part, dans une boucle, seul l'aspect en plan est envisagé et les différenciations seuils/mouilles sont le plus souvent négligées. De plus, ces études portent soit sur des rivières à charge sableuse où le mouvement de la charge de fond se produit de façon subcontinue dans une part importante du lit, soit dans des rivières à charge caillouteuse de grande dimension où les relations précises entre les mouvements de la charge de fond et les valeurs ponctuelles des forces tractrices associées à ces mouvements, sont difficiles à cerner.

Des mesures faites sur la Rulles comblent partiellement cette lacune. La répartition des forces tractrices calculées à partir des vitesses de frottement (équation 2) avec le paramètre y_0 redéfini par la relation [4] a été reconstituée pour un débit moyen (correspondant à 0,4 fois le débit à pleins bords) et pour un débit voisin du débit à pleins bords (Fig. 7). Dans ses grandes lignes, la distribution spatiale des forces tractrices correspond au schéma mis en évidence dans les études présentées plus haut. Toutefois plusieurs remarques doivent être formulées.

* Les variations longitudinales des forces tractrices apparaissent beaucoup plus importantes que dans les autres études (cf BRIDGE & JARVIS, 1982; DIETRICH *et al.*, 1979), du fait qu'ici les variations topographiques du fond sont plus marquées. Ceci est à mettre en relation avec la dimension modeste de la rivière mais aussi avec la présence de seuils qui se présentent à des niveaux altimétriques relativement élevés (rapport de 1 à 2 entre les forces tractrices sur les seuils et mouilles).

* Les forces tractrices atteignent des valeurs relativement importantes (entre 15 et 25 $N.m^2$ dans les mouilles) alors que, dans d'autres études, le maximum reste inférieur à 10 $N.m^2$.

* Les différenciations latérales des forces tractrices sont nettement plus poussées dans les mouilles (avec un rapport du maximum sur la moyenne compris entre 1,9 et 2,3) que sur les seuils où ce rapport oscille aux environs de 1,5. D'autre part, on ne remarque qu'un seul maximum dans les mouilles, même lorsqu'elles ne sont pas associées à une boucle (cf. profil G14/D14; le système multicellulaire proposé par BATHURST ne peut donc pas se développer, probablement en raison de l'étroitesse du lit.

* L'accroissement des forces tractrices avec les débits est plus important dans les mouilles (de 5 $N.m^2$ pour un

débit moyen à plus de 15 N.m^{-2} pour le débit à pleins bords) que sur les seuils (de 5 N.m^{-2} à 7 N.m^{-2}).

- * Les valeurs assez faibles des forces tractrices pour le débit moyen justifient l'absence de modifications morphologiques importantes lors de tels débits. Des modifications sensibles ne se manifestent que pour des débits voisins du débit à pleins bords : érosion de matériel de 20-30 mm de diamètre dans les mouilles pour des forces tractrices de l'ordre de 10 à 15 N.m^{-2} . Par contre, sur les seuils, les forces tractrices sont trop faibles (6 à 7 N.m^{-2}) pour permettre le passage d'éléments dont le diamètre est supérieur à 10 mm, et il faut attendre des débits supérieurs au débit à pleins bords pour que les forces tractrices atteignent des valeurs suffisantes pour que des éléments de l'ordre de 15 mm puissent les franchir.

En conclusion de ces observations, il se dégage une assez bonne concordance entre les forces tractrices et la mise en mouvement de particules d'un diamètre donné. Toutefois, comme l'a montré une analyse de détails des conditions d'érosion (PETIT, 1989c), les valeurs de θ_c dans certaines mouilles apparaissent extrêmement faibles (0,015 - 0,020). Dans ce cas, on ne peut certainement pas faire appel à un effet de saillie, puisque le matériel érodé est généralement intercalé dans du matériel plus grossier et devrait au contraire requérir des forces tractrices plus élevées pour pouvoir être mis en mouvement. A cet égard, il n'est pas exclu que les variations des forces tractrices instantanées soient plus prononcées dans de tels sites.

VIII. CONCLUSION

La force tractrice calculée à partir de la pente d'énergie et du rayon hydraulique intègre une série de phénomènes, de sorte que son utilisation en milieu naturel à des fins de prédiction de mise en mouvement de la charge de fond et d'explication de modifications morphologiques, rend nécessaire la distinction entre la force tractrice due à la résistance des grains (τ') - la seule responsable de la mise en mouvement des particules et de l'entretien de ce mouvement - et la force tractrice due à la résistance des formes (τ'').

Différents tests effectués en flume ont montré que les méthodes qui permettent d'effectuer le départ de ces deux composantes de la force tractrice totale, sont fiables. Les études menées en rivière naturelle montrent que les forces tractrices dues à la résistance des formes du lit (τ'') sont très faibles dans des systèmes subrectilignes assez larges, donc sans différenciation sensible des formes, de sorte que la force tractrice due à la résistance des grains (τ') équivaut presque à la force tractrice totale (τ). Par contre, τ'' atteint des valeurs considérables dans les lits sableux où il y a un développement des microformes du lit et une charge de fond en mouvement sub-continu. Il en est de même dans

les rivières à charge caillouteuse lorsque les méandres y sont développés ainsi que les systèmes seuils/mouilles. Les forces tractrices dues à la résistance des grains semblent cependant sous-évaluées, n'atteignant pas, dans certains cas, des valeurs suffisantes pour permettre la mise en mouvement - pourtant observée - de la charge de fond. Bien sûr, il s'agit ici de force tractrice moyenne, s'exerçant sur l'ensemble d'une section transversale alors qu'il existe des variations latérales des forces tractrices.

Toutefois, à cet égard, il est nécessaire de préciser les valeurs des forces tractrices critiques. En effet, si pour du matériel sableux la relation $\tau_c = D$ - ou encore $\theta_c = 0.060$ dans la relation de Shields - semble adéquate, il n'en est pas de même pour le matériel plus grossier. De façon générale, les forces tractrices critiques sont plus faibles que celles déduites de la relation $\tau_c = D$ et, dans la relation de Shields, $\theta_c = 0,030$ a généralement été retenue. Mais d'autres phénomènes propres à l'agencement des particules sur le lit et à la forme même de ces dernières jouent un rôle non négligeable : effet de saillie qui permet à des particules de grande dimension d'être mises en mouvement par des forces tractrices proportionnellement plus faibles; au contraire, effet d'imbrication du matériel qui permet aux plus petites particules d'opposer une meilleure résistance à l'érosion.

Les forces tractrices évaluées à partir des vitesses de frottement semblent être - étant donné les relations récemment mises en évidence qui lient le paramètre de rugosité au diamètre du matériel constituant le lit - un indicateur plus précis de la mise en mouvement de la charge de fond. De sorte que leur utilisation en des points précis où il y a effectivement mise en mouvement - ou absence de mouvement en dépit de valeurs particulièrement élevées - devrait aboutir à préciser les valeurs des forces tractrices critiques et à mieux cerner l'influence des phénomènes qui affectent notamment les particules caillouteuses.

L'application de cette méthode permet en outre de connaître la répartition des forces tractrices dans différents types de forme. A cet égard, l'organisation des composantes latérales du courant en cellule continue à axe horizontal, et la juxtaposition de telles cellules individualisant une zone de subsidence apparaissent comme un facteur prépondérant dans la localisation des maxima des forces tractrices. Toutefois, ce système mis en évidence dans des rivières de grande dimension, semble devoir être nuancé lorsque l'on se trouve en présence de plus petites rivières où il y a alternances rapprochées de seuils et de mouilles. Ceci n'empêche pas que la répartition des forces tractrices suive un même schéma général : maximum le long de la rive concave à proximité -ou juste en aval - du sommet de la boucle, autre maximum décentré vers la rive convexe lorsque l'on se trouve à proximité du point d'inflexion. D'autre part, le maximum situé en rive concave tend à glisser vers l'aval lorsque le

débit augmente. Enfin, il apparaît que pour des débits relativement élevés, mais inférieurs au débit à pleins bords, les forces tractrices sont plus importantes dans les mouilles que sur les seuils, cette tendance s'accroissant avec un débit croissant, de sorte que les seuils apparaissent en quelque sorte comme des filtres qui déterminent la compétence effective de la rivière. Toutefois, dans le détail il subsiste certaines anomalies - principalement mise en mouvement d'éléments dans les mouilles par des forces tractrices anormalement basses - qui nécessitent d'analyser les fluctuations des forces tractrices à des échelles de temps particulièrement fines.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments, *Sedimentol.*, 5: 89-191.
- ANDREWS, E.D., 1983. Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 1225-1231.
- BAGNOLD, R.A., 1977. Bedload transport by natural rivers, *Water Resour. Res.*, 13 (2): 303-312.
- BAKER, V.R. AND RITTER, D.F., 1975. Competence of rivers to transport coarse bedload material, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 975-978.
- BATHURST, J.C., 1979. Distribution of boundary shear stress in rivers. In *Adjustment of the fluvial system*, RHODES D.B. and WILLIAMS G.P. (Eds), Kendall Hunt Publishing Company, 95-116.
- BATHURST, J.C., 1982. Theoretical aspects of flow resistance. In *Gravel-bed rivers*, HEY R.D., BATHURST J.C. and THORNE C.R. (Eds), Wiley and Sons, 83-105.
- BATHURST, J.C., LI, R.M. and SIMONS, D.B., 1981. Resistance equation for large scale roughness, *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 107: 1593-1613.
- BATHURST, J.C., THORNE, C.R. and HEY, R.D., 1979. Secondary flow and shear stress at rivers bends, *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 105: 1277-1295.
- BHOWMIK, N.G., 1982. Shear stress distribution and secondary currents in straight open channels. In *Gravel-bed rivers*, HEY R.D., BATHURST J.C. and THORNE C.R. (Eds), Wiley and Sons, 31-61.
- BHOWMICK, N.G. and STALL, J.B., 1978. Hydraulics of flow in the Kaskaskia River. Proceeding of the Hydraulics Division Speciality Conference on Verification of Mathematical and Physical Models in Hydraulic Engineering, *Am. Soc. Civ. Eng.*, 79-86.
- BLINCO, P.H. and SIMONS, D.B., 1974. Characteristics of turbulent boundary shear stress, *J. Eng. Mechan. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 100: 203-220.
- BOGARDI, J., 1974. *Sediment transport in alluvial streams*, Akademiai Kiado, Budapest. 826 p.
- BRAY, D.I., 1979. Estimating average velocity in gravel-bed rivers, *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 105: 1103-1122.
- BRAYSHAW, A.C., 1985. Bed Microtopography and entrainment thresholds in gravel-bed rivers, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 218-223.
- BRAYSHAW, A.C., FROSTICK, L.E. and REID, I., 1983. The hydrodynamics of particle clusters and sediment entrainment in coarse alluvial channels, *Sedimentol.*, 30: 137-143.
- BRIDGE, J.S. and DOMINIC, D.F., 1984. Bedload grain velocities and sediment transport rates, *Water Resour. Res.*, 20 (4): 476-490.
- BRIDGE, J.S. and JARVIS, J., 1976. Velocities profiles and bed shear stress over various bed configuration in a river bend, *Earth Surf. Processes*, 2: 281-294.
- BRIDGE, J.S. and JARVIS, J., 1982. The dynamics of a river bend : a study in flow and sedimentary processes, *Sedimentol.*, 29 (2): 499-541.
- BRIGGS, L.L. and MIDDLETON, G.V., 1965. Hydromechanical principles of sediments structure formation. In *Symposium Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, Tulsa Oklahoma, 6-16.
- CARLIER, M., 1972. *Hydraulique Générale et appliquée*, Eyrolles, Paris, 565 p.
- CARLING, P.A., 1983. Threshold of coarse sediment transport in broad and narrow natural streams, *Earth Surf. Processes and Landforms*, 8: 1-18.
- CARSON, M.A., 1987. Measures of flow intensity as prediction of bed-load, *Am. Soc. Civ. Eng. J. Hydraul. Div.*, 113 (11): 1402-1421.
- CARSON, M.A. and GRIFFITHS, G.A., 1985. Tractive stress and the onset of bed particle movement in gravel stream channels : Different equations for different purposes, *J. Hydrology*, 79: 375-388.
- CHEETHAM, G.H., 1979. Flow competence in relation to stream channel form and braiding, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90: 877-886.
- CHURCH, M., 1972. Baffin Island sanurs: a study of arctic fluvial processes, *Geol. Survey of Canada Bull.*, 216, 208 p.
- CHURCH, M., 1978. Paleohydrological reconstruction from a holocene valley fill. In *Fluvial Sedimentology*, MIALI, A.D., (Ed.) Calgary, *Mem. Canadian Society of Petroleum Geologists*, 5: 743-772.
- CHURCH, M., 1985. Bed load in gravel-bed rivers. Observed phenomena and implications for computation, *Canadian Soc. Civ. Eng.*, An. Conf. Saskatoon, 17-37.
- COLEMAN, N.L., 1981. Velocity profiles with suspended sediment, *J. Hydraul. Res.*, 19 (3): 211-229.
- DAVIES, A.G., 1985. Field observations of the threshold of sediment motion by wave action, *Sedimentol.*, 32: 685-704.
- DESAULNIERS, G. and FRENETTE, M., 1972. Contribution to the study of erosion and deposition mechanisms in river bends. In *Sedimentation*, SHEN H.W. (Ed.), 10, 19 p.
- DIETRICH, W.E., SMITH, J.D. and DUNNE, T., 1979. Flow and sediment transport in a sand bedded meander, *J. Geol.*, 87: 305-315.
- DIETRICH, W., SMITH, J.D. and DUNNE, T., 1984. Boundary shear stress, sediment transport and bed morphology in a sand-bedded river meander during high and low flow. In ELLIOT C.M. (Ed.) *River Meandering: Proceeding of the Conference Rivers 83 - Am. Soc. Civ. Eng.*, 632-639.

- DYER, K.R., 1980. Velocity profiles over a rippled bed and the threshold of movement of sand, *Estuarine and Coastal Marine Science*, 10: 181-199.
- EGUIASAROV, I.B., 1967. Le charriage des sédiments (alluvions) quand le pavement naturel (armure) du lit fluvial existe et quand il est détruit, Colloque sur la morphologie des rivières, Berne. *Assoc. Inter. Hydrol. Scient.*, 75: 215-223.
- EINSTEIN, H.A. and BARBAROSA, N.L., 1952. Channel roughness, *Am. Soc. Civil. Eng.*, 117: 1121-1132.
- FAHNESTOCK, R.K., 1963. Morphology and hydrology of a glacial stream, White river. Mt. Rainier, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 422-A, 70 p.
- FENTON, J.D. and ABBOTT, J.E., 1977. Initial movement of grains on a stream bed: the effect of relative protrusion, *Proc. R. Soc. London*, A 352: 523-537.
- FREDSOE, J., 1982. Shape and dimension of stationary dunes in rivers, *J. Hydraul. Div. Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 108: 932-947.
- GOVERS, G. and RAUWS, G., 1986. Transporting capacity of overland flow on plane and irregular beds, *Earth Surf. Processes and Landforms*, 1: 515-524.
- GRAF, W.H., 1971. *Hydraulics of sediment transport*, Mc Graw Hill, 513 p.
- HAMMOND, F.D.C., HEATHERSHAW, A.D. and LANGHORNE, D.N., 1984. A comparison between Shields threshold and the movement of loosely packed gravel in a tidal channel, *Sedimentol.*, 31: 51-62.
- HEY, 1979. Flow resistance in gravel bed rivers, *Am. Soc. Civ. Eng. Hydr. Div.*, 105: 365-379.
- HOOKE, R.L., 1975. Distribution of sediment transport and shear stress in curved trapezoidal channels, *J. Geol.*, 83: 543-565.
- IPPEN, A.T. and DRINKER, P.A., 1962. Boundary shear stresses in curved trapezoidal channels, *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 88: 143-179.
- JOHANSSON, C.E., 1963. Orientation of pebbles in running water, *Geog. Ann.*, 85-112.
- JOHANSSON, C.E., 1976. Structural studies of frictional sediments, *Geog. Ann.*, 58a: 201-302.
- JOHANSSON, J.W., 1942. The importance of considering side-wall friction in bed-load investigations, *Am. Soc. Civ. Eng.*, 12 (6): 329-331.
- JONSSON, I.G., 1967. Wave boundary layers and friction factors. Proc. 10th Conf. Coastal Engineering, *Am. Soc. Civ. Eng.*, 127-148.
- KALINKSE, A.A., 1943. The role of turbulence in river hydraulics, *Bull. Univ. Iowa, Studies in Engineering*, 27: 266-279.
- KAMPHUIS, J.W., 1974. Determination of sand roughness for fixed beds, *J. Hydraul. Res.*, 12 (2): 193-203.
- KAPDASLI, M.S. and DYER K.R., 1986. Threshold condition for sand movement on a rippled bed, *Geo-Marine Letters*, 6: 161-164.
- KOMAR, P.D., 1987. Selective grain entrainment by a current from a bed of mixed sizes: a reanalysis, *J. Sedim. Petrol.*, 57: 203-211.
- LANE, E.W., 1953. Progress report on studies on the design of stable channels of the Bureau of Reclamation, *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 79.
- LANE, E.W. and CARLSON, E., 1954. Some observations on the effect of particle shape on the movement of coarse sediments, *Trans. Am. Geophysical Union*, 35: 453-462.
- LARONNE, J.B. and CARSON, M.A., 1976. Interrelationship between bed morphology and bed material transport for a small gravel-bed channel, *Sedimentol.*, 23: 67-85.
- LARRAS, J., 1972. *Hydraulique et granulats*, Eyrolles, Paris, 254 p.
- LARRAS, J., 1977. *Fleuves et rivières non aménagés*, Eyrolles, Paris, 187 p.
- LAURSEN, E.M., 1958. The total sediment load of stream, *J. Hydraul. Div. HY1*, Paper 1530, 36 p.
- LELIAVSKY, S., 1961. *Précis d'hydraulique fluviale* (traduct: An introduction to fluvial hydraulics.) Dunod, Paris, 261 p.
- LEOPOLD, L.B., 1982. Water surface topography in river channels and implications for meander development. In Gravel-bed rivers, HEY, R.D., BATHURST, J.C. and THORNE, C.R. (Eds), 359-388.
- LEOPOLD, L.B., BAGNOLD, R.A., WOLMAN, M.G. and BRUSH, L.M., 1960. Flow resistance in sinuous or irregular channels, *US Geol. Surv. Prof. Paper*, 282 D: 111-134.
- LEOPOLD, L.B., EMMETT, W.W. and MYRICK, M.R., 1966. Channels and hillslope processes in a semi-arid area. New Mexico, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 352 G: 193-253.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. and MILLER, J.D., 1964. *Fluvial processes in geomorphology*, Freeman and Company, San Francisco, 522 p.
- LYLES, L. and WOODRUFF, N.P., 1972. Boundary-layer flow structures effects on detachment of noncohesive particles. In Sedimentation, SHEN H.W. (Ed.), 2: 1-17.
- LI, Z. and KOMAR, P.D., 1986. Laboratory measurements of pivoting angles for applications to selective entrainment of gravel in a current, *Sedimentol.*, 33: 413-423.
- MC QUIVEY, R.S., 1973a. Principles and measuring techniques of turbulent characteristics in open-channel flows, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 802-A, 82 p.
- MC QUIVEY, R.S., 1973b. Summary of turbulence data from rivers, convergence channels and laboratory flumes, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 802-B, 66 p.
- MARTVALL, S. and NILSSON, G., 1972. *Experimental studies of meandering. The transport and deposition of material in curved channels*, UNGI Report 20, Uppsala, 100 p.
- MELAND, N. and NORRMAN, J.O., 1966. Transport velocities of single particles in bedload motion, *Geog. Ann.*, 48A: 165-182.
- MILLER, R.L. and BYRNE, R.J., 1966. The angle of repose for a single grain on a fixed rough bed, *Sedimentol.*, 6: 303-314.
- MILLER, M.C., MC CAVE, I.N. and KOMAR, P.D., 1977. Threshold of sediment motion under unidirectional currents, *Sedimentol.*, 24: 507-527.
- NADEN, P., 1987. An erosion criterion for gravel-bed-rivers, *Earth Surf. Processes and Landforms*, 12: 83-93.
- NEZU, I. and RODI, W., 1986. Open-channel flow measurements with a Laser Doppler Anemometer, *Am. Soc. Civ. Eng., J. Hydraul. Eng.*, 112 (5): 335-355.
- NOVAK, I., 1973. Predicting coarse sediment transport: the Hjulström curve revised. In Fluvial geomorphology, MORISAWA, M. (Ed.) SUNY Binghamton, Publication

- in geomorphology, 13-25.
- PERRY, A.E. and JOUBERT, P.N., 1963. Rough-wall boundary layers in adverse pressure gradients, *J. Fluid. Mech.*, 17: 193-221.
- PETIT, F., 1984. Les processus contrôlant l'évolution du tracé d'une rivière ardennaise, *Z. Geomorphol.*, Suppl. Bd 49: 95-109.
- PETIT, F., 1986. Channel development in two streams of contrasting bed-load and regime. In *International Geomorphology, Part I*, GARDINER, V., (Ed.) WILEY and Sons, 611-622.
- PETIT, F., 1987. The relationship between shear stress and the shaping of the bed of a pebble-loaded river (La Rulles - Ardenne), *Catena*, 14 (5) : 453-468.
- PETIT, F., 1988. Phénomènes influençant la mise en mouvement et le transport des particules en rivières naturelles, *Z. Geomorphol.*, 32 (3): 299-310.
- PETIT, F., 1989a. The evaluation of grain shear stress from experiments in a pebble-bedded flume, *Earth Surf. Processes and Landforms*, 14: 499-508.
- PETIT, F., 1989b. L'influence de la forme des cailloux en tant que facteur de résistance à l'érosion - Expériences en flume et observations en rivière naturelle, *Revue Géographie de Lyon* (sous presse).
- PETIT, F., 1989c. Evaluation of grain shear stresses required to initiate movement of particles in natural rivers, *Earth Surf. Processes and Landforms* (sous presse).
- PITLICK, J.C. and THORNE, C.R., 1987. Sediment supply, movement and storage in a instable gravel-bed river. In *Sediment transport in gravel-bed rivers*. THORNE C.R., BATHURST, J.C. and HEY, R.D. (Eds), 151-183.
- POESEN, J., 1987. Transport of rock fragments by rill flow - A field study, *Catena* Suppl. 8: 35-54.
- RAMETTE, M. and HEUZEL, M., 1962. Le Rhône à Lyon. Etude de l'entraînement des galets à l'aide de traceurs radioactifs, *La Houille Blanche*, 389-399.
- RAUWS, G., 1987. The initiation of rills on a plane beds of non-cohesive sediments. *Catena*, Suppl. 8: 107-118.
- REID, I. and FROSTICK, L.E., 1984. Particle interaction and its effect on the thresholds of initial and final bedload motion in coarse alluvial channels. In *Sedimentology of gravels and Conglomerates*, KOSTER E.H. & STEEL R. J. (Eds), *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir 10: 61-68.
- REID, I. and FROSTICK, L.E., 1986. Dynamics of bedload transport in Turkey brook, A coarse-grained alluvial channel, *Earth Surf. Processes and Landforms*, 11: 143-155.
- REID, I., FROSTICK, L.E. and LAYMAN, J.T., 1985. The incidence and nature of bedload transport during floods flows in coarse grained alluvial channels, *Earth Surf. Processes and Landforms*, 10 (1): 33-44.
- REID, I., LAYMAN, J.T. and FROSTICK, L.E., 1980. The continuous measurement of bedload discharge. *J. Hydraul. Research*, 18: 243-249.
- RICHARDS, K., 1982. *Rivers, form and process in alluvial channels*. Methuen, London, 358 p.
- ROBERT, A. and RICHARDS, K., 1989. Bedload transport and bed roughness properties in coarse-grained alluvial channels. (manuscrit communiqué par les auteurs).
- SAVINI, J. and BODHAINE, G.L., 1971. *Analysis of current-meter data at Columbia River gauging stations*, Washington and Oregon, *Wat. Supply Pap. U.S. Geol. Surv.*, 1869 F.
- SELLIN, R.M.J., 1969. *Flow in channels*. Mac Millan, St Martin's Press, 194 p.
- SIMONS, D.B. and SENTURK, F., 1977. *Sediment transport technology*, Water resources Publications, Fort Collins Colo., 807 p.
- SINGHAL, M.K., MOHAN, J. and AGRAWAL, A.K., 1980. Role of grain shear stress in sediment transport, *Irrigation and Power*, 37: 105-108.
- STERNBERG, R.W., 1971. Measurements of incipient motion of sediment particles in the marine environment, *Marine Geology*, 10: 113-119.
- THORNE, C.R. and LEWIN, J., 1979. Bank processes, bed material movement and planform development in a meandering river. In *Adjustments of the fluvial system*, RHODES D.D. & WILLIAMS, G.P. (Eds), Dubuque Iowa Kendall/Hunt Publ. Co., 117-155.
- TRICART, J., 1965. Observations sur le charriage des matériaux grossiers par les cours d'eau, *Revue Géom. Dyn.*, XII: 3-15.
- TRICART, J., 1977. *Précis de géomorphologie : géomorphologie dynamique générale* (tome 2), SEDES, Paris, 345 p.
- TRICART, J. et VOGT, H., 1967. Quelques aspects du transport des alluvions grossières et du façonnement des lits fluviaux, *Geog. Ann.*, 49A: 351-366.
- VANONI, V.A., 1975. (Ed.) *Sedimentation engineering. Manuals and reports on Engineering practice*, n° 54, *Am. Soc. Civ. Eng.*, 745 p.
- WIBERG, P.L. and SMITH, J.D., 1987. Calculations of the critical shear stress for motion of uniform and heterogeneous sediments, *Water Res.* 23 (8): 1471-1480.
- WILCOCK, D.N., 1967. Coarse bedload as a factor determining bed slope. Colloque sur la morphologie des rivières, Assemblée générale de Berne, *Assoc. Inter. Hydrol. Scient.*, 75: 143-150.
- YALIN, M.S., 1972. *Mechanics of sediment transport*. Pergamon Press, London, 290 p.
- YEN, C.L., 1970. Bed topography effect on flow in a meander, *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 105: 381-392.

