



## **ELEMENTS DE GEOMORPHOLOGIE FLUVIALE**

Cahier 2 : La granulométrie des cours d'eau (et sa mesure)



---

# CONTENU

---

CONTENU.....	3
1 RESUME.....	7
2 INTRODUCTION .....	9
3 CARACTERISER LES SEDIMENTS.....	10
3.1 Propriétés physiques.....	10
3.1.1 Les axes du grain .....	10
3.1.2 Classement par familles.....	10
3.1.3 Masse volumique et Porosité.....	11
3.1.4 Angle de repos et angle de friction interne.....	12
3.2 La courbe granulométrique.....	13
3.2.1 Définition .....	13
3.2.2 Quantiles et paramètres de dispersion .....	16
3.2.3 Quelques statistiques utiles .....	18
3.2.4 Modélisation de la courbe granulométrique .....	20
3.3 Evolution du profil granulométrique.....	23
3.3.1 L'Abrasion.....	23
3.3.2 Tri granulométrique .....	23
3.3.3 Surface et subsurface .....	25
4 LA MESURE .....	27
4.1 Technique par tamisage .....	27
4.2 Comptage de surface.....	29
4.2.1 Le principe .....	29

4.2.2	Prélèvement .....	29
4.2.3	Mesure et prise de notes.....	30
4.3	Surface ou subsurface ? .....	32
4.3.1	Une granulométrie pour quoi faire ? .....	32
4.3.2	Granulométrie de surface pour la Géomorphologie .....	33
4.3.3	Granulométrie de surface pour l'Hydraulique.....	33
4.3.4	Granulométrie de surface pour le Transport solide .....	33
4.3.5	Equivalence entre fréquence en nombre et en masse .....	35
4.4	Et également des méthodes « modernes ».....	36
4.4.1	Mesure par analyse d'images.....	36
4.4.2	Mesure directe des dimensions par MNT .....	36
5	OÙ MESURER ? .....	38
5.1	Choisir (le bon site).....	38
5.1.1	Quel est le fonctionnement hydro-sédimentaire de la zone d'étude ? .....	39
5.1.2	La section d'étude est-elle auto-formée dans ses alluvions? .....	40
5.1.3	La zone est-elle impactée (influence naturelle ou anthropique) ? .....	43
5.2	Analyser (le site choisi) .....	43
5.2.1	Comprendre la dynamique locale .....	44
5.2.2	Attention aux fins !.....	46
5.3	Echantillonner .....	48
5.3.1	Approche intégrée ou spatialisée ? .....	48
5.3.2	Cas où le comptage de surface est impossible.....	49
5.3.3	Les rivières larges .....	50
5.3.4	Les rivières confinées à bancs émergés .....	51



## Granulométrie des cours d'eau

---

6	CONCLUSION .....	53
7	ANNEXE .....	54
8	REFERENCES .....	55



## 1 RESUME

---

La granulométrie est un élément central dans l'étude de la morphodynamique fluviale. On ne peut espérer atteindre des résultats corrects sans une bonne connaissance de ce paramètre, ce qui peut, heureusement, s'obtenir par des campagnes de terrain ciblées et peu coûteuses.

Ce document passe en revue le b.a.b.a de ce qu'il faudrait connaître pour mettre en œuvre une mesure granulométrique en rivière : les caractéristiques de sédiments, les méthodes de mesure, les critères de choix des sites, et l'échantillonnage sur site.

Si les techniques sont relativement simples (prélèvement, mesure avec un gabarit, cumul en fréquence) leur application sur site n'est pas triviale. En général la difficulté consiste à trouver le bon compromis entre les moyens disponibles (chaque mesure peut durer 1heure), et la variabilité spatiale de la granulométrie sur site.

Il n'y a pas une méthode idéale qui s'appliquerait partout, sans ambiguïté, et la mesure comportera toujours une part de subjectivité, selon la façon dont l'opérateur va comprendre le cours d'eau et mettre en œuvre l'échantillonnage. Cependant, quelques règles communes peuvent permettre de réduire l'incertitude, et des suggestions ont été faites en ce sens; elles comprennent plusieurs étapes :

- 1) Choisir un site à partir d'une bonne compréhension de la morphodynamique du cours d'eau : une granulométrie locale résulte de tout ce qui s'est passé en amont sur la rivière ; il s'agit donc de prendre un peu de recul pour une analyse sommaire du cours d'eau en amont de la zone d'étude et d'identifier les tronçons homogènes, les singularités (zones d'apports...), les zones alluviales et non alluviales... Si l'objectif final est la modélisation du charriage, le (ou les) site(s) retenu(s) devront être auto-formés dans leurs alluvions.
- 2) Sur le (ou les) site(s) retenu(s), essayer de comprendre au mieux l'hydrodynamique locale par une lecture de l'emprunte granulométrique : la répartition spatiale des sédiments en fonction de leurs tailles est un très bon indicateur de la force des écoulements qui ont balayé la zone.
- 3) Positionner les transects de mesure en fonction de l'analyse de site





## 2 INTRODUCTION

---

Caractériser la granulométrie des sédiments d'une rivière revient à caractériser la taille des grains constituant le matériau en place. Cette information est centrale en géomorphologie fluviale, car elle est un indicateur direct de la dynamique sédimentaire, mais est aussi au cœur de tous les calculs qui pourront être réalisés.

Sa détermination est donc de première importance, et aucune étude digne de ce nom ne peut faire l'économie de la collecte de cette information.

On verra cependant dans ce document que l'exercice, s'il peut paraître simple d'un point de vue purement pratique (on collecte des cailloux et on les mesure), cache en réalité une vraie complexité. Premièrement les matériaux en place sont souvent associés à une très forte variabilité, à la fois à la surface du lit, mais également dans la couche en profondeur, ce qui nous ramène à la question suivante : où et quoi mesurer ? Ensuite les méthodes de mesure sont variées, n'imposent pas les mêmes contraintes, et ne donnent pas forcément les mêmes résultats. Alors comment procéder ?

Ce document revient sur les principales définitions relatives à la granulométrie des sédiments. Il rappelle ensuite brièvement les différentes méthodes, et une attention particulière est apportée à la méthode de comptage de Wolman [Wolman, 1954]. La variabilité associée à la granulométrie est décrite ; et enfin, quelques pistes sont proposées sur la façon d'appréhender un site et mettre en place une stratégie d'échantillonnage.

Ce qui suit doit être considéré comme un résumé « pratique » de ce qui est important à retenir sur le sujet pour la mise en œuvre d'une étude de géomorphologie fluviale. Il ne se substitue en rien aux documents exhaustifs dédiés à cette science [Bunte, 1992].

## 3 CARACTERISER LES SEDIMENTS

Cette partie rappelle les principales définitions et les concepts utilisés pour décrire la granulométrie des cours d'eau.

### 3.1 Propriétés physiques

#### 3.1.1 Les axes du grain

Qu'appelle-t-on le diamètre du grain  $D$  ? Si on considère un grain sphérique, la notion de diamètre ne pose pas de problème. Par contre, et comme c'est en général le cas, les grains sont de forme ovale (ou plus complexe), et on peut définir trois axes, comme illustré sur la Figure 1b.

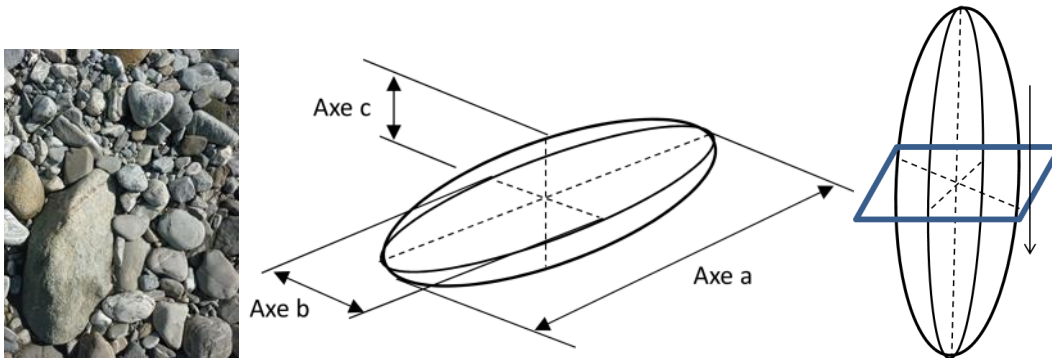


Figure 1: Les 3 axes du grain

L'axe « a » est le grain considéré dans sa longueur, l'axe « b » représente la largeur, et l'axe « c » correspond à la hauteur (ou l'aplatissement) du grain, avec :  $a > b > c$ . Dans la pratique c'est l'axe « b » qui nous concerne car il est la dimension limitante quand on fait passer le grain dans une maille de mesure (Figure 1c).

#### 3.1.2 Classement par familles

On distingue plusieurs familles de sédiments en fonction de la taille :

- Les silts :  $D < 0.02$  mm
- Les sables :  $0.02 < D < 2$  mm
- Les graviers :  $2 < D < 20$  mm
- Les cailloux :  $20 < D < 200$  mm
- Les blocs :  $D > 200$  mm

Mais en général les sédiments sont un mélange des différentes tailles. Par exemple le Tableau 1 présente la composition granulométrique mesurée pour les sédiments du lit de la rivière Big Wood, et on voit que toutes les familles sont représentées depuis les sables jusqu'aux blocs (on considère souvent toute la fraction fine dans un seul sous-groupe < 2 mm, sans distinction entre les silts et les sables).

D (mm) <sup>1</sup> appartient à la classe :	Notation: D (mm)	Fraction $f_i$	Cumul $\sum f_i$	Cumul en %
0-2 mm	2	0.070	0.070	7.0
2 – 4 mm	4	0.007	0.077	7.7
4 – 8 mm	8	0.013	0.090	9.0
8 – 16 mm	16	0.037	0.127	12.7
16 – 32 mm	32	0.067	0.193	19.3
32 – 64 mm	64	0.140	0.333	33.3
64 – 128 mm	128	0.213	0.547	54.7
128 – 256 mm	256	0.307	0.853	85.3
256 – 512 mm	512	0.100	0.953	95.3
412 – 1024 mm	1024	0.047	1.000	100

**Tableau 1: Composition granulométrique des sédiments de la rivière Big Wood**

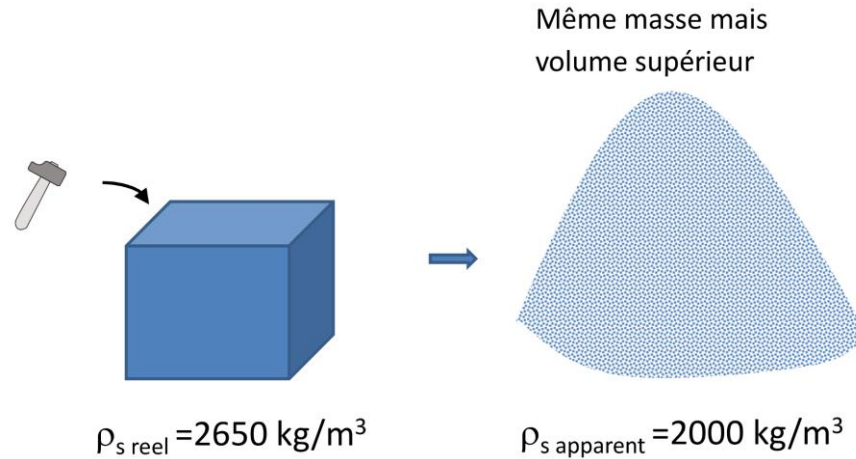
Comment lire ce tableau ? La première colonne indique la classe granulométrique concernée. En général cette colonne n'apparaît pas, mais est résumée par la colonne 2 : chaque classe est désignée par sa borne supérieure. La 3ème colonne indique, pour chaque classe, la fraction que représente cette classe dans le mélange sédimentaire : nombre de grain (ou masse) dans cette classe divisé par le nombre (ou masse) total de grain de l'échantillon. La 4ème colonne présente un cumul de ces fractions, avec bien sûr un total égal à 1. La dernière colonne donne la même chose mais en %.

### 3.1.3 Masse volumique et Porosité

La masse volumique  $\rho_s$  des sédiments naturels est entre 2500 et 2700 kg/m<sup>3</sup>. En général on considère 2650 kg/m<sup>3</sup> pour les calculs. On parle de masse volumique réelle  $\rho_{s, \text{réel}}$  lorsque qu'il s'agit d'un bloc uni, par contre dans les cours d'eau les sédiments sont sous forme granulaire, ce qui sous-entend l'existence de vides entre les grains : c'est la porosité  $p$ .

<sup>1</sup> Remarque importante sur les unités: on utilise généralement les **millimètres (mm)** pour les représentations graphiques. Par contre ces valeurs doivent impérativement être converties en **mètre (m)** pour utilisation dans les calculs.

On comprendra que la masse volumique d'1 m<sup>3</sup> de matériaux avec des vides sera inférieure à la masse de 1m<sup>3</sup> de matériau plein : on parle de masse volumique apparente  $\rho_{s\ app}= 2000\text{ kg/m}^3$ .



**Figure 2: Densité « réelle » et « apparente »**

**Attention :** c'est toujours la masse volumique réelle qui est utilisée dans les équations de transport. Il faut ensuite convertir les volumes calculés pour comparaison avec des volumes sur le terrain qui est environ 1.3 fois supérieur (ratio 2.65/2) :

$$\text{Volume déposé} = \frac{\rho_{s\ apparent}}{\rho_{s\ reel}} \text{Volume calculé} \quad (1)$$

La porosité se définit par :

$$p = \frac{\text{Volume des pores}}{\text{Volume total}} \quad (2)$$

Si on considère que dans 1 m<sup>3</sup> de sédiment, il y a 2000 Kg de matériau, et si on considère la masse volumique de ce dernier, cela veut dire que le matériau occupe réellement un volume égale à 2000/2650= 0.75 m<sup>3</sup>. Autrement dit il y a 0.25 m<sup>3</sup> de vide. On en déduit une porosité p=0.25 (25% de vide). En général, pour un matériau graveleux, on considère une porosité de l'ordre de 0.25 à 0.3.

### 3.1.4 Angle de repos et angle de friction interne

Lorsqu'on verse un sédiment sur une surface plane, il va former un tas qui va s'élever jusqu'à ce qu'on atteigne une pente maximum de stabilité  $\varphi$  à partir de laquelle les sédiments apportés vont glisser sur la surface du tas (Figure 3a). C'est « l'angle de repos » (ou « angle de talus naturel »). En général on considère  $\varphi=32^\circ$  pour un matériau naturel.

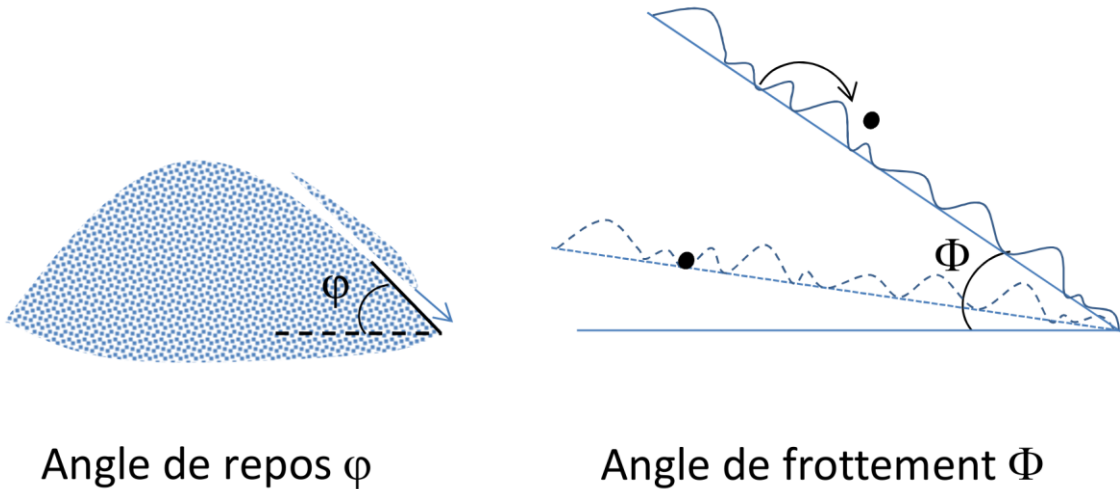


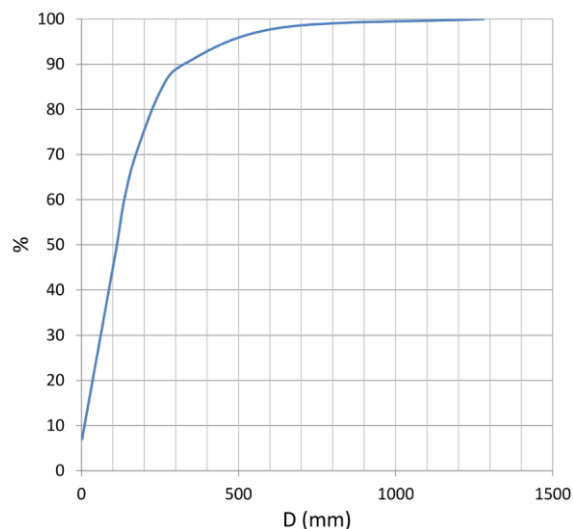
Figure 3: Angles de repos et de frottement

L'angle de frottement prend en compte l'influence de la rugosité locale sur l'angle de départ d'un grain initialement stable au sein de cette rugosité (Figure 3b). Sa valeur dépend de la taille du grain, de la hauteur des rugosités environnantes, et est supérieure à l'angle de repos. *Gregoretti et al* [2000] ont mesuré une valeur d'environ  $\Phi \approx 52^\circ$  au laboratoire sur des granulométries quasi uniformes ( $D \approx 20$  à  $30$  mm). *Buffington et al.* [1992] ont réalisé une étude détaillée à partir de placettes « naturelles » collectées sur le terrain et en ont déduit des valeurs moyennes de l'ordre  $\Phi \approx 50$ - $60^\circ$  avec par contre une forte variabilité autour de cette valeur (ils proposent une formulation pour calculer tous les quantiles, en fonction de la taille du grain et de la taille des rugosités).

## 3.2 La courbe granulométrique

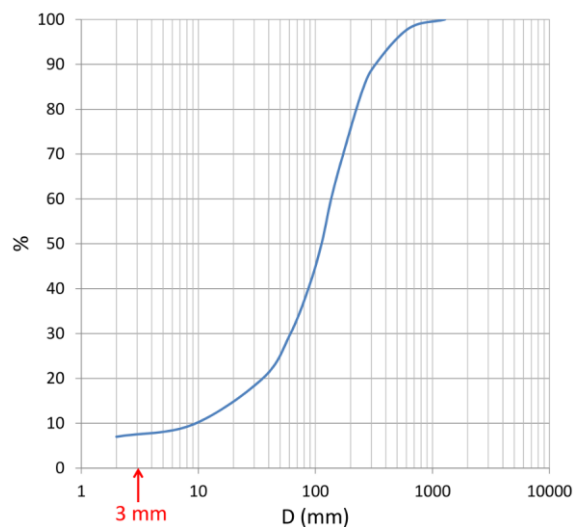
### 3.2.1 Définition

La courbe granulométrique représente en abscisse les diamètres des sédiments et en ordonnée le pourcentage cumulé de ces diamètres dans l'échantillon. Par exemple les valeurs du Tableau 1 sont tracées sur la Figure 4.



**Figure 4: Exemple de courbe granulométrique**

On constate que la courbe est « écrasée » du côté des fractions fines : par exemple si on essaye de lire le % correspondant à un diamètre de 3mm par exemple, l'incertitude sur la lecture est forte. Une astuce généralement utilisée pour rendre ces valeurs lisibles consiste à « étirer » l'axe, en remplaçant la distance entre deux valeurs par le logarithme<sup>2</sup> de cette distance (Figure 5).



**Figure 5: Exemple de courbe granulométrique, avec échelle logarithmique en abscisse**

Ce mode de représentation fait apparaître plus clairement les valeurs faibles, pour lesquelles la lecture devient beaucoup plus précise : par exemple la lecture du 3mm devient aisée dans ce cas.

<sup>2</sup> L'opérateur logarithme noté LOG est tel que LOG(1)=0, LOG(10)=1, LOG(100)=2, LOG(1000)=3 ; ...

Cependant si l'échelle logarithmique rend aisé la lecture des valeurs faibles elle écrase certaines parties de l'axe, au détriment d'autres valeurs de diamètre qui ne sont plus lisibles (par exemple il est impossible de lire avec précision le diamètre  $D=92$  mm sur la Figure 5). Il n'est pas possible non plus d'utiliser un décimètre pour mesurer directement sur l'axe des abscisses.

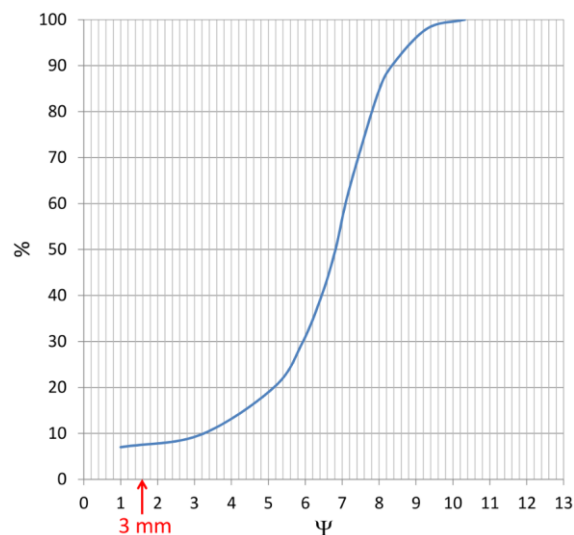
C'est pourquoi il est pratique de conserver la graduation arithmétique, mais de remplacer les valeurs métriques du diamètre par sa valeur logarithmique. Classiquement, ce n'est pas directement le  $\text{LOG}(D)$  qui est utilisé mais le paramètre  $\psi^3$  qui est tel que<sup>4</sup> :

$$\Psi = \frac{\text{LOG}(D)}{\text{LOG}(2)} \quad (3)$$

soit :

$$D \text{ (mm)} = 2^\Psi \quad (4)$$

La Figure 6 est une autre version des Figure 4 et Figure 5, avec  $\Psi$  en abscisse. Cette fois on peut facilement mesurer toutes les valeurs en abscisse puis les retransformer en diamètre (en mm) avec l'équation précédente (par exemple  $\Psi=1.6$  pour  $D=2^{1.6}=3\text{mm}$ ).



**Figure 6: Transformation des diamètres en paramètre  $\Psi$**

<sup>3</sup> A l'origine un terme  $\Phi=-\Psi$  avait été introduit pour décrire les matériaux fins; en rivières à matériaux grossiers  $\Psi$  s'est avéré plus pratique car la transformation logarithmique donne des valeurs positive contrairement à  $\Phi$ .

<sup>4</sup> On peut aussi utiliser le logarithme népérien LN sur la machine

L'avantage d'utiliser  $\Psi$  au lieu d'un simple LOG, c'est qu'il permet une description détaillée de la gamme qui nous intéresse (un LOG augmenterait trop rapidement les diamètres quand  $\Psi$  augmente) et par ailleurs, il permet une description géométrique de la granulométrie (comme on peut le voir dans le tableau suivant, à chaque incrément de  $\Psi=1$  on double la taille de D en mm).

$\Psi$	D (mm)	$\Psi$	D (mm)
1	2	0.5	1.4
2	4	1	2.0
3	8	1.5	2.8
4	16	2	4.0
5	32	2.5	5.6
6	64	3	8.0
7	128	3.5	11
8	256	4	16
9	512	4.5	23
10	1024	5	32
		5.5	45
		6	64
		6.5	91
		7	128
		7.5	181
		8	256
		8.5	362
		9	512

**Tableau 2: Correspondance entre valeurs métriques D(mm) et  $\Psi$**

Le Tableau 2 présente la conversion en diamètres (mm) pour des intervalles incrémentés en  $\Psi$  et en  $0.5\Psi$ . Ces valeurs de diamètres sont très importantes car ce sont celles qui sont utilisées comme référence dans toutes les mesures de la granulométrie sur le terrain, comme on le verra plus loin.

On note souvent  $F_s$  la fraction de sable.

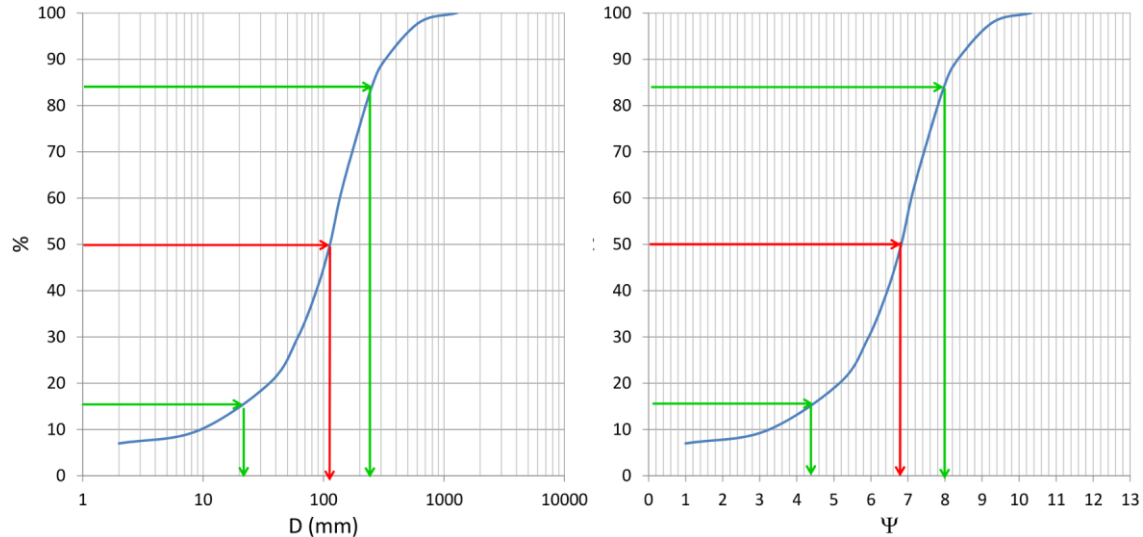
### 3.2.2 Quantiles et paramètres de dispersion

Comment utiliser la courbe granulométrique? On peut y lire les différents quantiles ; si on reprend l'exemple précédent, la flèche rouge sur la Figure 7 indique la valeur du diamètre tel que 50% ont une taille inférieure à ce diamètre. C'est le diamètre médian, noté  $D_{50}$ .

D'une façon générale, on notera  $D_x$  le diamètre tel que que x% des sédiments ont une taille inférieure à  $D_x$ . En plus du diamètre médian  $D_{50}$  il est fréquent de décrire la courbe granulométrique par ses



diamètres  $D_{16}$  (représentatif de la fraction fine) et  $D_{84}$  (représentatif de la fraction grossière)<sup>5</sup>, c'est-à-dire respectivement, pour lesquels 16% et 84% des sédiments du mélange ont une taille inférieure.



**Figure 7: Lecture sur la courbe granulométrique**

Avec l'échelle logarithmique il est difficile de lire avec exactitude ces valeurs. On devine sur la figure de gauche (flèches vertes) que  $D_{16} \approx 20$  mm,  $D_{50} \approx 110$  mm et  $D_{84} \approx 240$  mm. Sur la figure de droite on peut lire plus précisément :

$$\Psi_{16} = 4.4 \text{ soit } D_{16} = 2^{4.4} = 21.1 \text{ mm}$$

$$\Psi_{50} = 6.8 \text{ soit } D_{50} = 2^{6.8} = 111.4 \text{ mm}$$

$$\Psi_{84} = 6.8 \text{ soit } D_{84} = 2^8 = 256 \text{ mm}$$

Les diamètres  $D_{16}$ ,  $D_{50}$  et  $D_{84}$  Ces quantiles sont souvent utilisés pour calculer des paramètres de dispersion, afin de caractériser « l'étendue » de la courbe granulométrique ; de nombreux paramètres ont été proposés (voir [Bunte and Abt, 2001] p58), comme par exemple:

$$\sigma = \sqrt{\frac{D_{84}}{D_{16}}} \quad (5)$$

ou

$$\sigma = 0.5 \left( \frac{D_{84}}{D_{50}} + \frac{D_{50}}{D_{16}} \right) \quad (6)$$

<sup>5</sup>  $D_{16}$  et  $D_{84}$  correspondent approximativement aux points d'inflexion de la courbe et à  $\pm 1$  fois l'écart type si la distribution suit une loi log-normale.

Le matériau est dit « uniforme » quand la courbe est « resserrée » ( $s \rightarrow 1$ , les grains ont des tailles similaires). On trouve souvent ces matériaux au laboratoire. Sur le terrain, les matériaux ont généralement une granulométrie étendue ( $s > 2$ ).



Figure 8: Granulométries uniforme (à gauche) et étendue (à droite)

### 3.2.3 Quelques statistiques utiles

La Figure 9 présente plus d'une centaine de courbes granulométriques publiées dans la littérature scientifique [Recking, 2013a]. On voit qu'il existe des similitudes de forme, au moins pour les rivières à graviers.

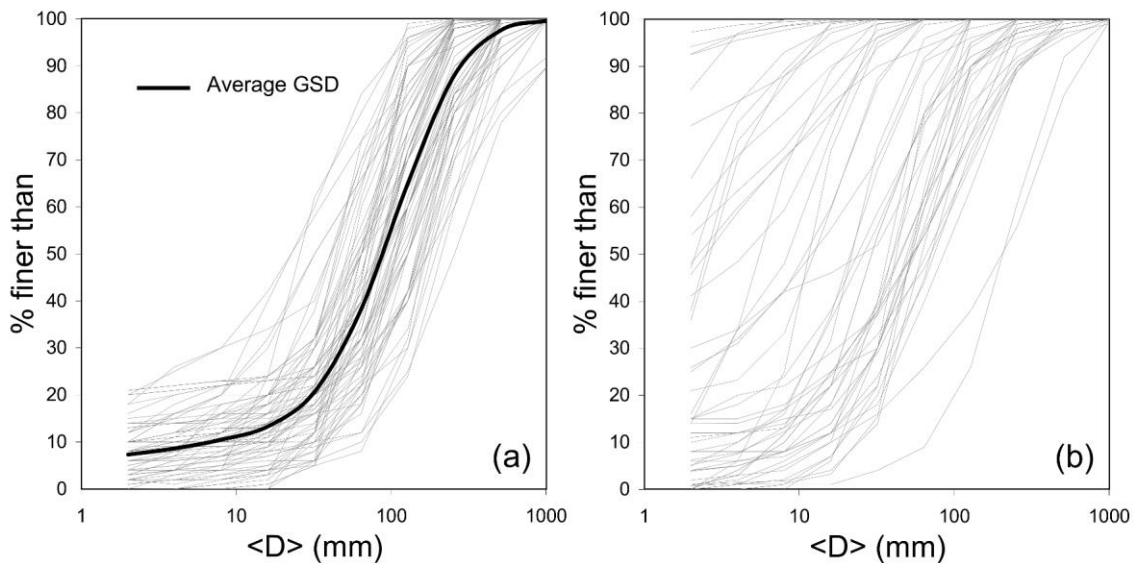
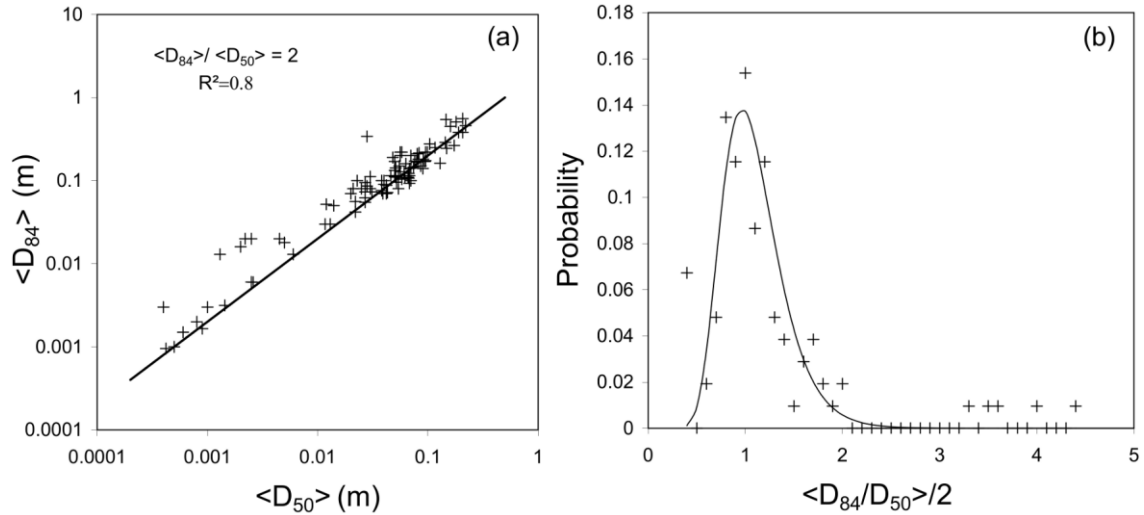


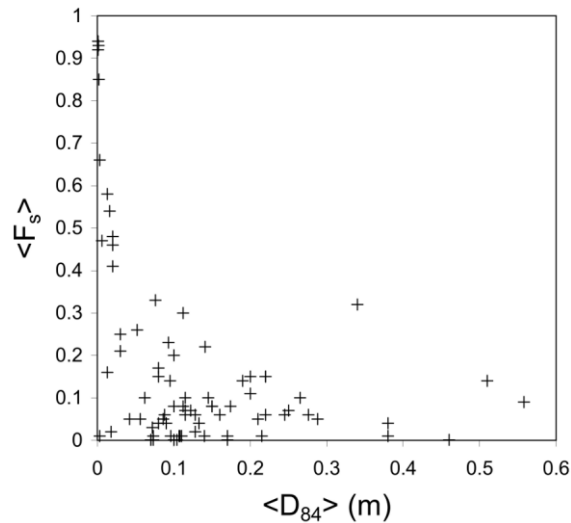
Figure 9: Courbes granulométriques de la littérature a) 78 rivières à graviers uniquement b) 43 rivières à gravier ou à sable [Recking, 2013a]

L'analyse statistique de 170 cours d'eau a permis de caractériser des tendances. Par exemple on constate que le ratio  $D_{84}/D_{50}$  vaut approximativement 2.



**Figure 10: Analyse statistique du ratio  $D_{84}/D_{50}$  pour 170 cours d'eau [Recking, 2013a]**

De la même façon on montre que  $D_{90}/D_{84} \approx 1.3$  [Rickenmann and Recking, 2011] et que la teneur en sable  $F_s$  décroît très rapidement à moins de 10% pour les rivières à graviers.



**Figure 11: Evolution de la teneur en sable  $F_s$  en fonction du  $D_{84}$  du mélange**

## 3.2.4 Modélisation de la courbe granulométrique

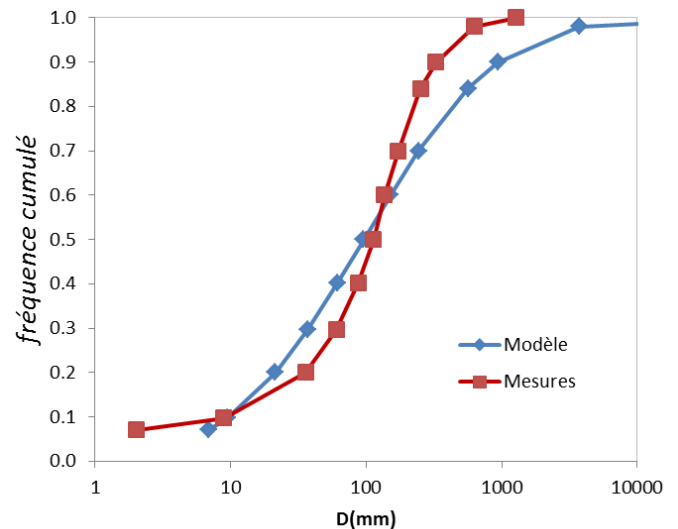
Il peut être utile (pour les calculs, pour le laboratoire, pour une estimation des quantiles) de modéliser la courbe granulométrique lorsqu'on ne dispose que de quelques informations sommaires (comme par exemple une estimation du diamètre médian  $D_{50}$ ).

La façon la plus simple est certainement d'assimiler la courbe granulométrique à une distribution log-normale, dont la fonction de densité s'écrit :

$$f(D) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma D} \exp\left[-\frac{(\ln D - \mu)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (7)$$

Où  $\mu$  et  $\sigma$  sont la moyenne et l'écart type de de  $\ln D$  respectivement. On peut facilement tester cet ajustement sur un échantillon, sous excel par exemple en utilisant la fonction `LOI.LOGNORMALE.INVERSE.N( $f_i$ ;  $\mu$ ;  $\sigma$ )`, où  $f_i$  est la fréquence cumulée correspondant au diamètre  $D_i$  (varie 0 et 1). Appliqué à l'exemple du Tableau 1 cela donne  $\mu=4.56$  et  $\sigma=1.78$  et:

$D_i$	$f_i$	$\ln(D_i)$	Dcal
2.0	0.070	0.69	6.9
8.9	0.097	2.19	9.4
35.6	0.200	3.57	21.4
60.4	0.296	4.10	36.9
87.4	0.401	4.47	61.1
113.0	0.500	4.73	95.7
136.4	0.600	4.92	150.4
173.0	0.700	5.15	243.8
251.0	0.840	5.53	563.7
326.3	0.900	5.79	940.6
627.5	0.980	6.44	3727.6
1280.1	1.000	7.15	72627.9



**Figure 12: Modélisation de la courbe granulométrique de l'exemple du Tableau 1 avec une loi lognormale.**

En réalité, si l'hypothèse d'une loi log normale est une hypothèse de travail très pratique, dans la réalité les courbes sont très dysimétriques et s'en écartent vers les granulométries fines et grossières.

Un autre modèle basé sur une analyse en similitude de plus de 140 courbes a également été proposé [Recking, 2013a] et est présenté au Tableau 3. Il réduit la courbe granulométrique à 3 paramètres : le  $D_{50}$ , le ratio  $D_{84}/D_{50}$ , et la teneur en sable  $F_s$  (s'il n'y a pas de sable, donner le plus petit diamètre de la courbe  $D_m$ ).

Class	$i$ (%)	$D_i$ (mm)	$C_n$
1	$100F_s$	$D_{min} (\geq 2\text{mm})$	-
2			16
3	$\frac{50-100F_s}{C_n} + 100F_s$	$\frac{D_{50} - D_{min}}{C_n} + D_{min}$	3.3
4			1.9
5			1.3
6	50	$D_{50}$	-
7	60	$\frac{D_{84} - D_{50}}{C_n} + D_{50}$	5.9
8	70		2.3
9	84	$D_{84}$	-
10	90		1.3
11	98	$C_n D_{84}$	2.5
12	100		5.1

**Tableau 3: Modèle de courbe granulométrique. Les données d'entrée sont la teneur en sable  $F_s$  (ou le diamètre  $D_m$  minimum si  $> 2\text{mm}$ ),  $D_{50}$  et  $D_{84}/D_{50}$**

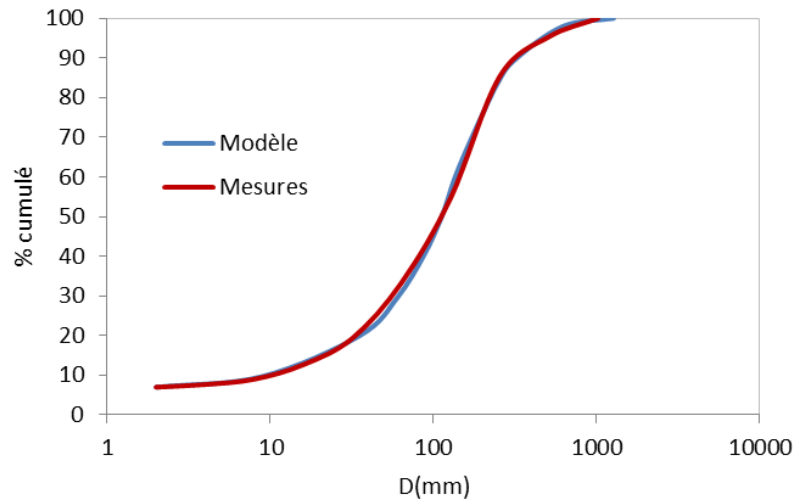
Comment utiliser ce modèle ?

- La courbe est décomposée la courbe en 12 classes (colonne 1).
- La colonne 2 donne le pourcentage cumulé de chaque classe granulométrique : il est soit indiqué, fixe, soit calculé à partir du coefficient  $C_n$  donné ne colonne 4.

La colonne 3 donne les diamètres délimitant la borne supérieure de chaque classe : sauf pour  $D_m$  (par défaut 2mm),  $D_{50}$ , et  $D_{84}$  (qui sont les données d'entrée) , ces valeurs se calculent à partir du coefficient  $C_n$  de la colonne 4.

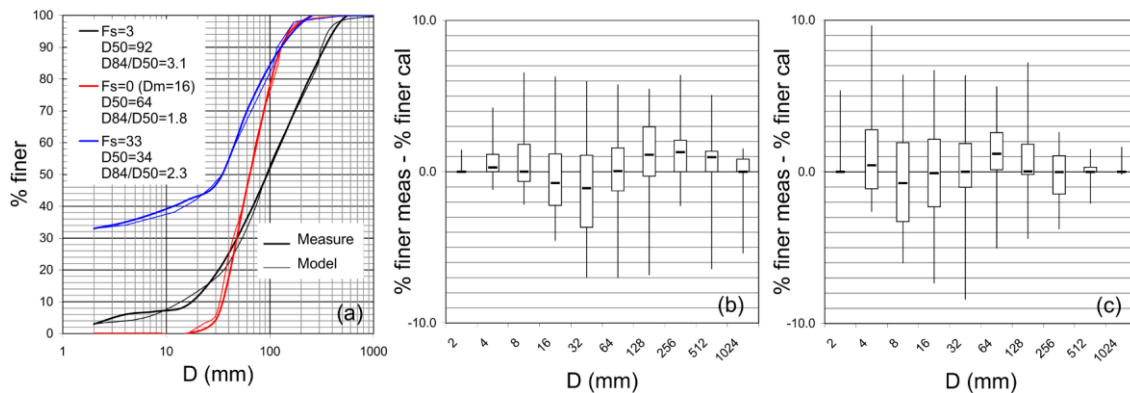
Le modèle est très facilement écrit sous excel ; appliqué à l'exemple du tableau Tableau 1, cela donne avec  $F_s=0.07$ ,  $D_{50}=111.4\text{mm}$  et  $D_{84}/D_{50} = 2.3$  :

Classe	$f_i(\%)$	$D_i$
1	7	2
2	10	9
3	20	36
4	30	60
5	40	87
6	50	113
7	60	136
8	70	173
9	84	251
10	90	326
11	98	628
12	100	1280



**Figure 13: Modélisation de la courbe granulométrique de l'exemple du Tableau 1 avec le modèle en similitude [Recking, 2013a].**

Ce modèle est très souple et s'adapte à à peu près toutes les formes de courbes granulométriques, comme le montre la Figure 14 où la comparaison avec les courbes granulométriques de la Figure 9 fait apparaître des erreurs faibles, de l'ordre de quelques % tout au plus, quelle que soit la fraction considérée.



**Figure 14: Modélisation de la courbe granulométrique ; a) comparaison du modèle avec 3 courbes granulométriques et différence entre les valeurs calculées et mesurées pour b) les 78 GSD de la Figure 9a et c) les 43 GSD de la Figure 9b**

L'intérêt de ce modèle est qu'on peut facilement construire une courbe très réaliste à partir juste d'une estimation du  $D_{50}$ , si on utilise les valeurs statistiques rappelées plus haut ( $D_{84}/D_{50}=2$  et  $F_s=0.1$ ).

## 3.3 Evolution du profil granulométrique

### 3.3.1 L'Abrasion

L'abrasion est un processus au cours duquel les particules transportées dans la couche charriée se fragmentent sous l'effet des chocs. Combiné avec le tri granulométrique dans le sens de l'écoulement (voir ci-après) il est responsable d'un affinage du profil granulométrique vers l'aval. Ce mécanisme est très puissant et ne doit pas être négligé.

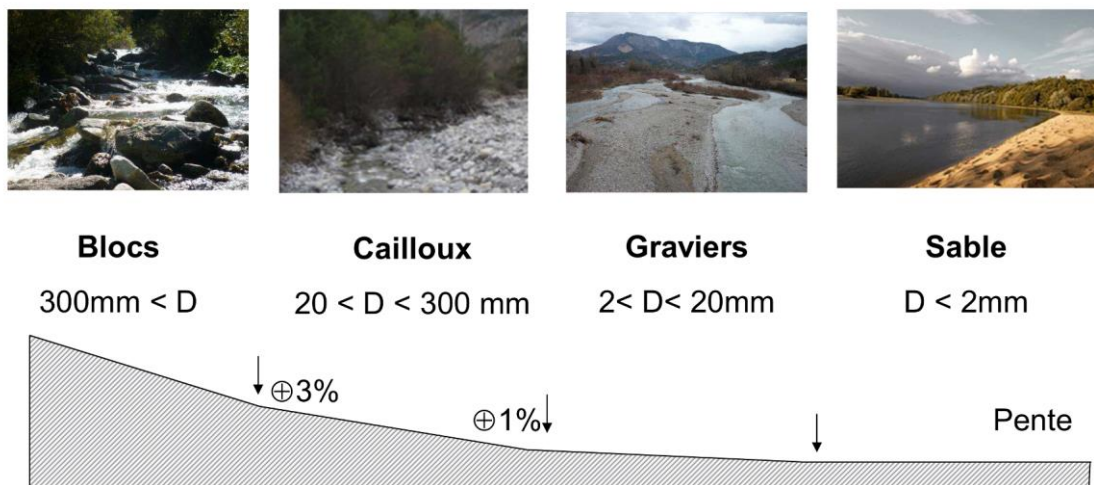
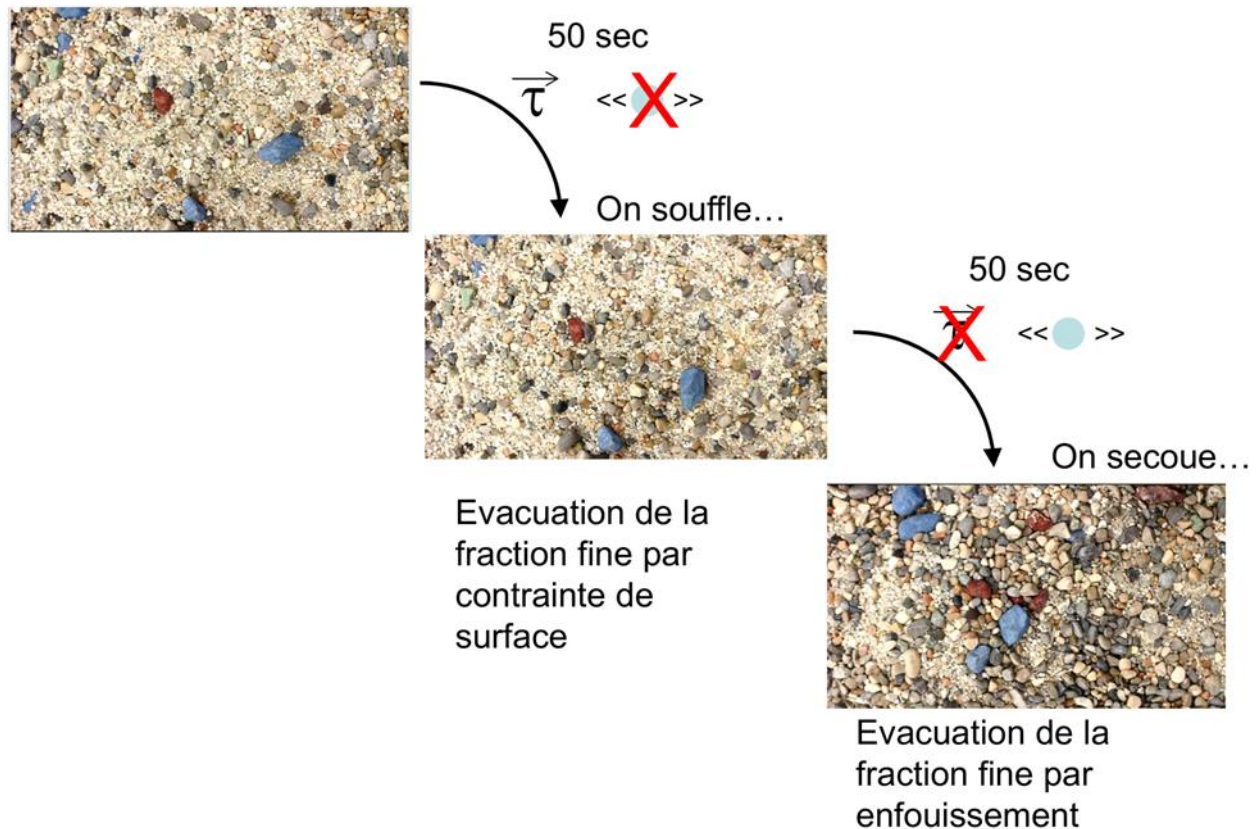


Figure 15: Evolution de la granulométrie des cours d'eau d'amont en aval

Il est à noter que si l'abrasion est responsable d'une évolution lente du profil granulométrique, un affinement plus « brutal » n'est pas à exclure en aval d'apports exogènes (depuis un affluent par exemple).

### 3.3.2 Tri granulométrique

Si on met un mélange sédimentaire dans une boîte et qu'on secoue cette boîte on va rapidement voir les sédiments les plus fins disparaître de la surface, laissant la place à une couche grossière.



**Figure 16: Expérience de tri granulométrique avec formation d'une granulométrie grossière à la surface du lit**

La même chose se produit lorsque les sédiments sont mobiles au sein de l'écoulement. Le mélange va naturellement produire un tri sélectif en surface mais aussi dans la masse:

- Infiltration des particules fines par gravité au sein des particules grossières inertes
- Transport sélectif des particules les plus fines par le courant
- Tri cinétique très efficace d'enfouissement des particules fines lorsque la fraction grossière est mobile

Ce phénomène de tri est complexe et est largement responsable de la morphodynamique. Par exemple contrairement à ce qu'on pourrait imaginer, les particules les plus fines ne sont pas forcément les plus mobiles, si elles sont protégées du courant par les sédiments grossiers environnants. Par ailleurs l'élimination de la fraction fine en surface crée ce qu'on appelle une « armure ».

L'**armure** est donc la résultante d'un processus naturel de tri, et est la manifestation d'une mobilité sédimentaire. Il faudra la distinguer du **pavage**, qui se caractérise également par la présence d'une



couche de sédiments grossiers en surface, mais qui est totalement immobile lors des crues, et résultant le plus souvent d'une érosion du lit suite à un déséquilibre (souvent anthropique).



**Figure 17: a) armure (l'Ain) et b) Pavage (sur la Sandre)**

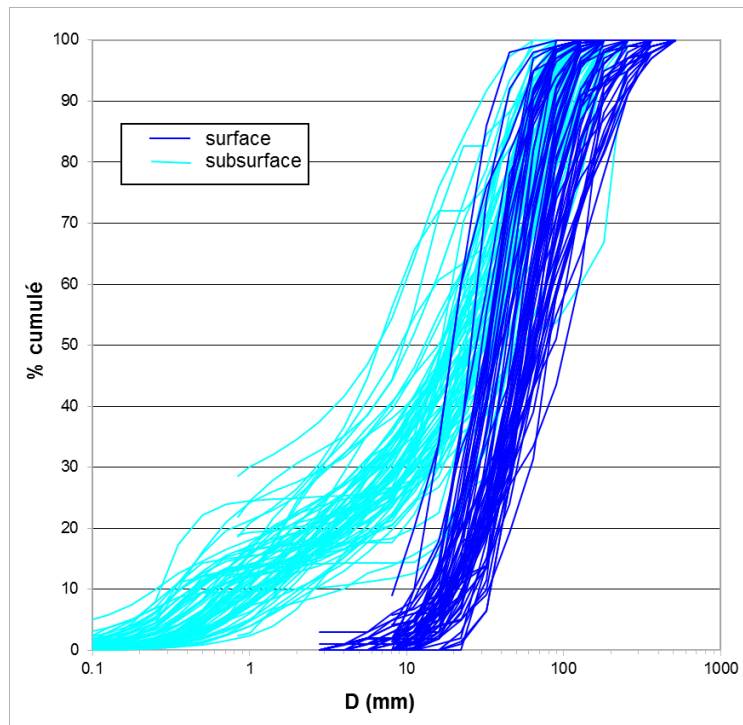
Sur le terrain on pourra facilement distinguer les deux visuellement et en déplaçant les graviers avec les pieds ; l'armure est constituée de graviers propres et mobiles, alors que le pavage est constitué de grains bien imbriqués et souvent recouverts d'une patine ou de mousse.

### 3.3.3 Surface et subsurface

Le tri granulométrique est responsable de la formation d'une couche de surface grossière appelée armure. On distinguera donc les sédiments présents à la surface du lit, des sédiments présents dans l'épaisseur du lit, appelée subsurface. L'épaisseur de l'armure est en ordre de grandeur celle des plus gros éléments en présence [Pitlick *et al.*, 2008].



**Figure 18: Coupe dans un lit sédimentaire montrant la couche grossière de surface (armure) et les sédiments plus fins situés en dessous**



**Figure 19: Courbes granulométriques mesurées en surface et subsurface de 105 sections de cours d'eau [Pitlick et al., 2008]**

Le degré d'armurage est souvent décrit par le ratio entre le diamètre médian de la surface et de la subsurface :

$$\text{Ratio d'armurage} = D_{50} / D_{50s}$$

*Pitlick et al.* [2008] ont analysé les données collectées sur 105 sites couvrant les gammes suivantes : bassins versant [3 - 300 km<sup>2</sup>], pentes [0.03 - 7%], largeurs [2 - 200m], D84 [31-264mm], D50 [20-102mm]. La Figure 19 présente les courbes granulométriques mesurées et indique que les courbes de la subsurface et de la surface se rejoignent pour les fractions grossières (autrement dit, les sédiments grossiers de la surface sont bien présents dans la subsurface, mais en proportions moindres).

## 4 LA MESURE

Deux méthodes sont classiquement utilisées pour caractériser la granulométrie des cours d'eau : tamissage et pesée d'un volume prélevé dans la masse sédimentaire, ou comptage à partir d'un prélèvement aléatoire d'un nombre restreint et fini de particules prélevés en surface.

### 4.1 Technique par tamissage

Mesurer une granulométrie consiste d'abord à séparer les grains du mélange sédimentaire par classe de taille. Cela se fait au laboratoire grâce à des tamis, empilés par taille de maille décroissante. L'échantillon est déposé dans le tamis du haut (taille de maille la plus grosse), et le tout est secoué afin de faire descendre les grains du mélange, qui sont piégés au cours de la descente dans chaque tamis en fonction de leur taille (Figure 21).



**Figure 20: Tamis et colonne de tamis sur plaque vibrante**

Dans un deuxième temps chaque classe est pesée et on calcul son pourcentage dans l'échantillon.

La méthode au tamis est particulièrement bien adaptée à la mesure de la fraction très fine (car on dispose d'une large gamme de taille de mailles allant de quelques microns à plusieurs mm) ; par contre elle est lourde à mettre en œuvre et nécessite la plupart du temps de ramener les échantillons au laboratoire.

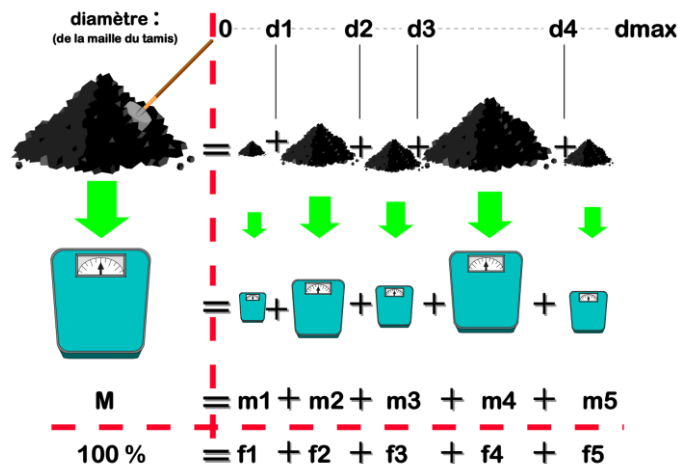


Figure 21: Principe de la décomposition par classes de taille de grain et pesée

[Church *et al.*, 1987] ont montré que pour être statistiquement représentatif, l'échantillon doit être tel que **le caillou le plus gros dans l'échantillon ne doit pas représenter plus de 5% du poids de l'échantillon**. Cela veut dire par exemple que si on a un caillou de 5kg, le poids total de l'échantillon devrait être de 100kg, soit 0.05 m<sup>3</sup> (50l). On comprend que la technique peut vite devenir laborieuse si on doit échantillonner un grand nombre de placettes, qui plus est si on veut tamiser au laboratoire. Cela est particulièrement vrai en morphodynamique fluviale, où on s'intéresse souvent aux fractions grossières de surface, et on cherche également à faire un grand nombre de mesures afin de palier à la forte variabilité naturelle du milieu.

La technique de prélèvement dans la masse et tamisage sera donc plutôt à réserver à l'échantillonnage de la sub-surface. Elle sera aussi à privilégier lorsque le cours d'eau n'est pas praticable à pied (du fait de la profondeur) et que les sédiments ne peuvent être prélevés que par préleveurs depuis un bateau.

Pour les rivières où la granulométrie est accessible à pied soit directement dans le cours d'eau ou sur les bancs exondés, des méthodes simplifiées basées sur un comptage visuel ont été proposées pour caractériser la granulométrie de surface.



Figure 22: Prélèvement dans un affleurement (sub-surface) pour tamisage

## 4.2 Comptage de surface

Pour pallier à la difficulté de tamiser de gros volumes des protocoles simplifiés ont été proposés pour caractériser la granulométrie de surface.

### 4.2.1 Le principe

Le protocole [Wolman, 1954] est applicable pour les cours où les sédiments sont accessibles à pied, soit directement dans l'écoulement à l'étiage (faibles vitesses et profondeurs), soit sur des bancs exondés. Le principe consiste à prélever de façon aléatoire un certain nombre de particules sur la surface à étudier, et à mesurer leur axe  $b$ . Quel est ce « certain nombre » ? Wolman avait préconisé un minimum de 100 particules, nombre qui est encore aujourd'hui très largement considéré. Cependant des analyses plus récentes [Rice and Church, 1996] ont montré qu'il faudrait en fait au moins 400 particules pour avoir une erreur de  $\pm 10\%$  sur le  $D_{50}$  (à noter que l'incertitude reste toujours plus forte sur les queues de distributions).

### 4.2.2 Prélèvement

L'intervalle entre deux prélèvements doit être au minimum une fois (voire 2 fois) la taille des particules les plus grosses pour éviter de compter plusieurs fois les mêmes particules.

Le prélèvement doit être réalisé quelle que soit la taille de la particule : pour les particules les plus fines, on ne les élimine pas du comptage, mais on les comptabilisera dans la classe « < 2mm ». On parle alors de courbe « non tronquée ». Dans beaucoup d'études et publications, la courbe est tronquée (parfois à 4mm), ce qui est une perte d'information considérable car la fraction fine est une composante importante du lit sédimentaire et de ce qui pourra être transporté.

Le prélèvement des particules ne doit en aucun cas être influencé par notre perception (par exemple, lorsqu'on a le choix entre deux particules voisines, on pourrait chercher sans s'en rendre compte à éviter

les blocs par commodité). Pour cela il faut éviter de regarder le lit au moment du prélèvement, soit prélever selon des marqueurs préétablis ; plusieurs méthodes ont été proposées.

En cas de prélèvement purement aléatoire sur une surface donnée on le fera à intervalle de pas réguliers, en pointant de l'index (sans regarder le sol !) et prélevant la particule qui se trouve directement au bout du pied.

Mais en général le prélèvement se fait selon un transect pré-établi dans une direction donnée, soit par la méthode rappelée ci-dessus, soit en alignant un mètre ruban et en prélevant la particule située immédiatement, et de façon systématique, sous les graduations considérées tous les 50 cm ou tous les mètres. Le prélèvement peut aussi se faire plaquant une grille sur la surface à étudier et en prélevant à chaque intersection de la grille. Pour finir, une méthode (peu utilisée) consiste à prélever l'intégralité des sédiments présents sur une petite surface étalon donnée (0.1 à 1 m<sup>2</sup>), par exemple à l'aide d'un adhésif.



**Figure 23: Prélèvement sous un mètre ruban**

On considèrera dans la suite le prélèvement par transect au mètre ruban, le plus facilement mis en œuvre (et du coup le plus utilisé).

### 4.2.3 Mesure et prise de notes

Lorsqu'une particule est prélevée, on mesure son axe b avec un gabarit (« gravelometer »), constitué d'une plaque où sont découpés les tailles à intervalle 0.5 $\Psi$  ou  $\Psi$  ( 2, 4, 8, 16, 32mm... tel que donné au Tableau 2). Le plan du gabarit standard est donné en annexe (à faire découper dans une plaque aluminium).

Pour les particules grossières, la plus grosse taille d'ouverture sur le gabarit standard est 181mm. On notera toutefois que le petit côté du cadre mesure 280mm et le grand côté 380mm. Ces dimensions peuvent servir de repère pour estimer les particules les plus grossières. Au-delà de 380 mm, on estimera la taille des particules avec un décimètre.

En général il faut être deux pour réaliser cette opération (un qui prélève et un qui note), qui nécessite de 30 minutes à 1heure (avec la mise en chantier). Afin d'optimiser le temps de mesure, il faut un système efficace d'enregistrement de la donnée, et en particulier pour prélever exactement le nombre de particules voulu. Pour cela on utilise le double comptage. Sur la fiche de mesure, on notera :

- toutes les informations générales sur le site de prélèvement et sur les choix qui ont été retenus pour la stratégie de prélèvement aléatoire (voir paragraphe suivant).
- Les diamètres du gabarit, listés en colonne (un par ligne) du plus gros (classe « >512mm ») au plus petit (classe « <2mm »)
- Une dernière ligne totalisatrice servira à comptabiliser le total prélevé



**Figure 24: Mesure de l'axe b avec un gabarit**

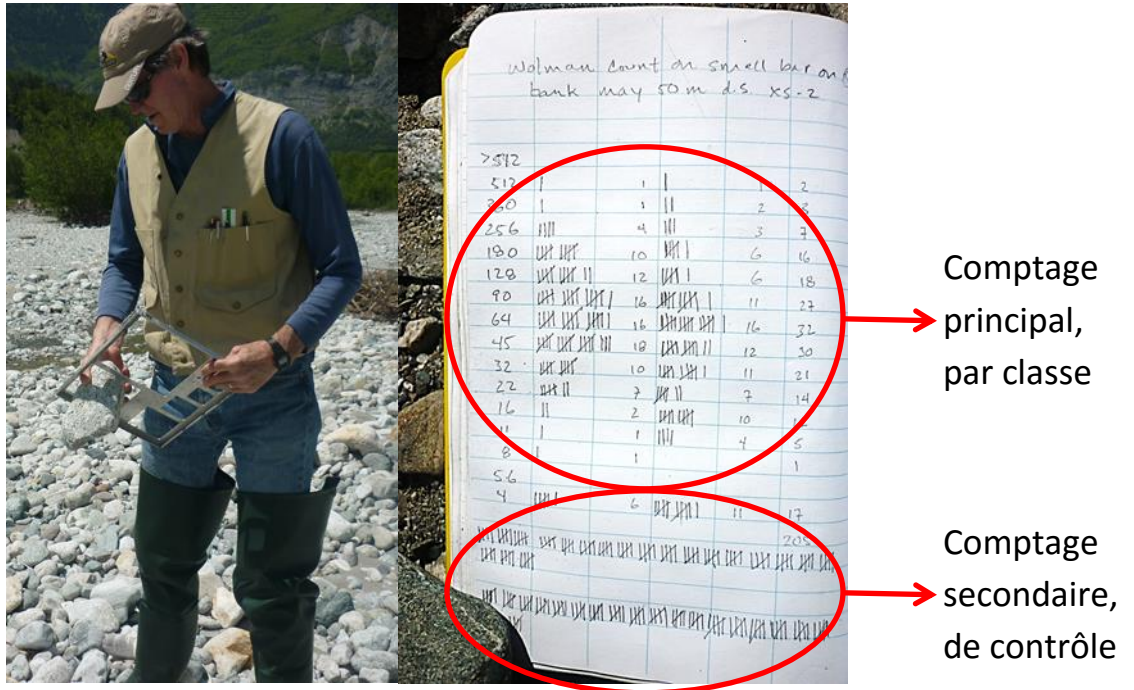


Figure 25: La mesure et le double comptage

A chaque fois qu'une particule est mesurée, on notera deux marques sur la fiche :

- Une marque sur la ligne correspondant au diamètre mesuré
- Une marque sur la ligne totalisatrice, où les marques seront regroupées par nombre de 5 selon un motif facilement lisible (exemple : IIIII ou HHH ou ☐) ce qui permettra sur un rapide coup d'œil de particules prélevées .

## 4.3 Surface ou subsurface ?

### 4.3.1 Une granulométrie pour quoi faire ?

Dans le cadre de ce cours, il y a au moins trois raisons qui peuvent justifier de la nécessité d'une courbe granulométrique :

- Géomorphologique : l'évolution longitudinale de la granulométrie peut servir de proxy pour l'évolution amont aval de la morphologie du cours d'eau et des processus associés (abrasion, tri...)
- Hydraulique : la granulométrie peut être un proxy de rugosité de surface utilisé dans les lois de frottement



- Transport solide : Le calcul de transport solide ne peut se faire que pour une granulométrie donnée

Le choix du matériau à échantillonner devrait être guidé par ces objectifs. Cependant comme souligné au chapitre précédent, mesurer la subsurface est compliquée et coûteuse, et en pratique on mesurera le plus souvent la surface avec la méthode de comptage de Wolman. Une granulométrie de surface répond-elle cependant aux objectifs, selon les principales questions identifiées plus haut ?

### 4.3.2 Granulométrie de surface pour la Géomorphologie

Les travaux de *Pitlick et al.* [2008] suggèrent que la granulométrie de surface est un bon proxy de l'évolution morphologique des cours d'eau, mais que la granulométrie de subsurface reste néanmoins une information intéressante, si par exemple on veut évaluer le tri vertical, ou le degré d'armure.

*Pitlick et al.* [2008] ont montré (pour les rivières à graviers de la Figure 19) qu'en subsurface le  $D_{50s}$  variait très peu et restait à 80% dans la gamme [16-32mm], alors qu'en surface le  $D_{50}$  était fortement corrélé avec la contrainte de plein bord  $\tau$  (contrainte calculée pour le lit mineur considéré à sa limite de débordement). Ils en ont déduit que le ratio  $D_{50} / D_{50s}$  suivait la relation puissance  $D_{50} / D_{50s} = 0.67\tau^{0.31}$ , qui traduit une diminution de l'armurage vers l'aval (selon cette relation  $D_{50} / D_{50s} \approx 1.2$  pour les rivières de plaines à faible énergie, et atteindrait des valeurs supérieures à 3 pour les rivières de montagne à forte énergie).

### 4.3.3 Granulométrie de surface pour l'Hydraulique

C'est la surface du lit qui interagit avec l'écoulement et la plupart des lois de frottement utilisent le  $D_{84}$  de surface comme proxy de rugosité. C'est en effet ce diamètre qui permet une correspondance assez immédiate entre les lois établies au laboratoire sur des surfaces de matériaux uniformes et les mesures sur un matériau naturel à granulométrie étendue [*Limerinos, 1970; Gomez, 1993; Lenzi et al., 2006; Recking et al., 2008; Rickenmann and Recking, 2011*].

Pourquoi le  $D_{84}$  ? Il paraît assez logique que la rugosité soit mieux représentée par la fraction grossière puisque c'est elle qui émerge du lit et qui dissipe l'énergie de l'écoulement. On pourrait tout aussi bien considérer d'autres quantiles que  $D_{84}$  (certains utilisent le  $D_{95}$ ), mais il se trouve que c'est le  $D_{84}$  qui est généralement disponible dans les données, pour les raisons expliquées plus haut.

Cependant  $D_{84}$  n'est peut-être pas qu'un ambassadeur de la fraction grossière par défaut. En effet *Cheng [2015]* a montré que le  $D_{84}$  correspond également au diamètre moyen « volumétrique » pour une granulométrie naturelle, obtenu non plus en calculant une moyenne des axes  $b$ , mais en moyennant les dimensions des volumes exposés à la surface.

### 4.3.4 Granulométrie de surface pour le Transport solide

La réponse est moins triviale que pour les deux autres problématiques.

Beaucoup de formules de transport solide [Meyer-Peter and Mueller, 1948; Van Rijn, 1984; Rickenmann, 1991] ont été développées à partir de mesures obtenues en laboratoires avec des matériaux uniformes, où la distinction surface et subsurface ne se pose pas. De fait l'utilisation de telles formules sur le terrain, lorsque la granulométrie est étendue et plus particulièrement lorsque la surface et la subsurface sont très différents, devient délicate quant au choix du diamètre approprié à utiliser dans les calculs.

La nécessité de distinguer entre surface et subsurface dans les calculs est apparue de façon plus nette avec le constat que la courbe des matériaux transportés est généralement très proche de la courbe des matériaux de la subsurface, conduisant plusieurs auteurs à conclure que la subsurface serait le vrai réservoir à sédiments pour le charriage. Ce réservoir serait sous contrôle de la couche de surface peu mobile (armure), qui, au fur et à mesure qu'elle est déstabilisée par l'écoulement, libérerait progressivement les matériaux de la subsurface [Parker and Klingeman, 1982]. Plusieurs travaux ont même conclu que la couche d'armure serait toujours présente en crue [Andrews and Erman, 1986; Wilcock and Detemple, 2005; Hassan et al., 2006; Clayton and Pitlick, 2007].

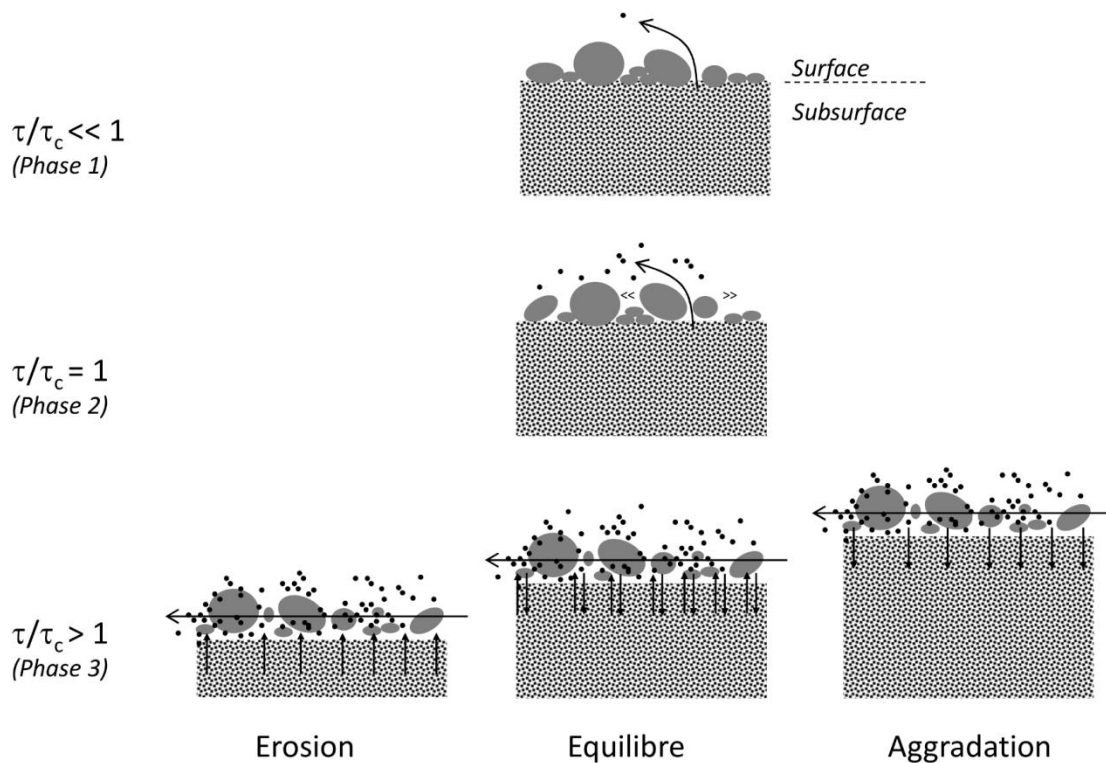
C'est pourquoi les formules de transport qui ont été développées ces dernières décennies ont toutes cherché à prendre en compte cette complexité.

Une première approche a consisté à utiliser la granulométrie de subsurface dans les calculs au lieu de la granulométrie de surface [Parker and Klingeman, 1982]. Cependant la rareté des données de subsurface rend l'utilisation de ce type de formules difficile ; leur utilisation est donc restée confidentielle et les validations quasiment inexistantes.

Une autre approche a consisté à considérer la mobilité de la granulométrie de surface comme un proxy pour la mobilité du lit dans son ensemble, c'est-à-dire prenant en compte implicitement les échanges complexes qui se produisent avec la subsurface (Figure 26).

Par exemple la formule Wilcock and Crowe [Wilcock and Crowe, 2003] a été établie à partir d'expérimentations de laboratoire spécifiquement conçues pour relier le transport à la mobilité de la granulométrie de surface.

Une autre approche très prometteuse a consisté à caler les équations directement sur des mesures de transport réalisées in-situ [Recking, 2010; 2013b; Schneider et al., 2015]. Dans de telles équations la mobilité de surface est décrite de façon assez classique par une relation entre la contrainte et la taille des sédiments de surface, par contre la complexité des échanges entre surface et subsurface est prise en compte de façon implicite (dans coefficients des équations, résultant du calage sur les flux mesurés).



**Figure 26: Schéma présentant l'approche conceptuelle où la mobilité de surface sert de proxy pour la mobilité du lit dans son ensemble, avec une couche de surface plus ou moins mobile mais toujours en place, et régulant les échanges avec la subsurface**

Pour conclure, pour le calcul du transport solide on pourra se contenter de caractériser la granulométrie de surface (non tronquée). Par contre, si on fait l'économie d'une granulométrie de subsurface, **on prendra soin de vérifier que la subsurface existe** (cela peut aider à expliquer la performance des équations).

#### 4.3.5 Equivalence entre fréquence en nombre et en masse

Lorsqu'un échantillon comporte des très grosses particules, on peut légitimement s'interroger sur l'équivalence du calcul des fréquences, selon qu'il est basé sur le nombre ou la masse : en effet, les grosses particules peuvent être très minoritaires en nombre (et donc peser très peu dans les quantiles d'une courbe de fréquence en nombre) par contre peser beaucoup comparé à la masse totale (et donc peser de façon non négligeable sur les quantiles de la courbe en masse) ?

Cependant, il est communément admis que le comptage de surface donne des résultats similaires à la pesée. Ce résultat est basé sur les travaux de [Kellerhals and Bray, 1971], qui ont utilisé une approche théorique, comptabilisant par les différentes méthodes les gains agencés dans un cube composite théorique « sans vides ».

## 4.4 Et également des méthodes « modernes »

### 4.4.1 Mesure par analyse d'images

Plusieurs logiciels ont été proposés pour mesurer la granulométrie à partir de l'analyse d'images. Ces outils réalisent une identification des formes sur la base d'une analyse de la texture des objets sur la photo et mettent en œuvre les techniques classiques d'analyse d'image : segmentation (par analyse de concavité, de gradients, corrélations, ligne de partage des eaux,...) et séparation des objets (par érosions....). L'analyse permet de remonter aux axes des grains et de calculer une courbe granulométrique.

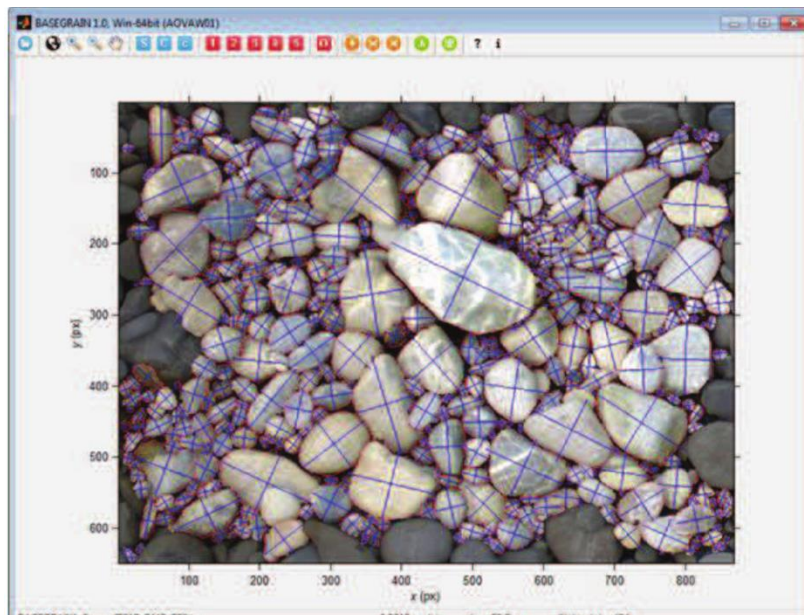


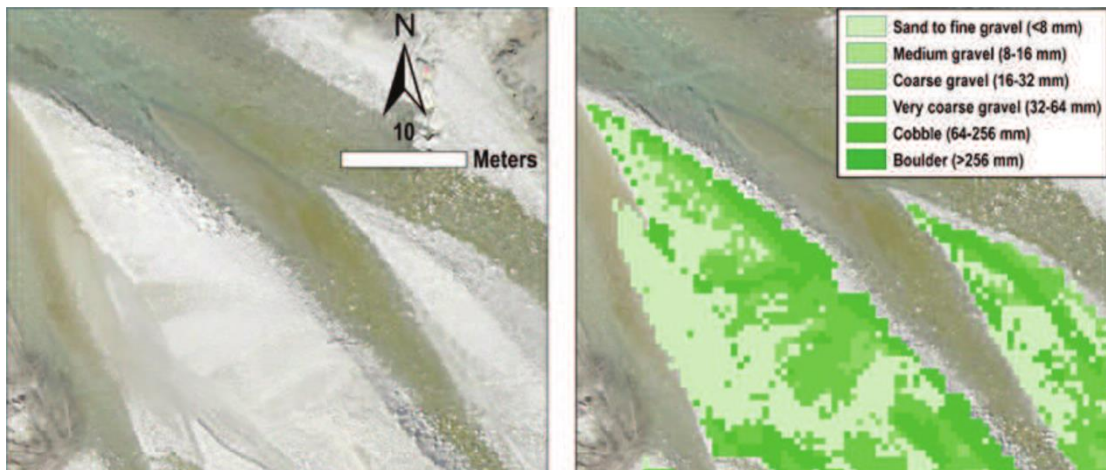
Figure 27: capture d'écran BASEGRAIN  
(<http://www.basement.ethz.ch/download/tools/basegrain.html>)

Notre propre expérience suggère que la méthode donne des résultats intéressants pour les diamètres médians, mais qu'il faut rester prudent sur les queues de distribution. La difficulté est de ne pas sur-échantillonner les grosses particules qui ont tendance à être découpées en plusieurs petites, et de ne pas fusionner la fraction fine en grosses particules.

### 4.4.2 Mesure directe des dimensions par MNT

Une autre approche consiste à utiliser les MNT reconstitués à partir de relevés Lidar ou par photogrammétrie (type *sfm* « *structure from motion* ») pour mesurer directement la hauteur des

rugosités du lit. Ces techniques très prometteuses permettent de reconstituer des granulométries pour des grandes surfaces (Figure 28). Une étude récente [Vazquez-Tarrio *et al.*, 2017] que l'on peut envisager des solutions low-cost associant des photographies drone avec caméra go-pro, une analyse de photogrammétrie par la technique sfm, et un calage avec quelques granulométries au sol de type Wolman.



**Figure 28: Granulométrie reconstituée à partir d'image drone et de photogrammétrie par SFM [Vazquez-Tarrio *et al.*, 2017]**

## 5 OÙ MESURER ?

Une fois définie la méthode de mesure, il reste à définir où mesurer ? Sur une surface à granulométrie homogène (rivières de plaine large à sables ou graviers), cela peut se faire assez facilement, par contre pour beaucoup de cours d'eau, où la granulométrie affiche une forte variabilité selon la morphologie, la question peut ne pas être triviale, comme on peut le voir sur la Figure 29.

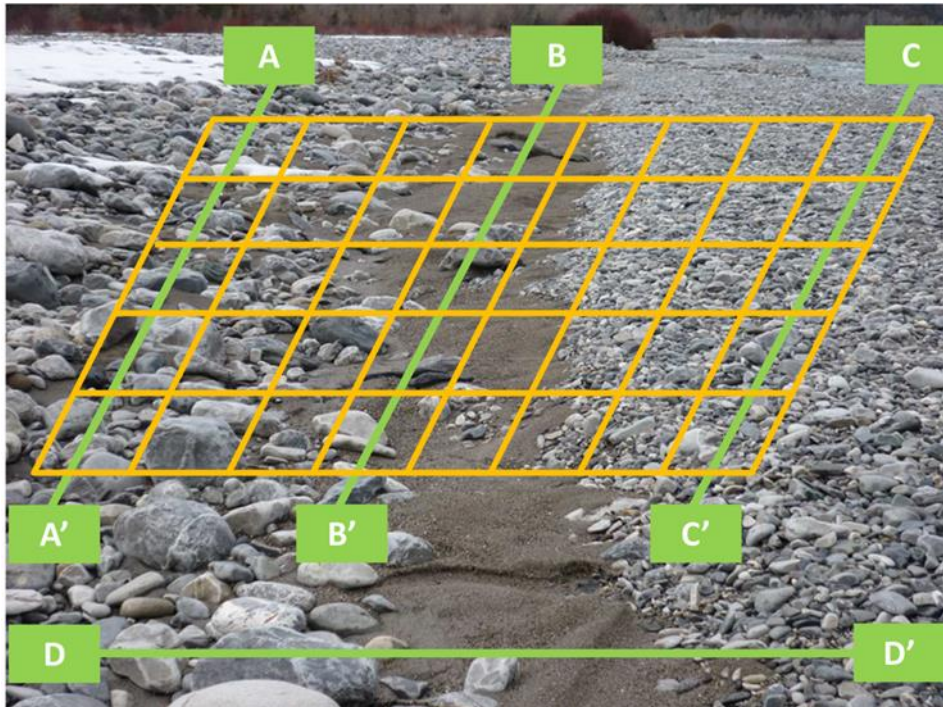


Figure 29: Différentes stratégies d'échantillonnage sur une surface donnée

On conçoit à partir de la granulométrie de surface présente sur la Figure 29, des courbes granulométriques différentes seront obtenues selon que l'axe de mesure est AA', BB', CC', DD' ou encore si on utilise une grille. Bien sûr il s'agit là d'une situation extrême à très forte variabilité, mais la question se posera pour toutes les morphologies où s'opère naturellement un tri granulométrique de surface.

### 5.1 Choisir (le bon site)

La longueur minimum d'un tronçon à échantillonner doit être telle qu'il doit être représentatif de la morphologie locale (par exemple contenir au moins une séquence seuil-mouille complète), et est de l'ordre de 10 fois la largeur du cours d'eau. En réalité on recommandera dans la mesure du possible de prendre en compte plusieurs unités géomorphologiques (en général la granulométrie reste relativement

constante sur un tronçon homogène sur un secteur d'étude, sauf apport massif ponctuel [Maria Radoane et al., 2007]).

Le choix du (ou des) site(s) à échantillonner est crucial, et nécessite au préalable de se poser quelques questions.

## 5.1.1 Quel est le fonctionnement hydro-sédimentaire de la zone d'étude ?

La variabilité est à considérer sur une succession d'unités géomorphologiques (successions seuils mouille par exemple) pour le tronçon en question. Il est important dans un premier temps de prendre du recul pour identifier toutes les unités morphologiques en présence, et les éléments clés de la morphodynamique : la périodicité des unités morphologiques comme par exemple les alternances seuil-mouille, les zones d'apport, les zones sous influence externe (naturelle ou anthropique), les zones privilégiées de dépôt, les zones alluviales et non alluviales ....



**Figure 30: Appoint latéral sur le Vénéon ; la granulométrie du lit en place au droit de l'apport est grossière et il faut dans ce cas se déplacer dans les zones de dépôt, en aval, où ces apports auront refaçoné un lit alluvial (ici une tresse)**

Par exemple la Figure 30 présente le Vénéon au *Plan du Lac* ; on y trouve une complexité qu'il est nécessaire de comprendre avant de faire de la mesure et des calculs. Depuis l'aval vers l'amont on trouve : un barrage hydro-électrique, une zone en tresse, un lit étroit à granulométrie grossière, et un apport massif de versant. Un examen de terrain montre que les apports latéraux ont une granulométrie

fine (beaucoup plus fine que le lit) et sont transportés efficacement vers l'aval jusqu'à la zone de tresse, sans impact sur la morphologie locale au droit de l'apport (Figure 30).

### 5.1.2 La section d'étude est-elle auto-formée dans ses alluvions?

Le processus de transport relie une rugosité (responsable de l'hydraulique), un contenant (largeur d'écoulement), et des sédiments représentés par leur granulométrie (considérant une masse volumique constante). Pour qu'une même équation de transport soit à même de reproduire toutes les situations, cela implique qu'elle prenne en compte, de façon implicite, l'existence d'une relation reliant ces 3 composantes, et donc qu'une forme d'équilibre (ou auto-ajustement) est à l'œuvre dans la section d'étude. Cela sera le cas si la **section est auto-formée dans ses alluvions (i.e. libre de s'ajuster en largeur ou en pente) en réponse au transport solide**. Ce type de section est illustré sur la Figure 31 et la Figure 32, où sont également présentées par contrastes des sections « non alluviales ».



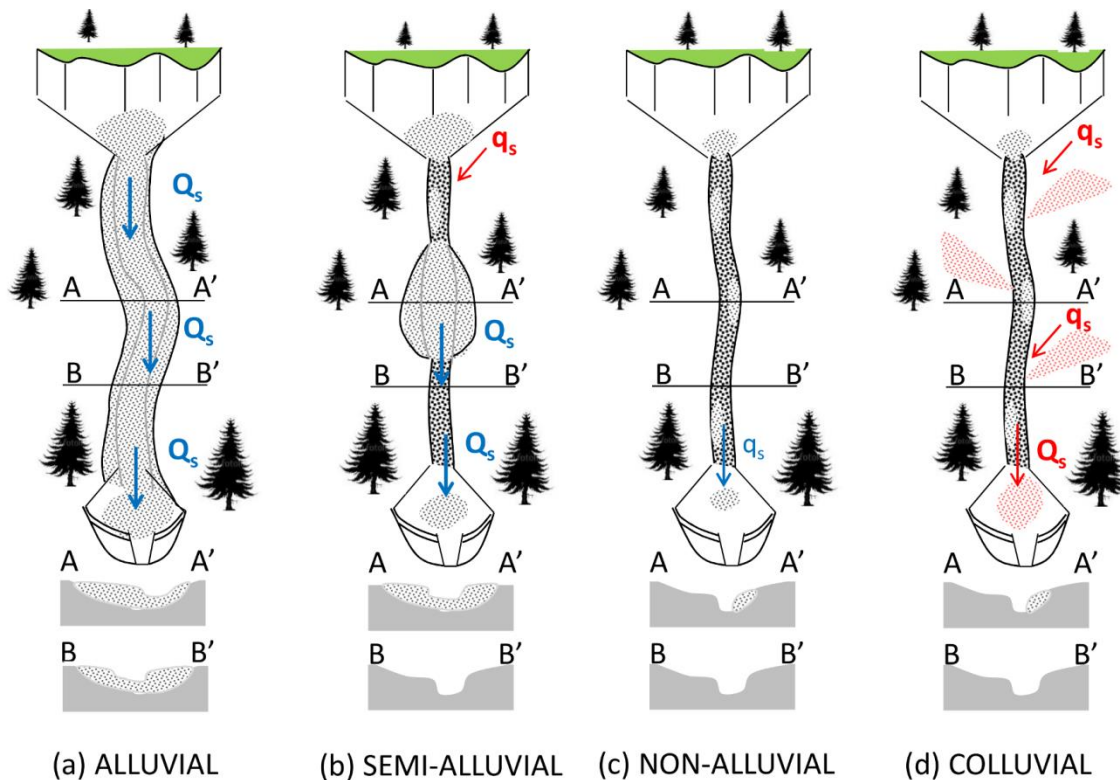
Figure 31: Deux sections du Vénéon a) à blocs au droit de l'apport et b) auto-formée dans ses alluvions dans la zone de tresse en aval



Figure 32: Deux sections de la Roize a) à blocs, entre parois rocheuses, et b) auto-formée dans ses alluvions



C'est dans les cours d'eau de montagne que l'on risque de s'écarter le plus de ces conditions et où il faudra donc être vigilant. En particulier, **les lits indéformables** (rocheux ou à blocs) seront plutôt considérés comme des « tubes » dont le rôle sera un transfert (efficace) d'une zone alluviale à une autre zone alluviale. Dans ces zones l'énergie est imposée par le lit (pente et largeur), il y aura peu ou pas de dépôts (pas de réponse morphologique) et les équations vont surestimer le transport réel. Il faudra donc éviter d'échantillonner ces tronçons (si l'objectif est le calcul du transport solide). Ces situations sont résumées sur la figure suivante (d'après [Piton and Recking, 2017]) :



$Q_s$  : Sediment comes from the bed  
 $q_s$  : Sediment comes from lateral input

**Figure 33: Différents scénarios faisant apparaître des successions de zones alluviales et non alluviales**

Si on reconsidère l'exemple du Vénéon (Figure 30 et Figure 31), on est dans le cas de figure (d) : les apports depuis le glissement sont transférés très efficacement jusqu'à la zone de tresse en aval, sans provoquer au droit du glissement, une réponse morphologique du lit, pentu et composé de gros blocs (tube). Il vaudra donc mieux dans ce cas échantillonner dans la zone de tresse en aval, où la géométrie du lit s'est auto-formée en réponse à tous les apports amont (Vénéon amont et glissement latéral).

La notion de lit auto-formé ne doit pas forcément être liée aux sédiments fins, mais plutôt à la présence d'un socle ou de parois rocheuses empêchant des évolutions en largeur ou en pente de la section. En

effet, certains lits à step-pools ont une réelle réponse morphodynamique, mais conditionnée par la remise en mouvement des blocs et associée aux crues rares ( $T=30$  à 50 ans) [Grant et al., 1990; Lenzi, 2001; Molnar et al., 2010; Recking et al., 2012].

La Figure 34 présente deux morphologies de step-pool [Recking et al., 2012]. La photo de gauche suggère un lit immobile avec des blocs recouverts de mousse, et l'absence de bancs latéraux de graviers, alors que celle de droite suggère un lit très mobile, auto-formé dans ses alluvions sous l'effet des crues récentes. Dans ce cas la présence de blocs n'est pas un élément discriminant pour juger de la notion de lit « auto-formé ».



Figure 34: Deux step-pools, a) «fossile » avec blocs non mobiles et b) auto-formé dans ses alluvions



Figure 35: Blocs apportés par effondrement des terrasses

La présence de blocs immobiles dans un cours d'eau peut s'expliquer par des effondrements de parois ou peut témoigner d'un régime hydrologique ancien (par exemple par érosion de terrasses anciennes, Figure 35): dans les cas très particuliers où ces blocs ne seraient plus remobilisés par les crues actuelles,

ils devraient être considérés comme des éléments de la topographie locale plutôt que des sédiments du lit ; les échantillonner pour le calcul du transport solide n'aurait pas de sens.

### 5.1.3 La zone est-elle impactée (influence naturelle ou anthropique) ?

Il faudra éviter d'échantillonner partout où la granulométrie a pu être influencée par une particularité locale, qu'elle soit naturelle ou artificielle. C'est bien sûr le cas dans la zone de remous des barrages (distance en amont de l'ouvrage où l'hydraulique est influencée), favorable aux dépôts des sédiments fins. Cela peut être le cas dans toutes les zones remaniées à l'aide de moyens mécaniques (par exemple lors déplacement de matériaux pour faciliter les écoulements). Cela peut aussi être dû à des particularités naturelles, comme juste en amont ou en aval d'un verrou rocheux.



**Figure 36: Echantillonner un matériau remanié est très dangereux car il s'y est probablement opéré un tri granulométrique important**

## 5.2 Analyser (le site choisi)

Lorsqu'un ou des sites ont été retenus il faut que l'échantillonnage soit représentatif de la variabilité locale. Cela peut se faire idéalement par un échantillonnage systématique de la zone (avec une grille par exemple) ; par contre si on est limité à un nombre restreint de transects ils devront être bien positionnés.

### 5.2.1 Comprendre la dynamique locale

Pour le calcul du transport solide, la courbe granulométrique devra être représentative de tout le spectre de lit mobile (des sables aux blocs) pour le régime hydrologique qui façonne le lit (des crues faibles aux plus fortes).

Une lecture de la granulométrie en place peut aider à la compréhension de l'hydrodynamique locale. Le plus souvent le lit sera la résultante d'une succession de crues, et portera des traces des différentes parties des hydrogrammes (mélange des effets de pointe et fin de crue), les sédiments, quelle que soit leur taille, se déposant à l'occasion de pertes de vitesses de l'écoulement.

Pour les sédiments grossiers, transportés aux forts débits, les sédiments transportés à forte vitesse auront tendance à s'accumuler par effet d'inertie dans des zones privilégiées où l'écoulement subit des pertes de charge, au droit des courbures fortes de lignes de courant. C'est par exemple le cas des têtes de bancs (Figure 37), ou juste avant un coude imposé par la géologie (Figure 38).

Dans les rivières de montagne à forte énergie, on peut aussi trouver des accumulations de sédiments grossiers sur des terrasses bien au-dessus du lit mineur. Dans ce cas les cailloux et blocs ont pu être éjectés du fait des fortes saltations au sein du lit mineur, sans que la terrasse ne soit réellement le siège d'écoulements importants. Il peut aussi exister dans certains cours d'eau des blocs « hérités » et ne participant plus à la morphodynamique actuelle (voir discussion au paragraphe précédent) ; ils seront plus considérés comme des éléments de topographie ou de rugosité.

Les sédiments fins seront plutôt déposés par les écoulements secondaires à faibles vitesses (Figure 37), généralement en fin de crue, en particulier si le site d'étude est sous influence hydraulique aval favorisant les faibles vitesses. La lecture de la fraction fine peut d'ailleurs être problématique car il faut distinguer ce qui relève du charriage, et ce qui relève des dépôts de suspension en fin de crue (discussion au paragraphe suivant).

Il faudra éviter d'échantillonner les zones de dépôts influencées, comme par exemple juste en amont d'un obstacle (Figure 39).

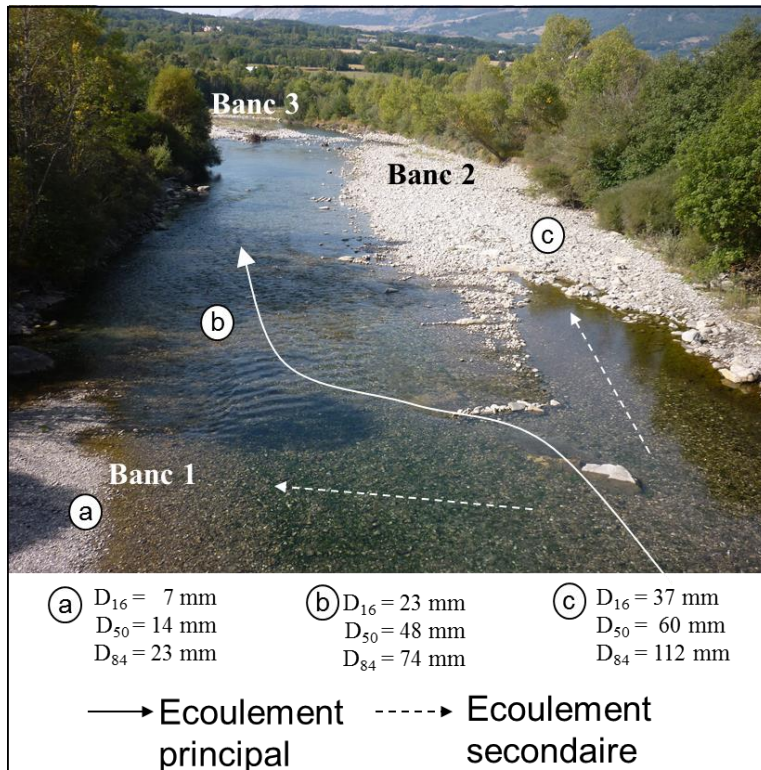


Figure 37: Granulométries mesurées sur une succession de bancs sur le Drac : les têtes de bancs sont des zones d'accumulation de grossiers qui sont déportés de l'écoulement principal par inertie au droit d'une courbure de ce dernier; les fins sont déposés en queues de bancs par les écoulements secondaires à faible vitesse.



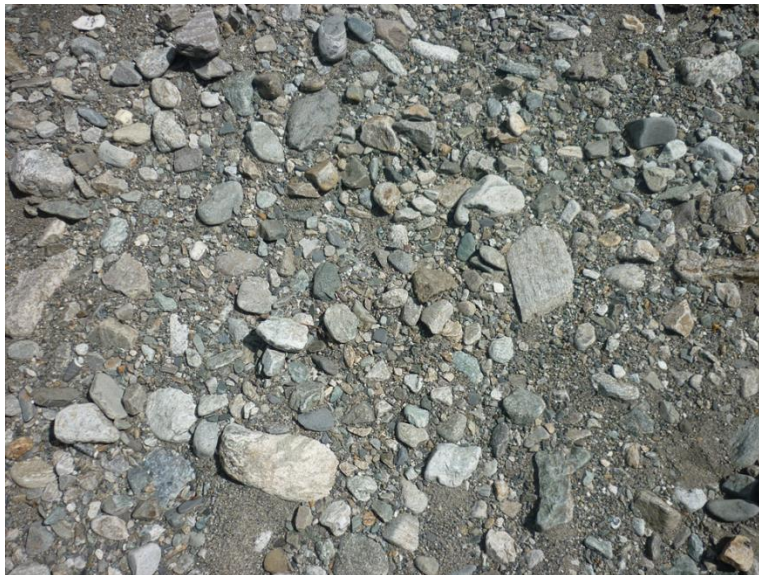
Figure 38: Accumulations de sédiments grossiers juste avant un coude imposé par la paroi rocheuse (sur la Roize)



**Figure 39: Granulométrie influencée localement**

### 5.2.2 Attention aux fins !

Comme il a été précisé plus haut, la couche charriée peut concerner une large gamme granulométrique, allant du très fin au très grossier (Figure 40). Il est donc important de prendre en compte toutes les fractions dans l'échantillonnage et de ne pas tronquer la courbe à une valeur seuil (on trouve souvent des courbes tronquées à 4 ou 8mm, ce qui mécaniquement augmente les valeurs de  $D_{50}$  et le  $D_{84}$ ).



**Figure 40: Toutes les tailles sont en général présentes sur un lit charrié et l'échantillonnage de doit pas être tronqué**

Mais il y a une différence à faire entre les patchs localisés de fines résultant du charriage et les nappages généralisés de fins transportés par suspensions et déposés en fin de crue. La difficulté est alors de définir la limite entre ces deux catégories.

Par exemple, si on considère les photos suivantes prises sur un même banc de l'Isère, mais à des époques différentes (on peut aussi retrouver cette variabilité de façon spatiale, d'un banc à l'autre par exemple), on voit qu'une couche de fines peut venir couvrir des matériaux très grossiers. Donc selon qu'on va prendre ou non les fines en considération, on aura des courbes granulométriques très différentes.

En réalité, cette fraction fine, très mobile, est déposée sur les bancs par les faibles vitesses de courant en fin de crue. Par contre elle est quasiment absente dans la zone active du cours d'eau où les graviers grossiers sont très majoritaires. Elle ne devrait donc pas être prise en compte.



**Figure 41: Evolution de la fraction fine sur un même banc de l'Isère observé à des époques différentes, et granulométrie grossière du lit au sein de l'écoulement**

La difficulté de diagnostic de la fraction fine est accrue si on considère qu'il peut aussi y avoir un effet de saisonnalité. La fraction fine présente au moment de la mesure granulométrique peut ne pas être représentative de ce qui est en place la majorité de l'année, ce qui est le cas de l'Isère.

## 5.3 Echantillonner

On connaît la surface à échantillonner. Quels cailloux prélever ? Le plus simple pour capturer la variabilité est bien sûr d'échantillonner toute la zone, avec une grille. Mais le choix sera souvent guidé par un souci d'efficacité, en fonction du temps disponible et de l'accessibilité. Il n'y a pas de règle absolue et l'exercice reste donc subjectif.

### 5.3.1 Approche intégrée ou spatialisée ?

On retrouve deux grandes approches dans la littérature.

L'approche intégrée (*spatially integrated*) consiste à échantillonner le site d'étude de façon uniforme, sans tenir compte des particularités morphologiques locales. L'approche spatialisée (*spatially segregated*) consiste à faire en préalable un découpage du site selon des unités morphologiques (granulométriques) homogènes (seuil, mouille, tête de banc, queue de banc...).

Si on croise ces deux approches, et différentes méthodes de prélèvement – aléatoire, avec grille- on peut définir au moins 8 scénarios de collecte [Bunte and Abt, 2001].

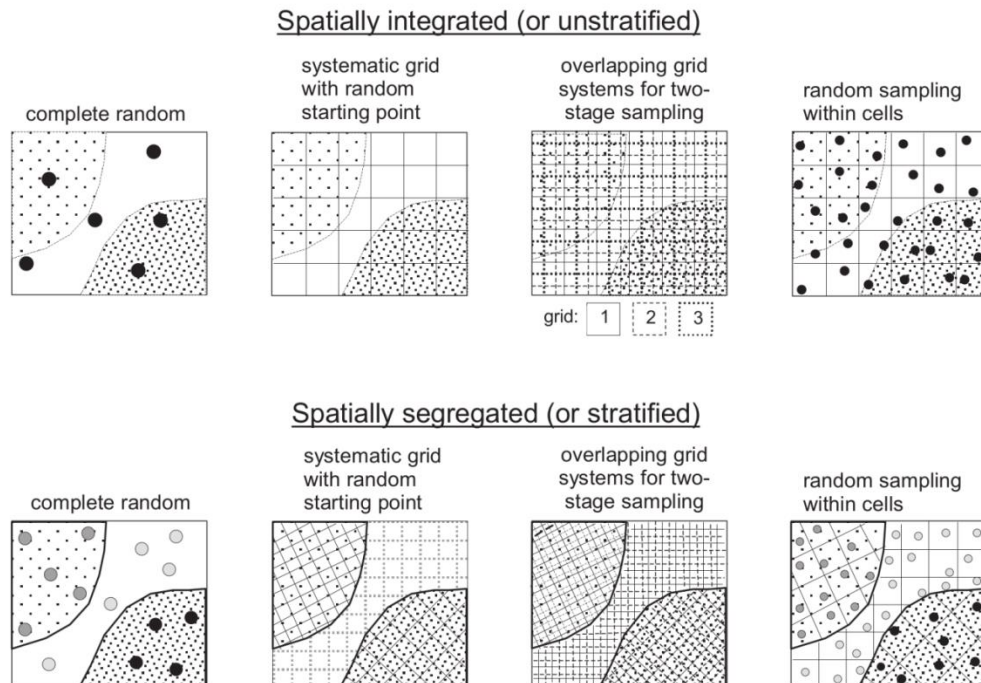


Fig. 6.1: Sampling schemes commonly used for bed-material sampling in gravel-bed streams.  
 . . . . Bed unit 1, □ Bed unit 2, ▨ and Bed unit 3.

**Figure 42: Schémas d'échantillonnage usuels en rivières à graviers [Bunte and Abt, 2001]**



L'approche spatialisée est plus compliquée à mettre en œuvre car elle nécessite au préalable le découpage de la zone d'étude en unités morphologiques, ce qui peut être assez subjectif et non trivial. Elle sera plus adaptée pour le suivi morphologique d'un tronçon (amont aval, ou dans le temps) ou pour la comparaison entre elles des différentes unités morphologiques. Dans la suite, nous considérerons l'approche intégrée, pour une caractérisation de la granulométrie moyenne utilisée dans les calculs.

L'approche par grille est intéressante pour un échantillonnage systématique de tout le secteur d'étude. Mais dans la pratique, c'est la mesure par transect qui est utilisée car elle est plus facile à mettre en œuvre. Pour mémoire Wolman avait proposé de construire une courbe granulométrique avec un minimum de 100 particules, mais il est plutôt recommandé d'en prélever 400 pour une courbe granulométrique non biaisée [Rice and Church, 1996].

### 5.3.2 Cas où le comptage de surface est impossible

Dans certains cours d'eau la méthode visuelle de comptage de surface n'est pas possible et la caractérisation de la granulométrie de surface se fera par prélèvement et tamisage. C'est le cas :

- **Des rivières à sables** : même si les sédiments sont largement accessibles sur les bancs, un comptage visuel est difficile voire impossible pour des matériaux fins, et le tamisage d'un prélèvement fait dans la masse s'imposent. La finesse des matériaux nécessite de prélever sur une épaisseur très supérieure à la taille des grains, mais cela ne pose pas vraiment de problème car il n'y a dans ce cas pas ou peu de différences entre la surface et subsurface dans ce type de cours d'eau.
- **Les rivières profondes** sans bancs émergés : dans ce cas il faut procéder à des échantillonnages depuis un bateau (Figure 43), ce qui exclue un comptage visuel. Dans tous les cas, si ce type de cours d'eau présente des bancs faiblement émergés, il faut impérativement éviter de limiter l'échantillonnage à ces zones par seul soucis d'accessibilité, car elles ont de fortes chances de ne pas être représentatives de l'ensemble du lit.



**Figure 43: Prélèvement par échantillonneur depuis un bateau (photo John Tertuliani, USGS)**

### 5.3.3 Les rivières larges

Les rivières larges (par exemple les tresses) ont en général des granulométries plutôt fines (sables, graviers, voire cailloux). Les sédiments y ont souvent une répartition assez uniforme [Bunte and Abt, 2001], et semblent moins triés que sur des cours d'eaux étroits. Cela s'explique par l'absence de contraintes latérales (imposant aux blocs et aux fins de se déposer de façon privilégiées dans des zones particulière de la section), et par le fait que le lit est très remanié par des successions de crues ayant suivi des cheminements différents (contrairement aux lits contraints latéralement).



**Figure 44: Répartition assez uniforme de la granulométrie dans une rivière en tresse**

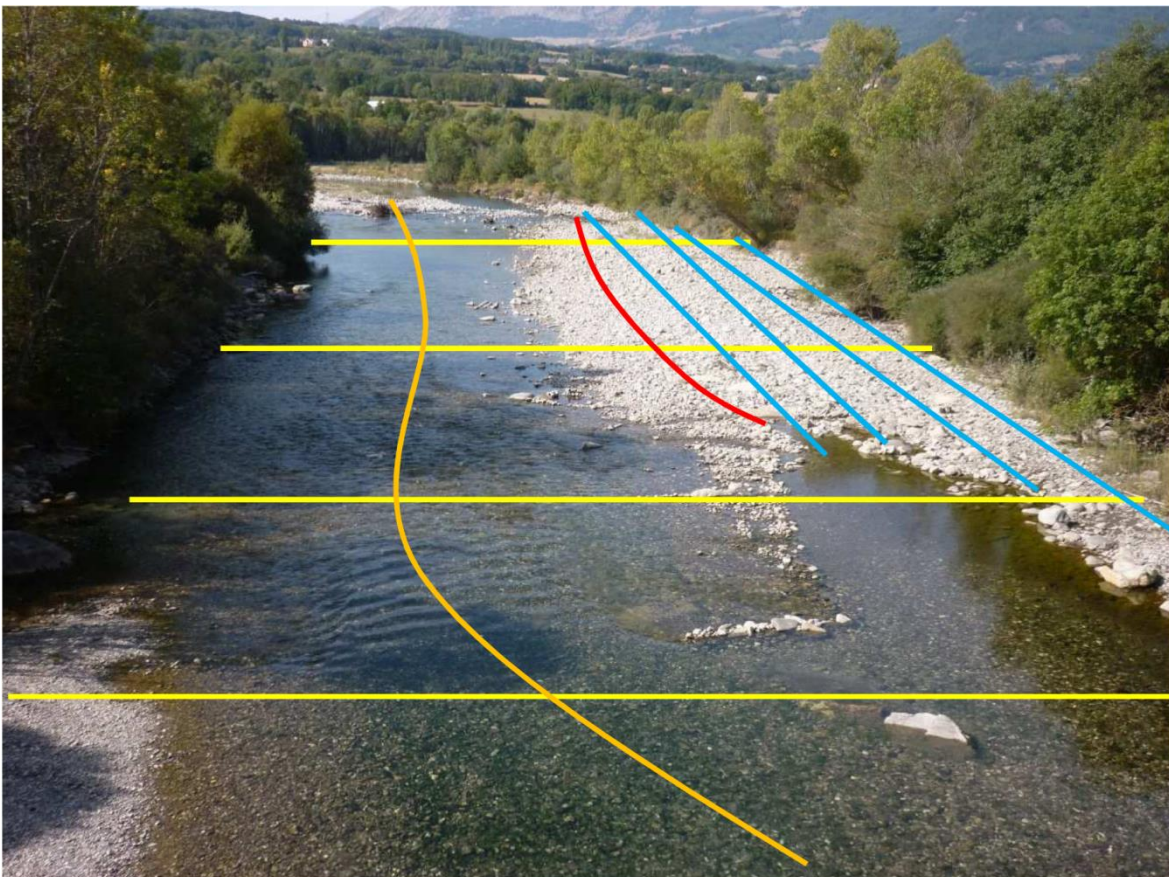
Le prélèvement purement aléatoire pourrait être adapté à ce type de cours d'eau [Bunte and Abt, 2001]. Si on positionne un mètre ruban, chaque cas étant unique, son positionnement sera décidé en fonction de la variabilité locale évaluée visuellement (parfois on observera une variation de la granulométrie dans la largeur, dans d'autres cas ce sera sur la longueur). Un seul transect peut être insuffisant pour ces grandes surfaces. Dans la mesure du possible, prélever au moins 4 transects de 100 particules pour un secteur de tresse donné.

#### 5.3.4 Les rivières confinées à bancs émergés

Cela concerne les morphologies de seuil-mouille et les bancs alternés.

Pour ces rivières confinées latéralement, on observe a en général une forte variabilité spatiale (Figure 37). Cette variabilité se répète de façon quasiment identique d'un tronçon à l'autre, le tri des sédiments étant commandé par les courants (principaux et secondaires), et les dépôts (fins et grossiers) se faisant aux mêmes endroits clés des unités morphologiques (par exemple les grossiers en tête de banc).

Si on réalise plusieurs transects, l'accès au cours d'eau empêche très souvent de les positionner en travers du lit (en jaune sur la Figure 45).



**Figure 45: Différents exemples de transects sur une section du Drac**

La solution la plus souvent rencontrée consiste donc à échantillonner les bancs émergés. Dans ce cas on peut disposer 4 transects de 100 particules dans la longueur (en bleu sur la Figure 45). Si le cours d'eau est praticable, on préférera 1 transect dans le lit (en orange sur la Figure 45) et 3 transects sur le banc.

Si pour des raisons de moyens, il n'est possible d'effectuer un seul transect, on le positionnera le long de la berge (en rouge sur la Figure 45), où les matériaux ont des chances d'avoir été remaniés lors des crues récentes. En effet, dans certains cas où les bancs sont très hauts par rapport au lit de l'écoulement principal, ils peuvent se comporter comme des « pièges » à blocs qui s'accumulent au gré des crues successives, et finalement présenter une granulométrie biaisée (vers les grossiers) qui n'est plus représentative de ce qui est couramment transporté en crue.

Si un seul transect est réalisé, la règle est de bien **s'assurer que ce transect est représentatif de toutes les classes granulométriques en présence, en particulier pour les sables** : par exemple en cas de transect le long de la berge, le haut de berge pourrait être plus intéressant que le talus où les fins auront été plus facilement lessivés.

## 6 CONCLUSION

---

On a vu que si les méthodes sont techniquement assez simples, leur mise en oeuvre sur site n'est pas triviale, et sera forcément entachée d'une certaine part de subjectivité.

La question à toujours se poser est la suivante : est-ce que la granulométrie que je mesure est bien représentative de mon site, pour les objectifs que je me suis fixé ?

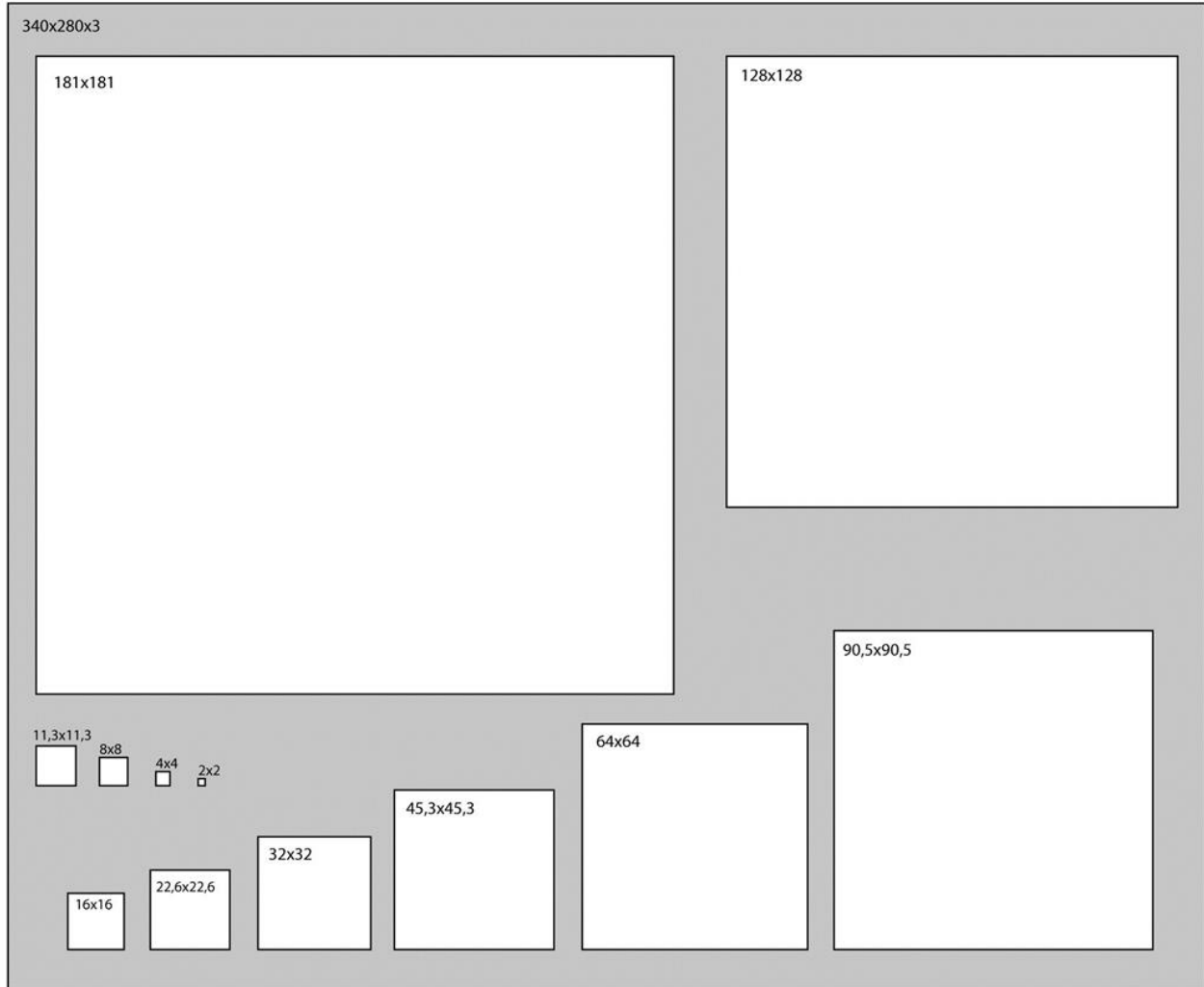
La meilleure façon de ne pas trop se tromper est de ne pas commencer à échantillonner dans la précipitation, sans avoir pris le temps d'une bonne compréhension du fonctionnement morphodynamique du cours d'eau.

Le temps passé à cet exercice est loin d'être du temps perdu, et va dans le sens de la philosophie prônée dans ce cours : d'abord bien comprendre le site (par analyse de photos et visites de terrain, application des grands principes de la morphodynamique fluviale), échantillonner, puis en dernier, calculer pour confirmer les analyses préliminaires.

En ce qui concerne la qualité des mesures de granulométrie, elle pourra être appréciée de façon plus globale, avec les paramètres géométriques et hydrauliques : ces trois données doivent être cohérentes entre elles, ce qui peut facilement être vérifié en utilisant une loi de frottement (voir la partie « hydraulique » du cours).

La sensibilité de la granulométrie dans les calculs de transport solide pourra aussi être estimée en faisant varier ce paramètre dans une gamme autour de la valeur retenue pour le calcul.

# 7 ANNEXE



## 8 REFERENCES

---

Andrews, E., and D. Erman (1986), Persistence in the size distribution of surficial bed material during an extreme snowmelt flood. , *Water Resources Research*, 22, 191–197.

Buffington, J. M., W. E. Dietrich, and J. W. Kirchner (1992), Friction angle measurements on a naturally formed gravel streambed: implications for critical boundary shear stress, *Water Resources Research*, 28(2), 411-425.

Bunte, K. (1992), Particle number grain size composition of bedload in a mountain stream, in *Dynamics of gravel bed rivers*, edited by R. D. H. P. Billi, CR Thorne & P. Tacconi, pp. 55-68, John Wiley & Sons Ltd, Chichester.

Bunte, K., and S. R. Abt (2001), Sampling surface and subsurface particle-size distributions in Wadable and cobble bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics and streambed monitoring, *Report*, 450 pp, USDA Report RMRS-GTR-74, Fort Collins.

Cheng, N.-S. (2015), Representative grain size and equivalent roughness height of a sediment bed, *Journal of Hydraulic Engineering*.

Church, M., D. J. G. McLean, and J. F. Wolcott (1987), River bed gravels: sampling and analysis, in *Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers.*, edited by C. R. Thorne, Bathurst, J.C., Hey, R.D. (Eds.),, pp. 43-88., John Wiley and Sons, Chichester.

Clayton, A., and J. Pitlick (2007), Persistence of the surface texture of a gravel-bed river during a large flood, *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 661-673.

Gomez, B. (1993), Roughness of stable, armored Gravel Beds, *Water Resources Research*, 29(11), 3631-3642.

Grant, G., F. Swanson, and G. Wolman (1990), Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, Western Cascades, Oregon, *Geological Society of America Bulletin*, 102, 340-352.

Gregoretti, C. (2000), The initiation of debris flow at high slopes: experimental results, *Journal of Hydraulic Research*, 38(2), 83-88.

Hassan, M. A., R. Egozi, and G. Parker (2006), Experiments on the effect of hydrograph characteristics on vertical grain sorting in gravel bed rivers, *Water Resources Research*, 42(9).

Kellerhals, R., and D. I. Bray (1971), Sampling procedures for coarse fluvial sediments, *Journal of Hydraulic Engineering*, 98(8), 1165-1180.

Lenzi, M. A. (2001), Step-pool evolution in the rio Cordon, northeastern Italy, *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 991-1008.

Lenzi, M. A., L. Mao, and F. Comiti (2006), When does bed load transport begin in steep boulder -bed streams?, *Hydrological Processes*, 20, 3517-3533.

Limerinos, J. T. (1970), Determination of the Manning coefficient from measured bed roughness in natural channels, *Report 1898B*, 47 pp, USGS.

Maria Radoane, M., N. Radoane, D. Dumitriu, and C. Miclau (2007), Downstream variation in bed sediment size along the East Carpathian rivers: evidence of the role of sediment sources, *Earth Surface Processes and Landforms*, doi:DOI: 10.1002/esp.1568.

Meyer-Peter, E., and R. Mueller (1948), Formulas for bed-load transport, paper presented at Proceedings 2nd Meeting IAHR, Stockholm.

Molnar, P., A. L. Densmore, B. W. McArdell, J. M. Turowski, and P. Burlando (2010), Analysis of changes in the step-pool morphology and channel profile of a steep mountain stream following a large flood, *Geomorphology*, 124(1-2), 85-94.

Parker, G., and P. C. Klingeman (1982), On why gravel bed streams are paved, *Water Resources Research*, 18(5), 1409-1423.

Pitlick, J., E. R. Mueller, C. Segura, R. Cress, and M. Torizzo (2008), Relation between flow, surface layer armoring and sediment transport in gravel bed rivers, *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, DOI:10.1002/esp.1607, 1192-1209.

Piton, G., and A. Recking (2017), The concept of "travelling bedload" and its consequences for bedload computation in mountain streams, *Geomorphology*.

Recking, A. (2010), A comparison between flume and field bedload transport data and consequences for surface based bedload transport prediction, *Water Resources Research*, 46, 1-16.

Recking, A. (2013a), An analysis of non-linearity effects on bedload transport prediction, *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*, 118, 1-18.

Recking, A. (2013b), A simple method for calculating reach-averaged bedload transport, *Journal of Hydraulic Engineering*, 139(1).

Recking, A., P. Frey, A. Paquier, P. Belleudy, and J. Y. Champagne (2008), Feedback between bed load and flow resistance in gravel and cobble bed rivers, *Water Resources Research*, 44, 21.

Recking, A., P. Leduc, F. Liébault, and M. Church (2012), A field investigation of the influence of sediment supply on step-pool morphology and stability, *Geomorphology*, 139-140, 53-66.

Rice, S., and M. Church (1996), Sampling superficial fluvial gravels: the precision of size distribution percentiles estimates, *Journal of Sedimentary Research*, 66(3), 654-665.

Rickenmann, D. (1991), Hyperconcentrated flow and sediment transport at steep slopes, *Journal of Hydraulic Engineering (ASCE)*, 117(11), 1419-1439.



Rickenmann, D., and A. Recking (2011), Evaluation of flow resistance in gravel-bed rivers through a large field dataset, *Water Resources Research*, 47, 1-22.

Schneider, J. M., D. Rickenmann, J. M. Turowski, K. Bunte, and J. W. Kirchner (2015), Applicability of bedload transport models for mixed size sediments in steep streams considering macro-roughness, *Water Resources Research*, 51, 5260–5283, doi:doi:10.1002/2014WR016417.

Van Rijn, L. C. (1984), Sediment transport, Part I: Bedload transport, *Journal of Hydraulic Engineering*, 110(10), 1431-1457.

Vazquez-Tarrio, D., L. Borgnier, F. Liebault, and A. Recking (2017), Using UAS optical imagery and SfM photogrammetry to characterize the surface grain size of gravel bars in a braided river (Vénéon River, French Alps), *Geomorphology*, 1-13, doi:doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.039.

Wilcock, P. R., and J. C. Crowe (2003), Surface-based transport model for mixed-size sediment, *Journal of Hydraulic Engineering (ASCE)*, 129(2), 120-128.

Wilcock, P. R., and B. T. DeTemple (2005), Persistence of armor layers in gravel-bed streams, *Geophysical Research Letter*, 32(L08402), 1-4.

Wolman, M. G. (1954), Method of sampling coarse river bed material, *Transactions of the American Geophysical Union*, 35(6), 951-956.