

# Variables de contrôle et score géodynamique

35

36 ■ Des variables de contrôle complémentaires

40 ■ Le score géodynamique

# Des variables de contrôle complémentaires

Comme nous l'avons vu plus haut, d'autres variables complémentaires aux débits liquide et solide contrôlent plus ou moins intensément les processus géodynamiques et les formes qui en résultent (figure 32),

- la pente et la largeur du fond de la vallée dans laquelle s'écoule le cours d'eau (a) ;
- la nature plus ou moins cohésive des alluvions du fond de vallée (ou du substratum), qui constituent finalement les berges et le fond du lit mineur (b) ;
- la nature et la densité de la végétation rivulaire (c).

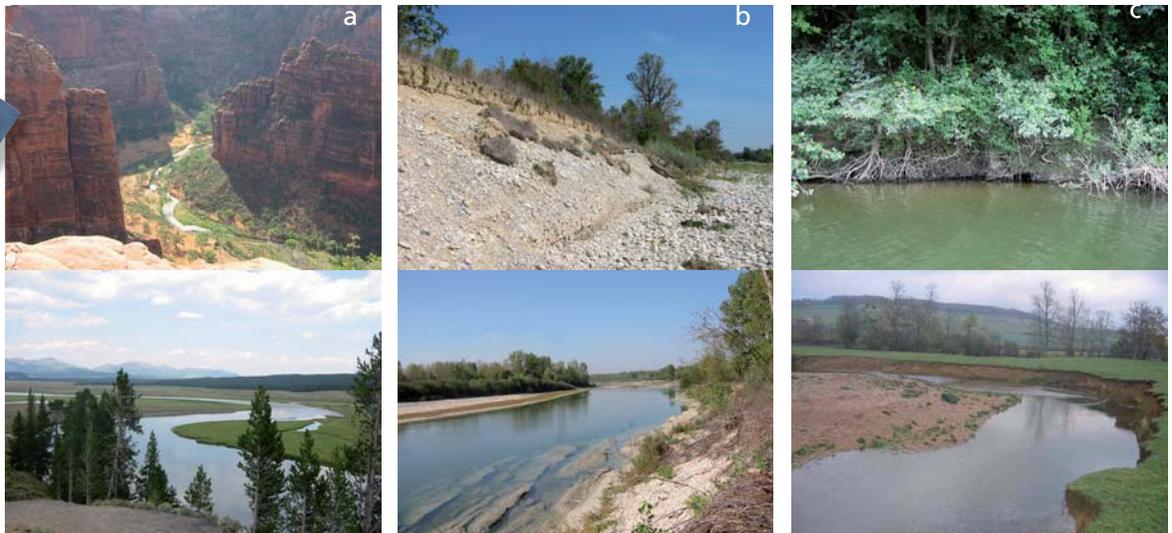


Figure 32

Les variables de contrôle complémentaires (d'après Thorne, 1997).

## Pente, largeur et nature des alluvions du fond de vallée

Si le débit liquide et le débit solide sont sans conteste les deux variables majeures de contrôle des processus géodynamiques fluviaux, d'autres paramètres peuvent fortement influencer sur ces mécanismes et les formes fluviales qui en résultent, notamment la pente de la vallée, sa largeur et la nature des sédiments qui la tapissent. Contrairement aux deux précédentes, ces variables ne fluctuent pas dans le temps et imposent de manière durable des contraintes géomorphologiques majeures.

Toute rivière qui s'écoule aujourd'hui dans une vallée est donc contrainte par :

- la **pente de la vallée** qui, couplée au débit liquide, lui donne l'**énergie maximale** disponible. La pente de la vallée est héritée de périodes de forte activité hydrosédimentaire qui ont permis soit la formation d'un stock alluvial (accumulation) soit le déstockage alluvial, façonnant alors un plan en contrebas du niveau d'accumulation primitif qui subsiste à l'état de terrasse ou de lambeaux de terrasses ;

**NB** La pente du cours d'eau qui draine le fond de la vallée est toujours inférieure (car un cours d'eau sinue presque toujours) ou au maximum égale à celle de sa vallée (si le cours d'eau est rectiligne ou en tresses).

- la **largeur du fond de vallée**, qui lui fournit un **espace de mobilité** potentielle plus ou moins vaste ;
- les **alluvions de fond de vallée**, qui sont plus ou moins facilement érodables selon leur degré de cohésion. Si c'est le substratum rocheux qui forme le fond de vallée, il est non érodable à notre échelle de

temps, sauf si les roches sont particulièrement tendres, comme certaines molasses non cohésives ou certaines marnes ou marmo-calcaires, visibles par exemple en Limagne sur le fond du lit de l'Allier :

- forte cohésion : argiles, limons,
- faible cohésion : sables, graviers, galets.

Ces variables de contrôle secondaires sont étroitement liées à l'histoire géologique ancienne ou plus récente de la région.

Les figures ci-dessous illustrent ces concepts avec l'exemple du bassin de la Loue (Franche Comté, Malavoi, 2006).

Ce bassin s'inscrit dans un contexte géologique fortement contrasté.

Sur ses 90 premiers kilomètres (secteur 1), la Loue draine le Jura calcaire (premier plateau). Malgré quelques millions d'années d'érosion fluviale, la Loue n'a pu développer qu'une vallée de faible largeur (100 à 600 m). La pente est supérieure à 0,002 (2 m/km) et les alluvions du fond de vallée sont plutôt cohésives.

Les 30 derniers kilomètres (secteur 2) s'inscrivent dans le fossé plio-quaternaire bressan, composé de roches tendres facilement érodables, où les grands processus érosifs quaternaires, commandés notamment par les glaciations qui ont affecté la chaîne jurassienne (particulièrement au Riss), ont permis de développer une vallée alluviale de plusieurs kilomètres de largeur, tapissée de sédiments grossiers d'origine fluviale et fluvioglaciaire. La pente est plus faible (0,001), mais les alluvions sont non cohésives, donc plus facilement érodables.

Figure 33

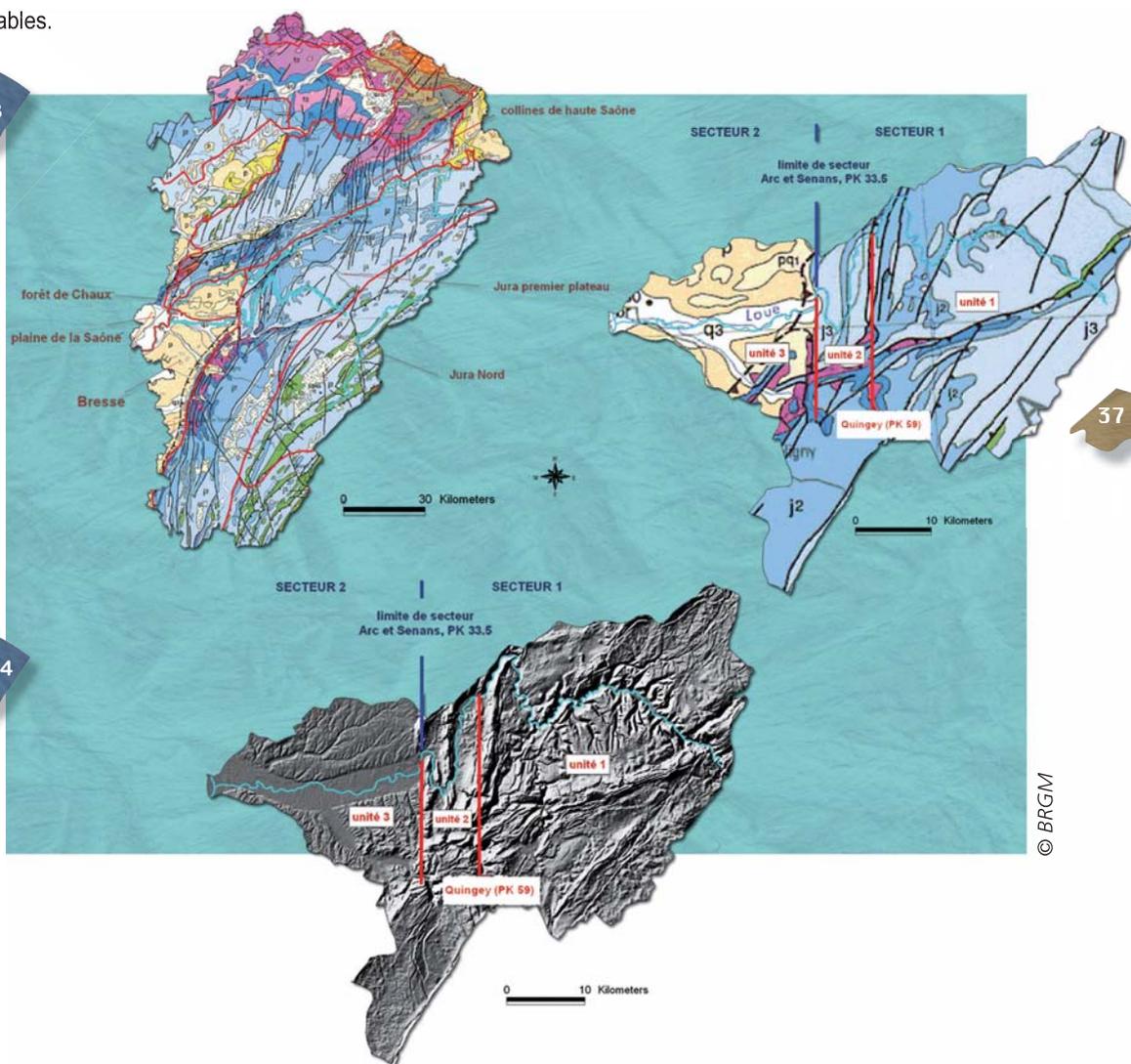
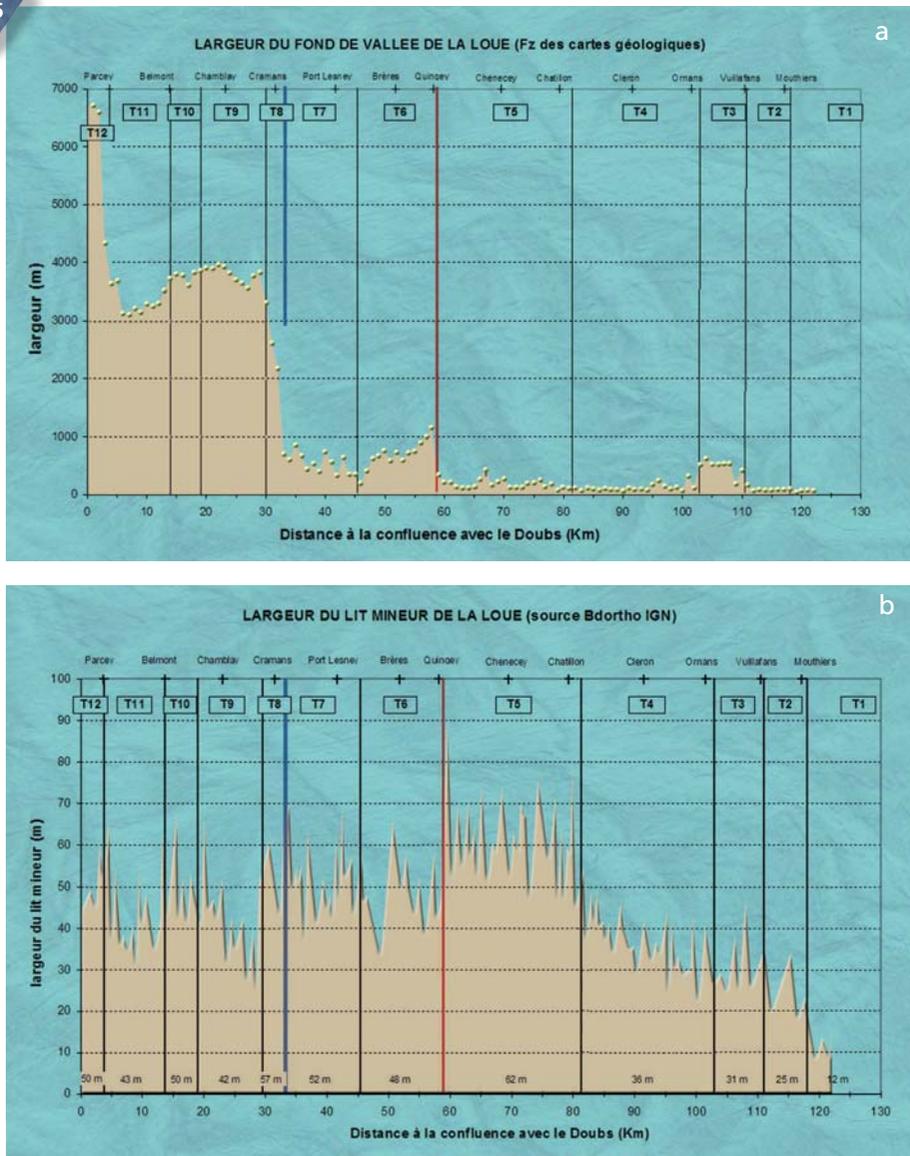


Figure 34

Carte géologique simplifiée de la Région Franche-Comté et zoom sur le bassin de la Loue. Tracé bleu épais, le lit de la Loue, bleu plus fin, celui du Doubs. Fond BRGM au 1/11 000 000<sup>e</sup>. Carte géologique simplifiée de la Région Franche-Comté et zoom sur le bassin de la Loue. Tracé bleu épais, le lit de la Loue, bleu plus fin, celui du Doubs. Fond BRGM au 1/11 000 000<sup>e</sup>. La figure 34 montre le même bassin versant sous l'angle de son relief (Malavoi, 2006).

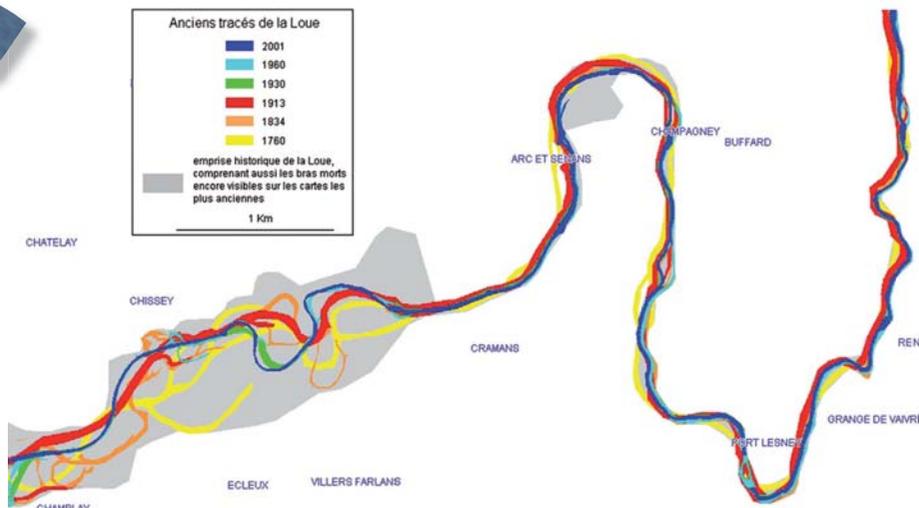
On conçoit bien que la Loue ne présente pas les mêmes processus ni la même morphologie dans la partie amont de son bassin versant (unité 1), où elle coule dans une vallée étroite et pentue et dans sa partie aval, où elle rejoint le fossé bressan (unité 3).

Figure 35



Evolution de la largeur du fond de vallée et du lit mineur de la Loue, des sources à la confluence avec le Doubs. En bleu, la limite de secteur et d'unité 3, en rouge la limite d'unité 2, en noir les limites de tronçons (cf. chapitre sur la méthode de sectorisation). (Malavoi, et al. 2006).

Figure 36



Changement brutal d'intensité de l'activité géodynamique de la Loue entre l'unité 2 et l'unité 3 (localisation des anciens tracés de la rivière) (Malavoi, et al. 2006).

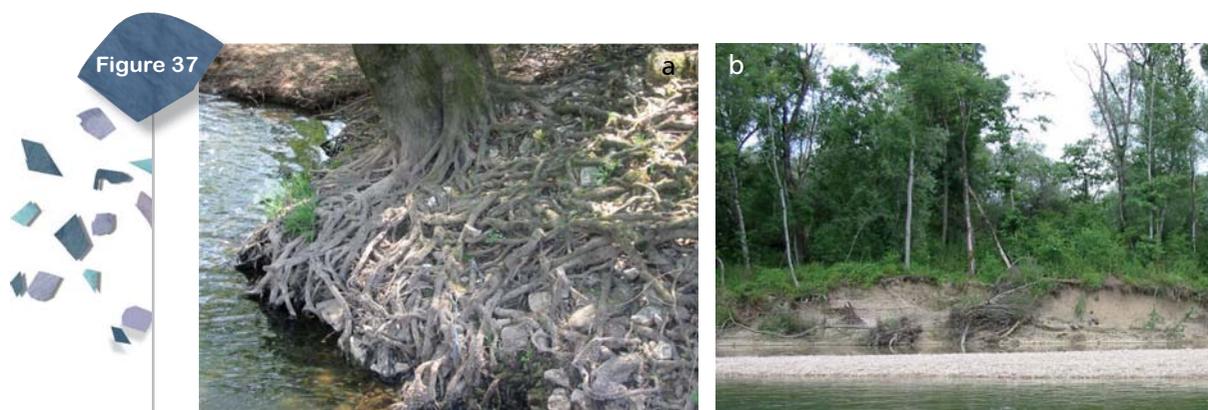
## Végétation des berges

De nombreux auteurs présentent la nature et la densité de la végétation poussant sur les rives et les berges des cours d'eau comme un paramètre exerçant un fort contrôle sur les processus géodynamiques et la morphologie qui en résulte.

Notons que contrairement aux autres paramètres de contrôle, celui-ci est **vivant** et donc particulièrement sensible à des modifications tant naturelles qu'anthropiques.

Toutes choses égales par ailleurs, il a été démontré qu'un cours d'eau présentant des berges naturellement végétalisées par des essences inféodées aux cours d'eau présente une moindre largeur et une plus forte profondeur que le même cours d'eau aux berges pas ou peu végétalisées.

**Un facteur 2 d'écart de largeur** entre deux cours d'eau, l'un aux berges très végétalisées et l'autre aux berges non végétalisées, n'est pas rare. Toutefois, ce phénomène de contrôle semble inversement proportionnel à la taille du cours d'eau. Les petits cours d'eau sont très affectés, tandis que sur les grands cours d'eau, les processus géodynamiques prédominent. Cela s'explique notamment par le fait que les petits cours d'eau ont proportionnellement (pour un style fluvial d'équilibre équivalent), des berges plus basses sur lesquelles le système racinaire des végétaux peut assurer une protection mécanique quasiment jusqu'au pied de la berge. Inversement, les grands cours d'eau aux berges généralement plus hautes, portant des arbres et des arbustes, même en cordon rivulaire très dense, ont souvent un système racinaire qui s'arrête bien au-dessus du pied de berge, partie du profil qui est la plus sensible aux processus érosifs.



(a) Stabilisation forte de la berge d'un petit cours d'eau par le système racinaire de la ripisylve (aulne). (b) Sur un grand cours d'eau, la hauteur des berges limite cette capacité de protection mécanique car le système racinaire ne descend pas suffisamment bas.

Pour ce qui concerne les processus d'érosion latérale, de nombreuses études montrent le rôle stabilisateur de la végétation, même si là encore la différence est marquée sur les petits cours d'eau et plus faible sur les grands cours d'eau.

Beeson et Doyle (1995) ont ainsi étudié 748 méandres en Colombie Britannique, juste après de fortes crues. A partir de photographies aériennes pré- et post-crue, ils ont pu démontrer que les berges non végétalisées avaient subi des **taux d'érosion 5 fois supérieurs** à ceux observés le long des berges végétalisées. De même, les phénomènes de très forte érosion étaient 30 fois plus fréquents le long des berges non végétalisées.

## Niveau de base

Une dernière variable de contrôle importante est la variabilité du « **niveau de base** » (niveau des océans par exemple), qui peut se traduire par des ajustements géodynamiques intenses en cas de fort abaissement ou exhaussement.

Nous y reviendrons dans le paragraphe consacré à l'ajustement du profil en long.

# Le score géodynamique

La nature et l'intensité des processus géodynamiques fluviaux, ainsi que les formes qui en résultent, sont, nous l'avons vu, fonction de plusieurs variables de contrôle : débits liquides et solides, nature des alluvions du fond de vallée, etc.

Il nous a cependant semblé possible (Biotec, Malavoi, 2007), dans l'attente d'une typologie fonctionnelle normalisée des cours d'eau, de proposer une typologie simplifiée que l'on peut déterminer, à l'échelle de tronçons géomorphologiques homogènes, par la mesure (ou au moins l'évaluation) de trois variables :

- la puissance du cours d'eau ;
- l'érodabilité de ses berges ;
- l'importance et la nature des apports solides directement ou indirectement injectés.

De ces trois variables, qui ne reflètent cependant pas la totalité des variables de contrôle, dépendent en grande partie :

- les caractéristiques géomorphologiques du cours d'eau : géométrie, style fluvial, nature des substrats alluviaux, intensité actuelle ou potentielle des processus d'érosion latérale, verticale et de transport solide ;
- les caractéristiques écologiques globales ;
- les capacités d'ajustement géomorphologique suite à des travaux de chenalisation ou de restauration.

## Notre postulat est le suivant :

- plus un cours d'eau est puissant
- plus ses berges sont facilement érodables
- plus les apports solides sont importants

⇒ plus les processus géodynamiques sont intenses  
⇒ meilleure est la capacité de résistance du cours d'eau aux « agressions » anthropiques et plus grande est sa capacité de récupération, tant physique qu'écologique  
⇒ plus grande est la pérennité des bénéfices d'une restauration hydromorphologique et moindre en est le coût, puisque le cours d'eau effectue lui-même une partie du travail de restauration

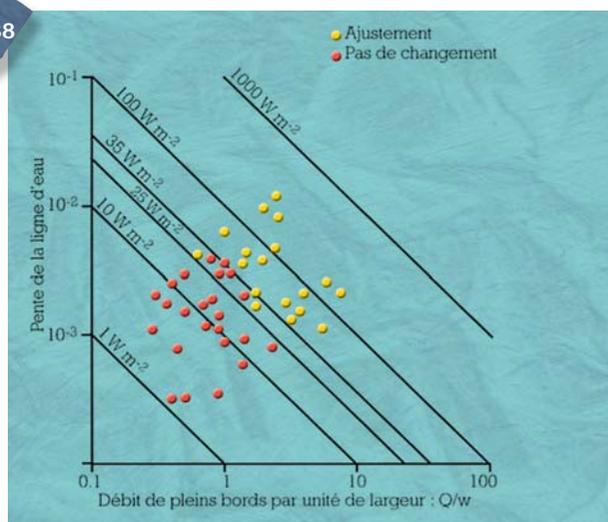
## Fondements scientifiques

### ■ La puissance spécifique

Il a été démontré depuis de nombreuses années que les capacités d'ajustement d'un cours d'eau étaient en grande partie fonction de sa puissance spécifique. Les travaux pionniers de Brookes sur ce sujet (1988), repris dans Wasson *et al.* (1998), ont largement défriché le terrain. D'une manière synthétique, les résultats de Brookes permettent d'identifier deux seuils de puissance spécifique :

- un seuil « majeur » apparaît aux environs de  $35 \text{ W/m}^2$ , au-dessus duquel la puissance naturelle de cours d'eau anciennement chenalisés a permis à ces derniers de réajuster leurs formes et de retrouver petit à petit une géométrie plus naturelle ;
- un seuil mineur est visible aux environs de  $25 \text{ W/m}^2$ , en dessous duquel la dynamique n'a pas permis de retour à la morphologie primitive ;
- les autres valeurs de puissance ne permettent pas d'identifier de seuils supplémentaires.

Figure 38



Les seuils de puissance spécifique (d'après Brookes, 1988 in Wasson et al., 1998).

### ■ L'érodabilité des berges

Nos propres investigations nous conduisent à penser que ces seuils proches de 25 - 35 W/m<sup>2</sup> peuvent être affinés et relativisés en fonction des caractéristiques sédimentologiques des berges des cours d'eau et notamment de leur érodabilité, elle-même fonction de la nature cohésive ou non des alluvions constituant le fond de vallée.

**Ainsi des cours d'eau à faible puissance** (10 - 15 W/m<sup>2</sup>) peuvent présenter une activité géodynamique relativement importante si leurs berges sont pas ou peu cohésives et s'ils reçoivent de l'amont une certaine quantité d'alluvions grossières qui, par leur dépôt sous forme de bancs, activent les processus d'érosion sur les berges opposées.

**A l'inverse, des cours d'eau plus puissants** (40 - 50 W/m<sup>2</sup>), mais coulant dans une plaine alluviale composée de sédiments plus cohésifs (argiles, limons, sables limoneux), sont moins actifs, surtout si les apports solides provenant de l'amont sont modestes et formés de particules de dimensions réduites.

Il n'existe pas à ce jour de méthode normalisée de détermination de l'érodabilité des berges (mis à part le coefficient de Schumm qui quantifie la part des éléments cohésifs dans la tenue de la berge, cf. le paragraphe sur la géométrie hydraulique). Nous proposons dans le chapitre « Outils d'une étude hydromorphologique » quelques éléments méthodologiques accompagnés d'exemples visuels permettant une approche simplifiée de ce paramètre.

### ■ Les apports solides

Outre leur rôle dans l'activation des processus d'érosion latérale sur lequel nous reviendrons (effet déflecteur de l'écoulement), les apports et les dépôts de charge sédimentaire grossière sont extrêmement importants en termes d'équilibre géodynamique (balance de Lane). Ils sont en outre à l'origine de la présence d'un **substrat alluvial** qui constitue l'habitat indispensable à de nombreux organismes composant les biocénoses aquatiques et ripicoles.

Aucune méthodologie n'a encore été développée à ce jour pour classer de manière simple l'intensité des apports solides à un cours d'eau. La méthode simplifiée que nous utilisons actuellement est basée sur l'analyse des photographies aériennes de l'Institut Géographique National (IGN), et notamment la BDOrtho au pixel 0,5 m (voir le chapitre « Outils d'une étude hydromorphologique »). Cette approche n'est que qualitative puisqu'elle s'intéresse uniquement à la cartographie des zones de stockage. Elle n'est présentée ici qu'à titre indicatif et mériterait un approfondissement pour être utilisable de manière normalisée.

Deux niveaux de précision peuvent être utilisés :

- soit une simple représentation par un point d'une macroforme alluviale (figures 39 et 40) ;
- soit une digitalisation plus précise des contours de ces masses alluviales, permettant de mieux quantifier les processus (superficie des macroformes, figure 41) .

Figure 39

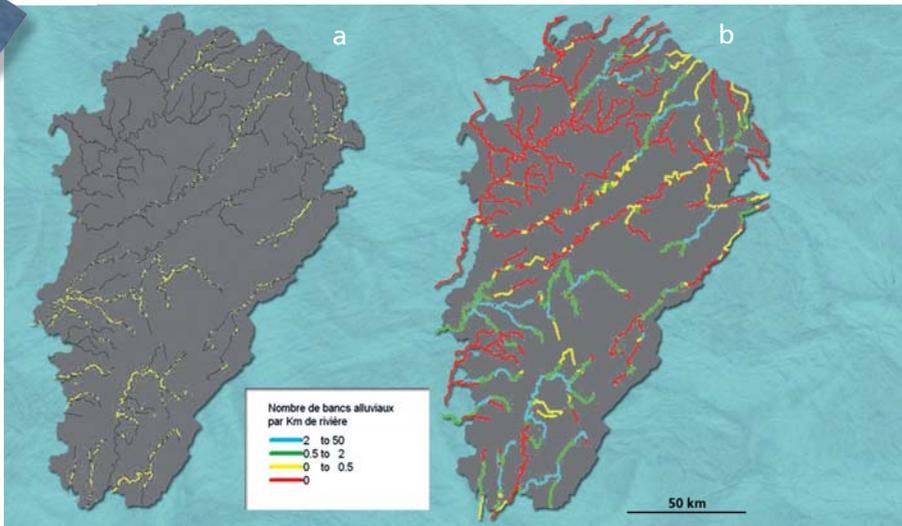


Franche-Comté. Exemples de localisation et de cartographie simplifiée sous SIG des bancs alluviaux visibles (in Malavoi et al., 2006). Chaque banc alluvial est simplement représenté par un point.

a-b- Fond BD ORTHO © 2001. © IGN 2010

Le résultat peut ensuite être présenté sur une carte synthétique permettant de distinguer les rivières en fonction de la densité des zones de stockage alluvial. On peut représenter l'information sous une forme brute (ci dessous, nombre de bancs par kilomètre de rivière), ou adimensionnalisée (nombre de bancs par unité de largeur du cours d'eau).

Figure 40



Exemple de cartographie de la densité kilométrique des bancs alluviaux exondés sur les rivières de Franche-Comté (Malavoi et al., 2006). (a) Levé « brut » des bancs sous forme de « points », (b) synthèse cartographique.

Figure 41



Exemple de digitalisation des bancs alluviaux (L'Armançon). Les chiffres en bleu sont les distances en km (PK) par rapport à la confluence avec l'Yonne. (Malavoi et Hydratec, 2007).

Fond BD ORTHO © 2002. © IGN 2010

Trois biais entachent cependant cette méthode d'une incertitude notable concernant l'évaluation du transport solide réel des cours d'eau :

- le débit lors des prises de vue de l'IGN, qui, s'il est élevé, peut masquer la présence de bancs alluviaux et, s'il est très bas, peut exagérer leur densité. Il faudrait, dans l'absolu, réaliser cette étude pour un débit équivalent sur tous les cours d'eau (débit moyen mensuel sec interannuel par exemple). La confrontation de la date de la prise de vue et des données hydrologiques disponibles à l'échelle du secteur d'étude permet cependant de lever une grande partie de l'incertitude ;
- la présence de la végétation riveraine qui masque parfois tout ou partie du cours d'eau. La méthode fonctionne bien dans les tronçons où les ripisylves ont été supprimées... Ce biais peut avoir des incidences sur le transport solide observé qui risque d'être fortement sous-estimé dans les tronçons où le chenal est masqué ;
- la présence de remous de seuils ou barrages, qui peuvent eux aussi masquer des bancs existants, mais ces derniers sont alors submergés (à noter que les sédiments sont aussi en grande partie piégés jusqu'à la réalisation d'un profil d'équilibre en arrière de l'obstacle).

**NB** Des mesures complémentaires de terrain peuvent s'avérer nécessaires pour compléter ces données en fonction des besoins de l'étude (par exemple : volume/épaisseur/granulométrie des bancs alluviaux dans le cas d'une étude visant à mieux cerner le transport solide du cours d'eau).

## Proposition de typologie géodynamique simplifiée

Sur la base de ces trois variables et malgré les imperfections qui subsistent quant à leur mesure, il semble possible de proposer une typologie géodynamique simplifiée, qui pourrait être mise en œuvre à l'échelle nationale ou renseignée progressivement dans le cadre d'études ponctuelles (contrats de rivières, Sage, etc.) :

- puissance spécifique -  $\omega$  ;
- érodabilité potentielle naturelle des berges (abstraction faite des protections éventuellement existantes) - B ;
- apports solides - A.

**Tableau 3**

Les 4 classes des variables permettant de discriminer la réactivité géodynamique des cours d'eau.

	1	2	3	4
Puissance spécifique - $\omega$	< 10 W/m <sup>2</sup>	10 - 30 W/m <sup>2</sup>	30 - 100 W/m <sup>2</sup>	> 100 W/m <sup>2</sup>
Erodabilité des berges - B	Nulle	Faible	Moyenne	Forte
Apports solides - A	Nuls	Faibles	Moyens	Forts

Ainsi, pour le type  $\omega_4/B_3/A_3$  (à forte puissance spécifique, apports solides et érodabilité des berges moyens), le cours d'eau est probablement très réactif et les travaux de restauration qui pourraient y être réalisés seraient efficaces et avec des résultats positifs rapides. A l'inverse, un type  $\omega_1/B_2/A_1$  (très faible puissance, érodabilité des berges faible et apports solides nuls) est peu dynamique, plus sensible aux altérations hydromorphologiques, plus difficile à restaurer.

