Les processus d'érosion hydrique à l'échelle du bassin-versant : l'écoulement fluviatile

Jean-Louis Ballais

▶ **To cite this version:**

Jean-Louis Ballais. Les processus d'érosion hydrique à l'échelle du bassin-versant : l'écoulement fluviatile. Yvette Veyret, Jean-Louis Ballais, Alain Marre, Michel Mietton, Alain Miossec, Serge Morin, Bernard Valadas. L'érosion entre nature et société, 22, SEDES, pp.68-84, 1998. hal-01567969

HAL Id: hal-01567969
https://amu.hal.science/hal-01567969

Submitted on 24 Jul 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

DIEM
DOSSIERS DES IMAGES ÉCONOMIQUES DU MONDE
sous la direction de André Gamblin
Collection co-fondée par Jacqueline Beaujeu-Garnier

DOSSIER 22

L'ÉROSION ENTRE NATURE ET SOCIÉTÉ

Coordination :

Yvette Veyret

Jean-Louis Ballais
Université de Provence (Aix-Marseille)

Alain Marre
Université de Reims

Michel Mietton
Université de Strasbourg

Alain Miossec
Université de Nantes

Serge Morin
Université de Bordeaux III

Bernard Valadas
Université de Limoges

Yvette Veyret
Université de Paris VII Denis-Diderot

SEDES

Mietton M., 1980. *Recherches géomorphologiques au sud de la Haute-Volta. La dynamique actuelle dans la région de Pô-Tiébélé,* Thèse de 3e cycle, Université de Grenoble I, 235 p.

Mietton M., 1988. *Dynamique de l'interface lithosphère – atmosphère au Burkina – Faso. L'érosion en zone de savane,* Thèse de doctorat d'État, Université de Grenoble I, Editec, Caen, 511 p. + annexes.

Neboit R., 1991. L'homme et l'érosion, *Faculté des Lettres et Sciences humaines de l'Université Blaise Pascal*, Fascicule 34, 2e édition, 269 p.

Puech C., Chabi Gonni D., 1984. Courbes hauteur de pluie – durée – fréquence en Afrique de l'Ouest et centrale pour des pluies de durée 5 minutes à 24 heures, *Comité Interafricain d'Études Hydrauliques (CIEH), Série Hydrologie*, 155 p.

Roose E., 1977. Érosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest. Vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales, *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, no 78, 108 p.

Roose E., 1981. Dynamique actuelle de sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique occidentale, *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, no 130, 569 p.

Roose E., 1994. Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES), *Bulletin pédologique de la FAO*, no 70, 420 p.

Roose E., Arrivets J., Poulain J.F., 1974. Étude du ruissellement, du drainage et de l'érosion sur deux sols ferrugineux de la région Centre Haute-Volta. Bilan de trois années d'observation à la station de Saria, ORSTOM, Abidjan, *IRAT/HV,* 83 p.

Roose E., Cavalie J., 1988. Nouvelle stratégie de gestion conservatoire des eaux et des sols. Applications en France et en Afrique occidentale, *Communication à la Conférence internationale ISCO 5*, Bangkok, 18-29/01/88.

Soyer J., 1987. Érosion par le splash en région tropicale humide (Lubumbashi, Shaba, Zaïre), *in Processus et mesures de l'érosion*, Paris, CNRS, A. Godard et A. Rapp éditeurs, p. 477-482.

Tricart J., 1972. *La terre, planète vivante,* PUF, Coll. Sup. (Le géographe), 183 p.

Valentin C., 1981. *Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région subdésertique (Agadez-Niger). Dynamique et conséquences sur l'économie en eau,* Thèse 3e cycle, Université de Paris VII, Paris, Éditions de l'ORSTOM, Collection Études et Thèses, 1985, 259 p.

Williams J.R., 1975. Sediment yield prediction with USLE using runoff energy factor, in ARS-S-40. *Agr. Res. Serv., USDA,* Washington DC, p. 244-252.

II. LES PROCESSUS D'ÉROSION HYDRIQUE À L'ÉCHELLE DU BASSIN-VERSANT ; L'ÉCOULEMENT FLUVIATILE (J.-L. Ballais)

Du ruissellement diffus il est possible de passer au ruissellement concentré dans des griffures, des rigoles et des ravines qui elles-mêmes contribuent à alimenter l'écoulement des fleuves et rivières. La littérature concernant la dynamique fluviale s'est largement étoffée depuis les travaux pionniers de Gilbert, de Horton puis ceux de Leopold *et al.* (1964) et de Schumm (1977). Les travaux récents (Amoros, Petts, 1993) ont mis l'accent sur le concept de système fluvial, montrant que le bassin-versant est un système ouvert caractérisé par des entrées, des flux et des sorties de matière et d'énergie, et par une auto-régulation entre les variables qui le composent. Le tableau (document 14) présente le statut des variables du bassin-versant à trois échelles temporelles différentes : échelle géologique, échelle historique et échelle actuelle.

Le bassin-versant est donc l'espace géographique fondamental pour envisager l'étude des eaux continentales. Il permet notamment d'analyser la formation et la

in Amoros et Petts, 1993

Variables	État des variables aux échelles de temps suivantes		
	Géologique	**Historique**	**Actuelle**
1. Géologie (lithologie, structure)	Indépendant	Indépendant	Indépendant
2. Paléoclimat	Indépendant	Indépendant	Indépendant
3. Paléohydrologie	Indépendant	Indépendant	Indépendant
4. Relief ou volume du système par rapport à un niveau de base	Dépendant	Indépendant	Indépendant
5. Dimensions des vallées (largeur, profondeur, pente)	Dépendant	Indépendant	Indépendant
6. Climat (précipitation, température, saison)		Indépendant	Indépendant
7. Végétation (type et densité)		Indépendant	Indépendant
8. Hydrologie (débit et flux sédimentaire moyens)		Indépendant	Indépendant
9. Morphologie du chenal		Dépendant	Indépendant
10. Hydraulique de l'écoulement (en un point)			Dépendant

Document 14. État des variables du cours d'eau pour des périodes de temps de durée décroissante (d'après Schumm & Lichty, 1985, in Amoros et Petts, 1993).

transmission des flux, depuis les apports par les précipitations jusqu'aux embouchures fluviales en intégrant le stockage dans les sols et les nappes, l'étalement des crues dans le lit majeur. Le bassin-versant permet aussi d'analyser des secteurs sources de sédiments, des lieux de stockage sur des durées variables, et les transferts plus ou moins rapides en direction de l'océan par exemple.

1. ÉLÉMENTS D'HYDRAULIQUE FLUVIALE : RAPPELS

Quelques éléments d'hydraulique fluviale sont nécessaires à la compréhension de la géomorphologie fluviale.

Dans un chenal, l'eau est soumise à deux forces principales : la gravité responsable de l'évacuation de l'eau vers l'aval et les forces de friction liées à la rugosité, qui tendent à freiner la vitesse d'écoulement. La vitesse moyenne de l'eau dans un tel chenal est fréquemment estimée par la formule de Manning-Strickler :

$$V = 1/n \cdot R^{2/3} \cdot J^{1/2}$$

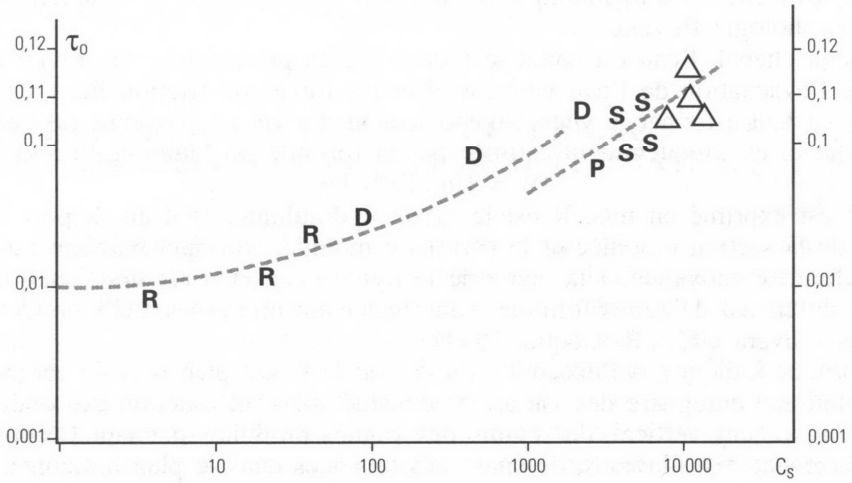
où V est exprimé en m/s, R est le rayon hydraulique, égal au rapport entre la surface de la section mouillée et le périmètre mouillé, soit approximativement égal à la profondeur moyenne, J la pente de la ligne d'eau et n est une fonction de la rugosité du chenal. D'autres formules sont également utilisables, celle de Chézy notamment souvent citée (R. Coque, 1994).

La formule indiquée, à l'exception du cas où le lit est plan (cas de certaines expérimentations) enregistre des variations considérables en fonction des ondulations du lit dans le sens vertical, du régime des vagues produites pendant l'écoulement, du déplacement des alluvions, de sinuosités brusques dans le plan horizontal qui se traduisent par une augmentation de résistance (Birot, 1981). La force tractrice ou force de cisaillement exercée sur le fond du lit est fonction de la profondeur, de la densité de l'eau et de la pente du lit. L'écoulement dans un chenal peut présenter plusieurs modalités dont la plus fréquente est l'écoulement fluvial non uniforme et irrégulier, c'est-à-dire avec des turbulences. La modalité de l'écoulement, laminaire

ou turbulent, dépend de la densité, de la profondeur, de la vitesse de l'eau et de sa viscosité. Par opposition au mode d'écoulement laminaire où les filets liquides se déplacent parallèlement à eux-mêmes, en mode turbulent les filets liquides décrivent des trajectoires complexes en forme de tourbillons. Certains à axe vertical se déplacent dans le sens du courant. D'autres stationnaires ont un axe vertical le long des berges et horizontal au voisinage du fond (Coque, 1977). Le diamètre des tourbillons va d'une fraction de millimètre à plusieurs centaines de mètres dans les plus grands fleuves. Les filets d'eau les plus rapides partent soudainement en direction du lit pendant que d'autres filets de faible vitesse s'en éloignent, ce phénomène est appelé « bursts » dans les ouvrages anglo-saxons (Jackson, 1976). Les tourbillons armés de galets creusent des marmites de géant dont l'usure des parois courbes peut s'effectuer à des vitesses de l'ordre de 0,1 à quelques millimètres par an (Birot, 1981). La puissance du cours d'eau est le travail réalisé, ou perte d'énergie, qui contrôle l'ablation ou le transport des alluvions. Elle varie comme la puissance cube de la vitesse. Si la surface du profil en travers augmente sans qu'il y ait de nouvelles arrivées d'eau, la vitesse moyenne diminue. Si la surface du profil en travers diminue la vitesse moyenne augmente.

2. LES TRANSPORTS

Les cours d'eau transportent des éléments en solution dont le tonnage peut dépasser celui des matériaux en suspension et celui de la charge de fond. Ces deux derniers constituent la charge ou débit solide. La compétence de l'écoulement est égale à la masse des plus gros éléments qu'il déplace. La capacité de transport se mesure à la masse totale de la charge que l'écoulement peut transporter dans l'unité de temps (R. Coque, 1977). Elle est donnée par la formule de Meyer-Peter et Muller qui est une fonction de la force tractrice. Elle a été également mesurée expérimentalement par Simons *et al.* (document 15) (in Birot, 1981).

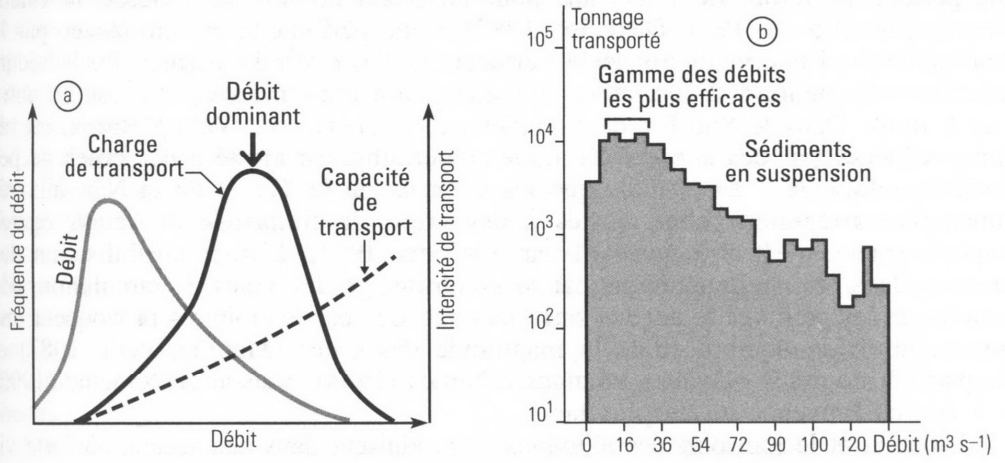


Document 15. La capacité de transport totale dans un chenal sableux expérimental d'après D.-B. Simons *et al.* (in P. Birot, 1981). La concentration par unité de longueur C_S est exprimée en p.p.m. Le *d* du sable = 0,45 mm.
La force tractrice τ_0 = YIH est exprimée en l.b.s./ft². R = régime de ripples - D = dunes - P = plan - S = vagues stationnaires - Δ = anti-dunes.

La charge de fond est constituée d'éléments grossiers transportés sur le fond du lit et qui conservent un contact, au moins partiel, avec ce dernier. L'entraînement et le transport des sédiments est fonction des relations entre la force de cisaillement au fond et la taille et la densité des particules. Pour qu'une particule soit arrachée du fond ou de la berge, il faut que la force de cisaillement excède les forces (gravité, cohésion) qui contrarient la mise en mouvement de la particule (cf. chapitre 4, l'analyse présentée pour un autre fluide, le vent). Sur le fond, les particules se déplacent par roulement, glissement et saltation dans une couche de faible épaisseur. En raison de ses caractéristiques, la charge de fond n'est habituellement mise en mouvement en fonction de la compétence de l'écoulement que lors des périodes de fort débit. Dans ces conditions, la mise en mouvement de cette charge de fond est souvent brutale. Cette charge peut être prélevée à une couche superficielle de gros galets et à une sous-couche à galets de plus petites dimensions dont les interstices sont remplis de sable (Bravard, Gilvear, 1993).

En revanche la charge en suspension, constituée surtout de limons, est transportée toute l'année à l'exception des périodes d'étiages. Connaissant la concentration en matières en suspension en un point donné (en l'ayant mesurée), il est possible de la connaître en tout autre point, par application de la théorie de la turbulence de Von Karman (Birot, 1981). Dans les études effectuées au sud des Rocheuses, la concentration est de 100 kg/m^3, elle est beaucoup plus élevée dans les cours d'eau qui drainent de vastes affleurements de loess comme le Hoanghe (Chine).

Les petites crues dont les modalités varient pour un même cours d'eau, et qui se produisent de manière fréquente, transportent assez peu d'alluvions et sont en général peu efficaces sur le plan géomorphologique. Les grandes crues, au contraire, ont un potentiel supérieur en matière d'ablation et de transport mais constituent des épisodes peu fréquents. Le débit dominant ou débit à plein bord est le débit de crue qui accomplit le travail géomorphologique total le plus important (document 16) et les débits les plus efficaces pour le transport des alluvions sont ceux qui sont voisins de la capacité d'écoulement à plein bord plutôt que les événements extrêmes.



Document 16. Le débit dominant (in Amoros et Petts, 1993).
A) exemple de l'utilisation du débit dominant : la charge en sédiments totale transportée pour un débit donné est fonction de la fréquence de ce débit multiplié par la capacité de transport d'un débit de cette importance.
Le débit dominant est celui pour lequel la charge est maximale ;
B) débit dominant de la Wedy, Devon (Webb & Walling, 1982).

Cependant, R. Mussot (in Birot, 1981) établit une corrélation entre la longueur du transport et le débit des crues ; il montre que sur les cours d'eau principaux des Pyrénées orientales, à pentes longitudinales supérieures à 10 pour 1 000, les crues dont la période de retour est supérieure à 100 ans déplacent des galets de 100 mm sur des distances de plusieurs kilomètres, les crues décennales sur plusieurs centaines de mètres et les crues bisannuelles sur quelques dizaines de mètres. Au moment de la montée de la crue, les matériaux grossiers sont charriés puis déposés en même temps que des alluvions plus fines, celles-ci étant entraînées seules lors de petites crues.

3. DYNAMIQUE DES COURS D'EAU

L'efficacité géomorphologique évalue le travail accompli par une crue par rapport au potentiel géomorphologique dont elle dispose (Wolman, Gerson, 1978). En effet, deux crues de magnitude similaire ne réalisent pas toujours la même quantité de travail. Les principaux facteurs qui influencent cette efficacité sont le temps écoulé depuis la dernière crue, les changements récents dans le chenal et la saison, sans qu'il soit encore possible d'apprécier clairement et précisément ce rôle. Les rivières ajustent donc leur forme au passage de crues de taille modeste contenues entre leurs berges mais l'ajustement du chenal à la crue n'est pas instantané. L'inondation du lit majeur qui se produit pendant les grandes crues (alors que les crues de plus faible magnitude restent dans le lit moyen) permet la dissipation de l'énergie en même temps que l'accumulation des alluvions transportées.

La granulométrie des dépôts dépend des processus de transit des flux débordants : ces dépôts sont en général sableux et bien triés à proximité des lits mineurs (bancs, levées), donc perméables, alors qu'ils sont fins sur les marges et dans les bras-morts.

Dans la zone tempérée, le débit à plein bord, assimilable au débit dominant, a une période de retour de 1 à 3 ans pour un grand nombre de rivières, la valeur modale étant 1,5 an (Petit, Daxhelet, 1989). Cette périodicité est influencée par la lithologie, par l'intermédiaire de la perméabilité : sur terrain perméable, la récurrence est supérieure à 2 ans, alors que sur terrain imperméable, elle oscille entre 1 et 8 mois. Dans le Sud-Est de l'Angleterre, le chenal du Wallop Brook, au régime influencé par des apports d'origine souterraine, est ajusté à des crues de période de retour de 7 ans, tandis que les chenaux de la Ter et de la Nar, aux régimes plus irréguliers, sont ajustés à des crues de fréquence de retour égales respectivement à 1,8 et 2 ans (Gilvear, Bravard, 1993). L'imperméabilisation des surfaces dans les agglomérations par le goudronnage des voies de circulation, des trottoirs et des parkings et par les surfaces couvertes par les toitures provoquent une augmentation du nombre et de la magnitude des crues (Mabille, Petit, 1987) et l'apparition de crues pluviales urbaines à Nîmes (1988), Vaison-la-Romaine (1992) et à Aix-en-Provence un an plus tard.

L'ablation et le transport des alluvions se produisent dans des secteurs à forte vitesse et donc particulièrement en période de crue. Si le bilan global en un point, à une certaine échelle de temps qui n'est pas celle de la crue instantanée, est à l'ablation, le lit s'incise ; si, au contraire, le bilan est à l'accumulation, le niveau du lit mineur ou du lit majeur augmente par exhaussement ou aggradation. Si les deux tendances s'équilibrent, le lit reste stable. A une certaine échelle spatiale, on peut donc distinguer (Gilvear, Bravard, 1993) :

– des rivières en voie d'incision de leur lit par affouillement ou sapement en général, voire par cavitation au fond des gorges étroites (Coque, 1977) et/ou élargissement du chenal en raison d'un déficit de la charge sédimentaire totale),

– des rivières dont le lit est globalement stable, il n'enregistre pas de changement progressif de la forme du chenal, bien que des variations à court terme puissent se produire pendant les crues,

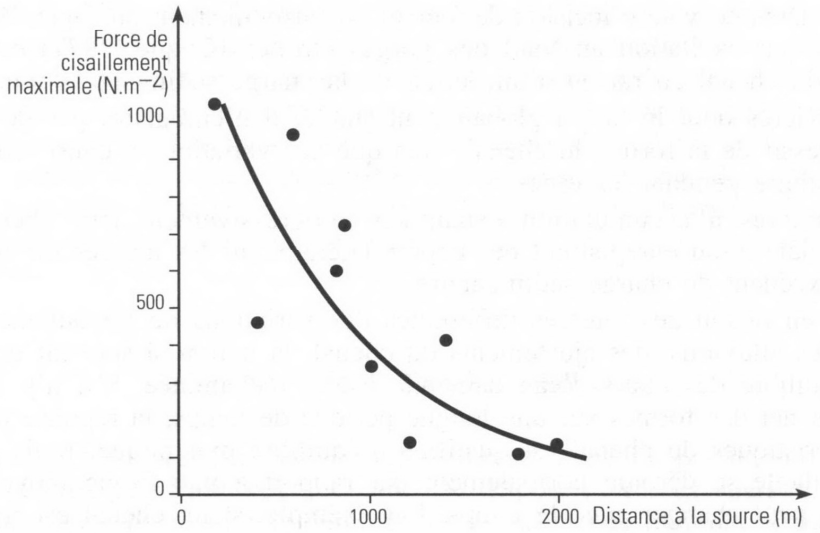
– des rivières à accumulation exhaussent progressivement leur chenal et la plaine alluviale et/ou enregistrent des dépôts latéraux sur les marges du chenal du fait d'un excédent de charge sédimentaire.

En fait, en raison des vitesses différentes des variations de l'écoulement et du transport des alluvions, des ajustements du chenal, la notion si souvent utilisée de profil d'équilibre des cours d'eau demande à être réexaminée. S'il n'y a pas de changement net des formes sur une longue période de temps, la réponse oscillante des caractéristiques du chenal est qualifiée d'équilibre dynamique. Mais cette réponse oscillante se déroule normalement par rapport à une forme moyenne qui, elle-même, peut changer avec le temps. Par exemple, si un chenal est trop étroit pour laisser passer un débit et une charge donnés, l'ablation des berges peut l'élargir et réduire la vitesse d'écoulement ; cependant, quand le débit diminue, les vitesses d'écoulement n'ont plus la compétence nécessaire au transport et le dépôt de la charge qui se produit a pour effet de réduire la largeur et la profondeur du chenal élargi. Après un événement de forte amplitude, pouvant éventuellement entraîner des changements très importants dans la morphologie des chenaux, la période de relaxation ou de récupération dure jusqu'à ce que les chenaux se réajustent à la géométrie antérieure à la crue. Habituellement brève dans la zone tempérée, elle peut être beaucoup plus longue dans les régions à saison sèche plus ou moins accentuée et dans les domaines arides.

L'importance des processus affectant le lit est contrôlée par des seuils « extrinsèques », tels une grande crue capable d'éroder le matériel laissé par de petites crues antérieures, ou des seuils « intrinsèques » comme l'érodabilité du substratum qui influence la forme de la section en travers (Gilvear, Bravard, 1993). Du fait de la complexité des systèmes fluviaux, il n'est pas toujours possible de prédire les effets géomorphologiques d'une crue de magnitude donnée ou de changements d'origine anthropique concernant l'écoulement, la charge sédimentaire ou la morphologie d'un chenal.

Les rivières ont un profil en long concave, traduisant la diminution de la pente vers l'aval, qui a fait l'objet de nombreux travaux (P. Birot, 1981). Ce profil influence les forces de cisaillement (document 17), la puissance du cours d'eau, la nature des ajustements géomorphologiques des chenaux et le développement de la plaine alluviale vers l'aval. A grande échelle, le profil est accidenté par des seuils aux matériaux grossiers, où l'eau est peu profonde et s'écoule vite, et par des mouilles plus profondes à dépôt de matériaux plus fins. Le rythme d'espacement des unités de seuils et de mouilles est en général égal à 5 à 7 fois la largeur du chenal.

Dans les chenaux à fond sableux ou limoneux, en fonction de la vitesse du courant, peuvent apparaître des dunes hydrauliques ou des rides transversales lors des périodes de fort débit. D'autres facteurs interviennent également pour contrôler la forme des chenaux : Schumm (1971), à partir des relations existant entre la forme du chenal et le pourcentage du total argiles-limons de la charge de fond et des berges a conclu que les chenaux dont la charge en suspension est dominante ont tendance à être étroits et profonds, tandis que ceux dont la charge de fond domine



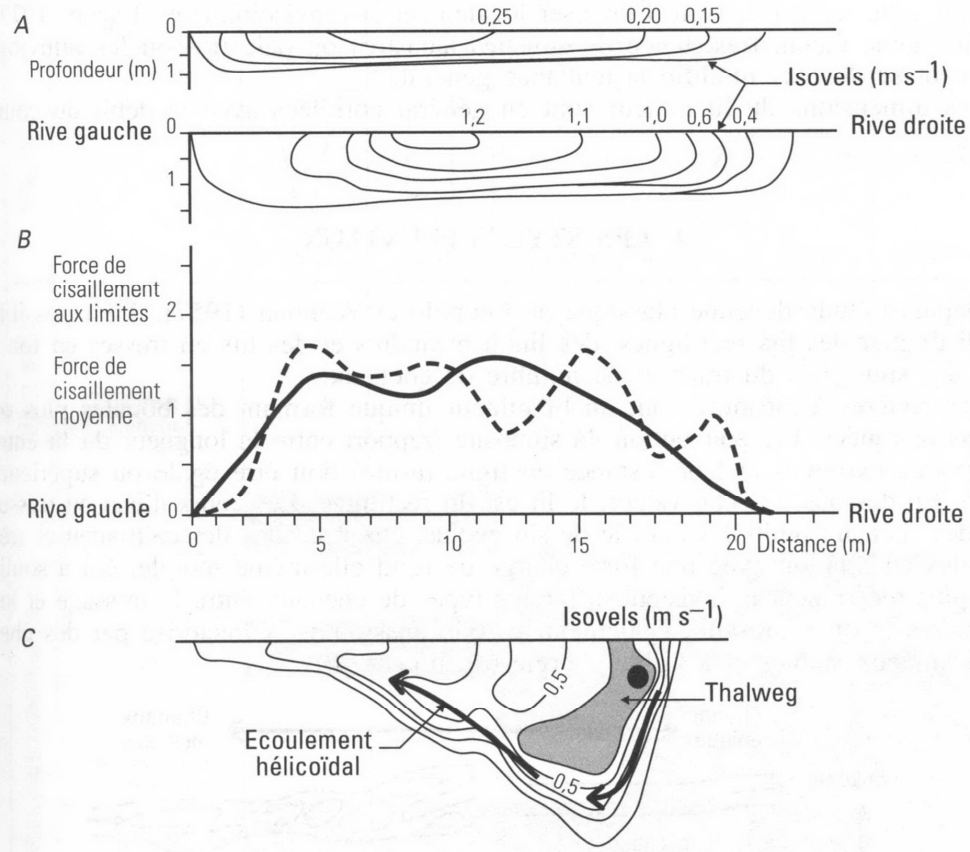
Document 17. La force de cisaillement. Décroissance de la force de cisaillement appliquée sur le fond du chenal en période de crue sur la Langdon, Royaume-Uni (d'après Carling, 1986, in Amoros et Petts, 1993).

sont généralement larges et peu profonds. La composition et la cohésion du matériel constituant les berges jouent un rôle très important, de la même façon que la végétation qui les colonise : quand elle est abondante elle accroît la stabilité des berges et favorise l'étroitesse des lits ; des chenaux aux rives herbeuses sont en moyenne 30 % plus larges et les chenaux bordés d'arbres 30 % moins larges que les calculs ne le prévoient.

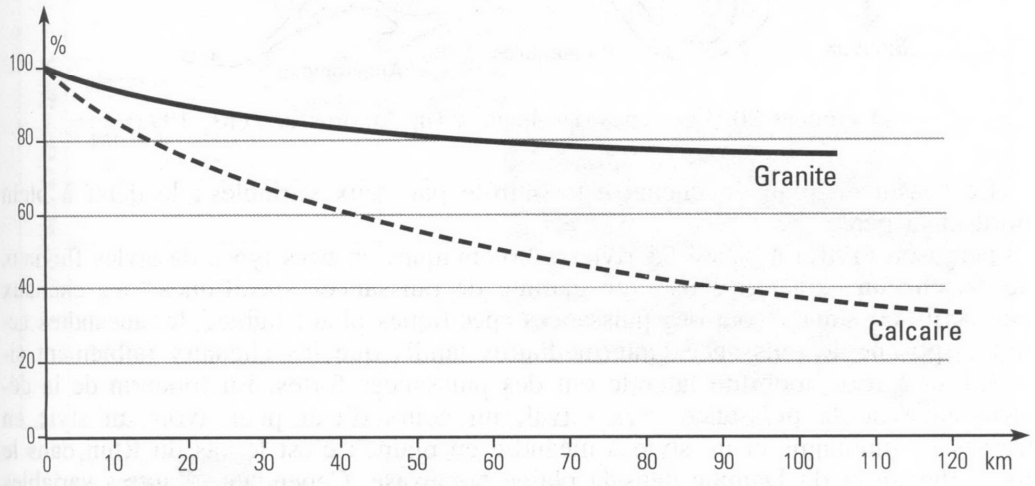
Vers l'aval, à l'exception des oueds et de rivières pérennes allochtones en domaine aride (comme le Nil, par exemple), le débit s'accroît entraînant en principe une augmentation de la capacité du chenal ; cette augmentation variant dans le même sens que la pente et dépendant de la lithologie du substratum.

La force de cisaillement aux limites du chenal s'accroît avec le débit lors d'une crue mais elle reste maximum dans la partie centrale du chenal (document 18). Dans les courbures, cependant, la force centrifuge provoque une augmentation de la pression de l'eau sur la rive concave et un déficit sur la rive convexe responsable d'un mode d'écoulement de l'eau hélicoïdal si bien que le maximum de vitesse est décalé du côté de la rive concave. Le pied de la rive concave est souvent surcreusé et l'imbibition des matériaux de cette berge lors de la crue peut provoquer des affaissements par détente ou décompression lors de la décrue.

Les alluvions transportées subissent, elles aussi, des modifications de l'amont vers l'aval, diminution de leur taille et émoussé. En principe, la taille des matériaux diminue de façon exponentielle vers l'aval, en raison du classement des particules, de l'abrasion par broyage et frottement (ce que confirment les expériences de Kuenen (1956) (document 19) et parfois de la dissolution qui demeure cependant modeste (0,01 mm/an à la surface d'un feldspath). Le classement est dû à l'exportation sélective des plus petites particules qui ne peuvent se maintenir dans les cours d'eau d'ordre inférieur (petits cours d'eau selon la classification de Strahler) où les forces de cisaillement sont élevées. L'émoussé des matériaux augmente vers l'aval, les grains de quartz acquérant un faciès émoussé-luisant typique. La diminution de la taille des matériaux vers l'aval, de même que l'augmentation de l'émoussé, sont également contrôlées par les apports des affluents qui peuvent



Document 18. A. Variation des caractéristiques de l'écoulement à l'échelle de la section en travers du chenal. B. Variation de la force de cisaillement. C. Vitesse du courant sur une section en travers.



Document 19. Diminution du poids des galets en fonction de la distance parcourue dans les appareils de Kuenen (in P. Birot, 1981).

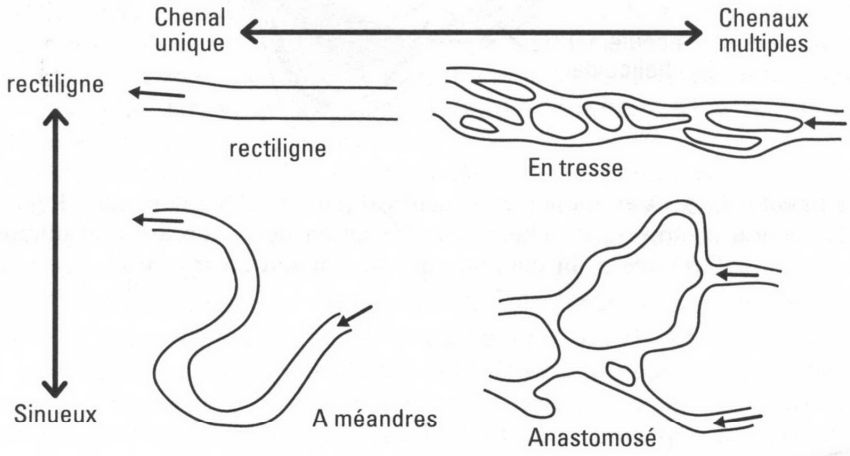
ralentir cette tendance, voire l'inverser localement et provisoirement (Tricart, 1977). De la même façon, l'existence de cuvettes lacustres ou palustres où les alluvions viennent se déposer modifie la tendance générale.

Les dimensions du lit majeur sont en général corrélées avec le débit du cours d'eau.

4. LES STYLES FLUVIAUX

Depuis l'étude devenue classique de Leopold et Wolman (1957), il est possible de distinguer des lits rectilignes, des lits à méandres et des lits en tresses en fonction des sinuosités du tracé et du nombre de chenaux.

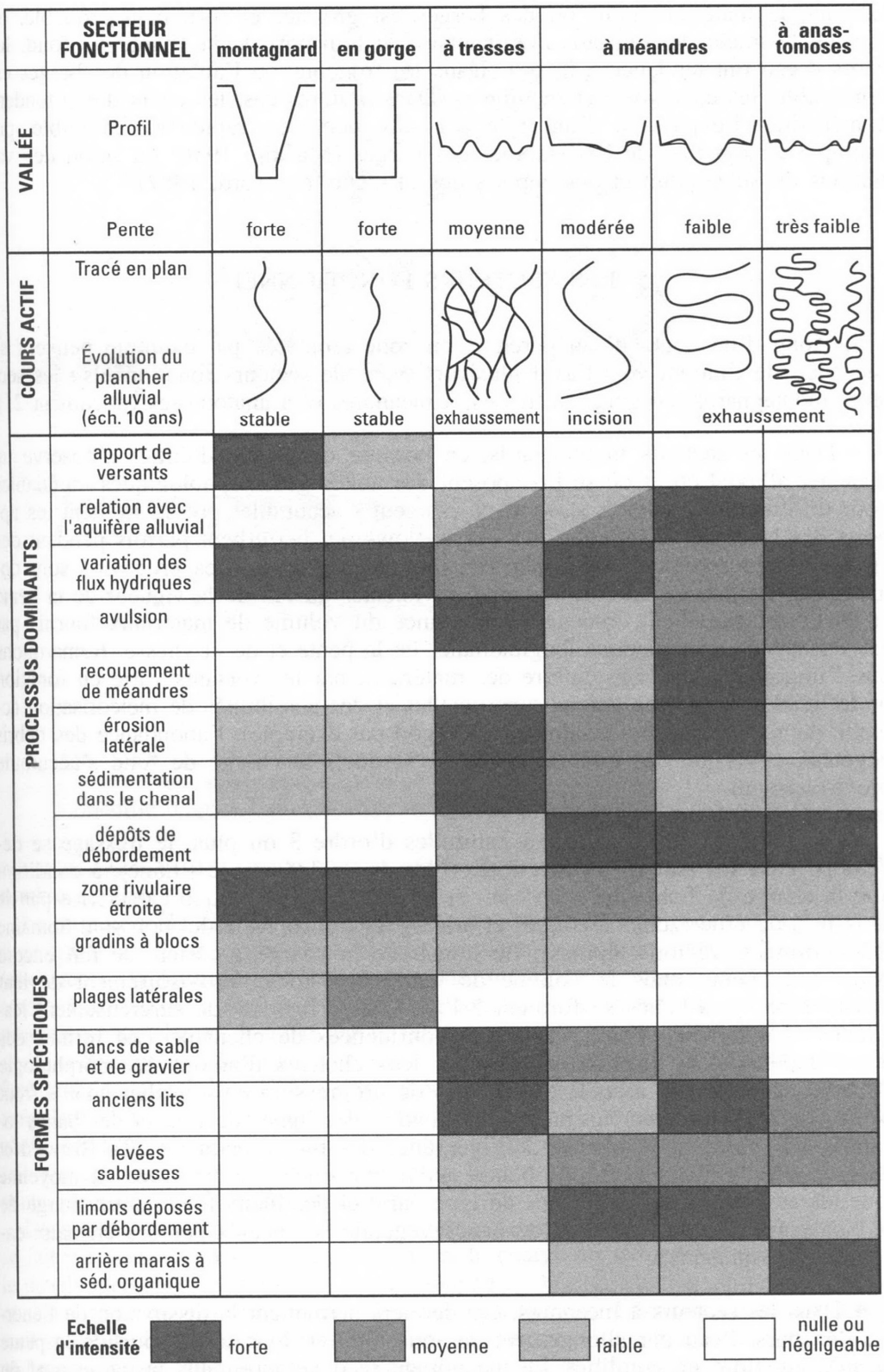
Les rivières à méandres ont un lit mineur unique formant des boucles plus ou moins marquées. Par convention, la sinuosité (rapport entre la longueur du lit entre ses points extrêmes et leur distance en ligne droite) doit être égale ou supérieure à 1,5. En dessous de cette valeur, le lit est dit rectiligne. Les cours d'eau en tresses ont des chenaux multiples dont le dessin évolue, enserrant des îles caillouteuses très mobiles en relation avec une forte charge de fond elle-même mobile. On a souligné plus récemment qu'existent différents types de chenaux entre le tressage et les méandres et on a introduit également le style anastomosé caractérisé par des chenaux sinueux stables et à faible énergie (document 20).



Document 20. Les types de chenaux (in Amoros et Petts, 1993).

Le dessin en plan du chenal est contrôlé par deux variables : le débit à plein bord et la pente.

Ferguson (1981) a classé 95 rivières britanniques en trois types de styles fluviaux actifs, chacun caractérisé par une gamme de puissances spécifiques : les chenaux peu actifs ou sinueux ont des puissances spécifiques plutôt faibles, les méandres actifs disposent de puissances intermédiaires tandis que les chenaux faiblement sinueux et à forte mobilité latérale ont des puissances fortes. En fonction de la décroissance de la puissance vers l'aval, un cours d'eau peut avoir un style en tresses en montagne et un style à méandre en plaine : c'est le cas du Rhin dans le fossé rhénan et du Danube dans la plaine hongroise. Cependant, d'autres variables interviennent pour expliquer que la substitution ne soit pas systématique, par exemple la nature des alluvions, l'érodabilité des berges et la charge transportée.



Document 21. Les secteurs fonctionnels des lits fluviaux (in Amoros et Petts, 1993).

Lorsque le matériel du lit ou des berges est grossier et fortement érodable, ou lorsque le mode de transport dominant est le transport de la charge de fond, les cours d'eau ont tendance à tresser. Dans les tronçons où l'ablation des berges est impossible, les chenaux sont rectilignes. Dans d'autres cas, les cours d'eau tendent à méandrer. Le passage d'un style à l'autre peut être rapide et réversible, par exemple en fonction de l'érodabilité des berges (Mackin, 1956) ou selon des variations du substratum et des apports des affluents (Bravard, 1987).

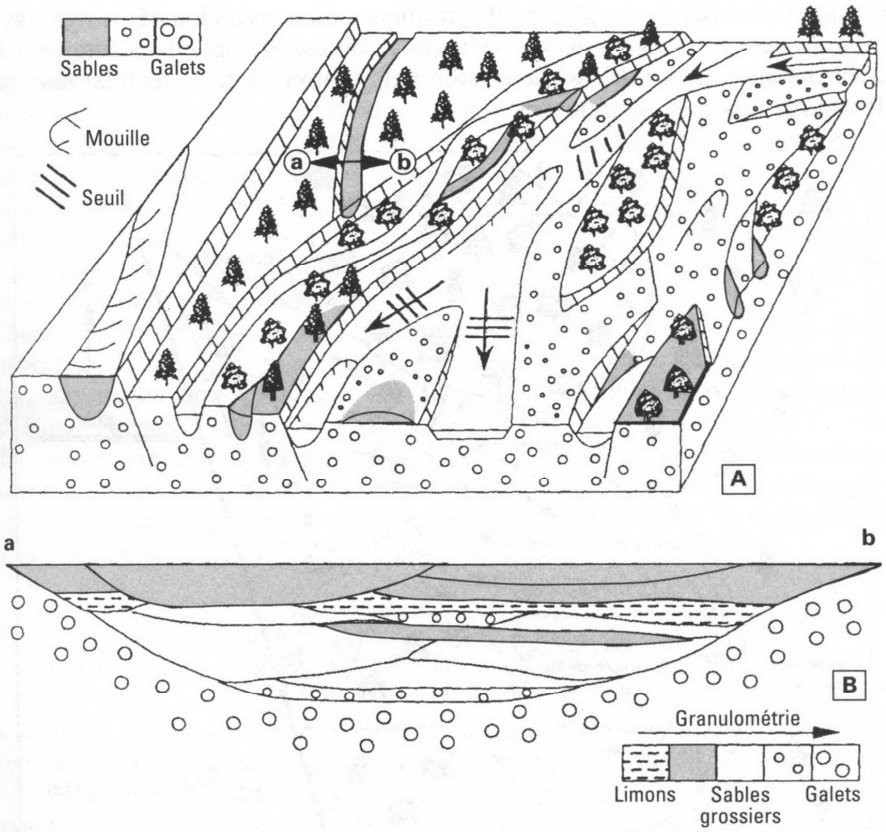
5. LES SECTEURS FONCTIONNELS

Le long d'un cours d'eau pérenne, en zone tempérée par exemple peuvent se succèder, de l'amont vers l'aval plusieurs types de secteurs fonctionnels : les secteurs montagnards, en gorge, à tresses, à méandres et à anatomoses (document 21).

• Dans les secteurs montagnards, en bordure du chenal d'étiage s'observe un plancher alluvial étroit où se juxtaposent des unités géomorphologiques inondables pour différentes valeurs de crue et où peuvent s'accumuler provisoirement les apports des laves torrentielles et des debris flows qui perturbent parfois pendant des années l'organisation du lit mineur en mouilles et seuils. Les processus sont dominés par l'efficacité de crues courtes et violentes du fait de la vigueur de la pente et de l'étroitesse du lit majeur, l'importance du volume de matériaux fournis par les versants et les variations longitudinales de la pente et de la vitesse. Remarquons que l'importance de la fourniture des matériaux par les versants varie en fonction de la lithologie, des formations superficielles et des possibilités de météorisation actuelle du substrat. Dans certains cas (Oregon par exemple), l'abondance des débris végétaux provoque des embâcles derrière lesquels la charge de fond s'accumule provisoirement.

• Vers l'aval, sur des rivières naturelles d'ordre 3 ou plus, le tressage se développe dans les vallées à pente forte (plus de 0,07 % sur le Rhône), à condition que la charge de fond soit abondante et le régime hydrologique caractérisé par de forts pics de crue (zones arctiques et arides, région tropicale de mousson, domaine méditerranéen, régions alpines). Le transit de la charge grossière se fait encore grâce à la pente mais le volume de matériaux stocké provisoirement devient considérable. Les bancs se forment à l'aval des « fosses » de surcreusement lesquelles sont développées à l'aval des confluences de chenaux. Les formes des bancs dépendent de la taille relative des deux chenaux d'amont. La morphologie du lit caractéristique, associe des formes de progression en « avalanche » à front pentu, des zones de sucreusement à la jonction des lignes de flux et des bancs localisés à l'aval dans le secteur de divergence des flux (document 22). Bravard et Gilvear (1993) distinguent une bande active remaniée par les crues en moyenne tous les ans présentant des bancs de type varié et des hauts fonds et en marge de la bande active, une mosaïque de bancs végétalisés, séparés par des chenaux encombrés d'embâcles.

• Dans les secteurs à méandres, ces derniers permettent la dissipation de l'énergie du cours d'eau par allongement de son cours et donc diminution de la pente jusqu'à atteindre un équilibre. Le méandrage se développe dans la partie aval du cours mais existe également en relai du style à tresses (Tricart, Vogt, 1967). La



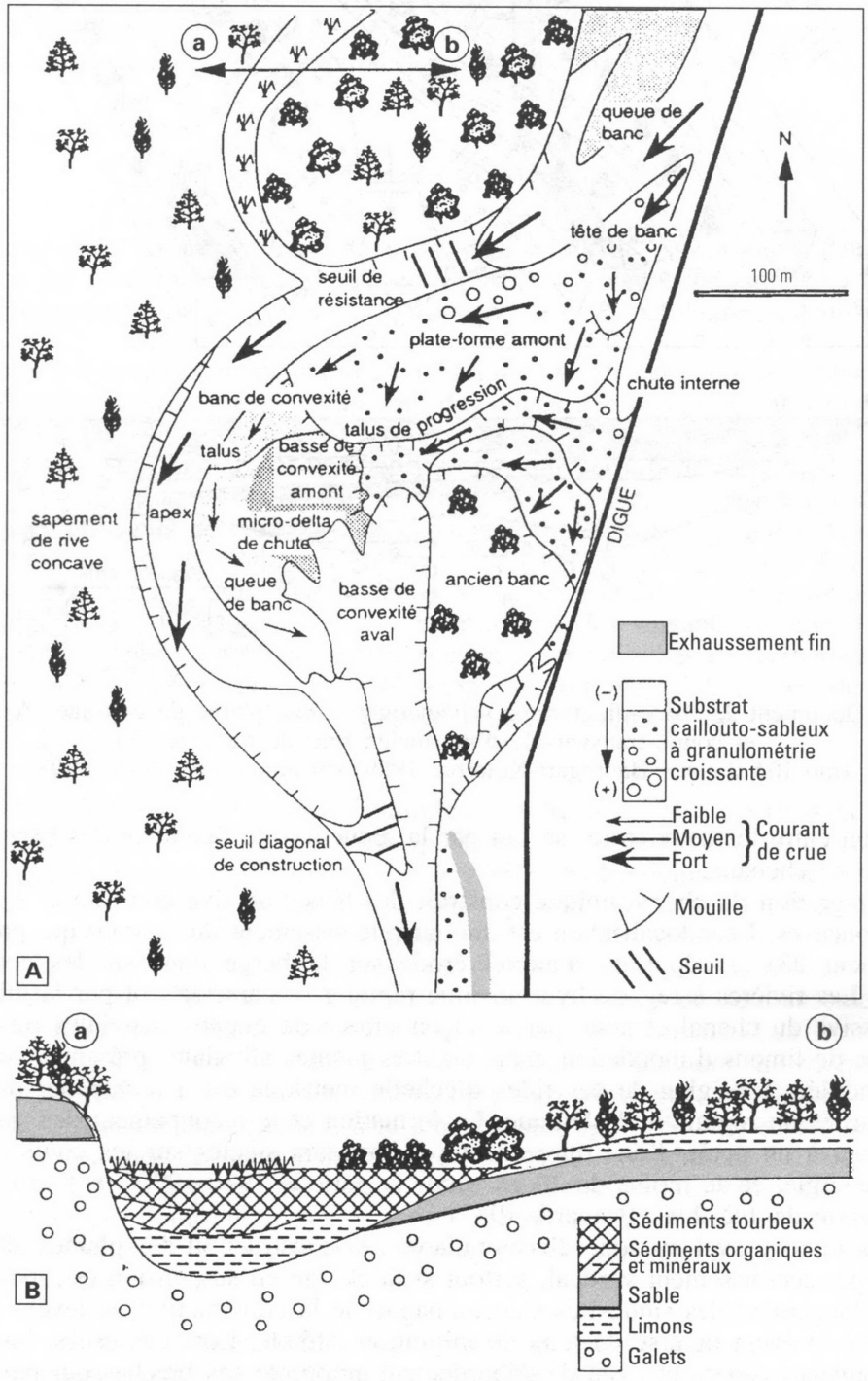
Document 22. Bloc-diagramme schématique d'une plaine de tressage (A) et coupe transversale d'un ancien bras de tressage (B) (modifié d'après Baumgart-Kotarba, 1989) (in Amoros et Petts, 1993).

transition entre les deux styles se fait par la réduction de l'étendue des bancs et du nombre de chenaux.

La migration du chenal unique construit des bancs de rive convexe et érode les rives concaves. Leur localisation est due au ralentissement du courant qui provoque (document 23) le dépôt du matériel érodé sur la berge concave des courbures amont. Les rivières à régime hydrologique régulier se caractérisent par la migration progressive du chenal et donc par le façonnement de plaines alluviales très plates revêtues de limons d'inondation, mais d'autres plaines alluviales présentent une surface ondulée. L'origine de ces rides d'échelle métrique est à rechercher dans des irrégularités du régime hydrologique. La formation et le recoupement des méandres obéiraient à un cycle d'une durée de un à plusieurs siècles sur les cours d'eau à faible énergie, et de moins de 20 ans pour la période 1930-1970 sur l'Ain dont la pente varie de 1 à 2 % (Bravard, 1987).

Dans la zone aval ou zone d'accumulation, la construction des plaines alluviales se fait par accroissement vertical, surtout si la charge en suspension est abondante : le développement des sinuosités s'accompagne de la construction de levées en rive concave, fonction inverse du taux de migration latérale. Lors des crues, les levées sont souvent coupées et l'eau de débordement emprunte ces brèches qui permettent le limonage (accumulation des matières en suspension) dans des bassins d'inondation souvent marécageux. L'exhaussement d'une bande de méandrage, favorisé

par la subsidence par exemple, peut provoquer une avulsion. Il s'agit de vastes changements de tracé des trains de méandres caractérisés par leur longueur d'onde égale à la distance moyenne de deux sommets consécutifs, et leur largeur mesurée entre les tangentes aux sommets.



Document 23. Les unités géomorphologiques d'un méandre du Haut-Rhône français (in Amoros et Petts, 1993).

• Les cours d'eau anastomosés ont donc des chenaux multiples et relativement stables, enserrant des îles végétalisées. Tracé fortement sinueux et faible vitesse favorisent une sédimentation fine qui accroît la stabilité des berges. Bravard et Gilvear (1993) distinguent 4 types d'anastomoses :

– l'anastomose intramontagnarde sur la marge des bandes de tressage en cours d'exhaussement comme sur certains cours d'eau de l'Alberta canadien où la vitesse d'accumulation est de 3 à 5 cm/siècle (Smith, 1973),

– l'anastomose de bassins sédimentaires soumis à une subsidence tectonique active (exemple de la Magdalena en Colombie) ; elle se substituerait au tressage lorsque la subsidence excède un taux de 10 cm par siècle,

– l'anastomose de régions arides, fonctionnant lors de petites crues permettant le transport de sable dans des chenaux sinueux et incisés, tandis que le tressage, actif lors de fortes crues, dépose des limons sur des niveaux d'inondation plus élevés (Rust, Nanson, 1986),

– des anastomoses de plaines forestières tropicales ou boréales où les très grands cours d'eau ne sont pas des unités hydrauliques classiques mais une juxtaposition ou une coalescence de chenaux actifs. Dans ces cas, la forêt stabilise les berges et fournit les éléments d'embâcles dont le rôle est important.

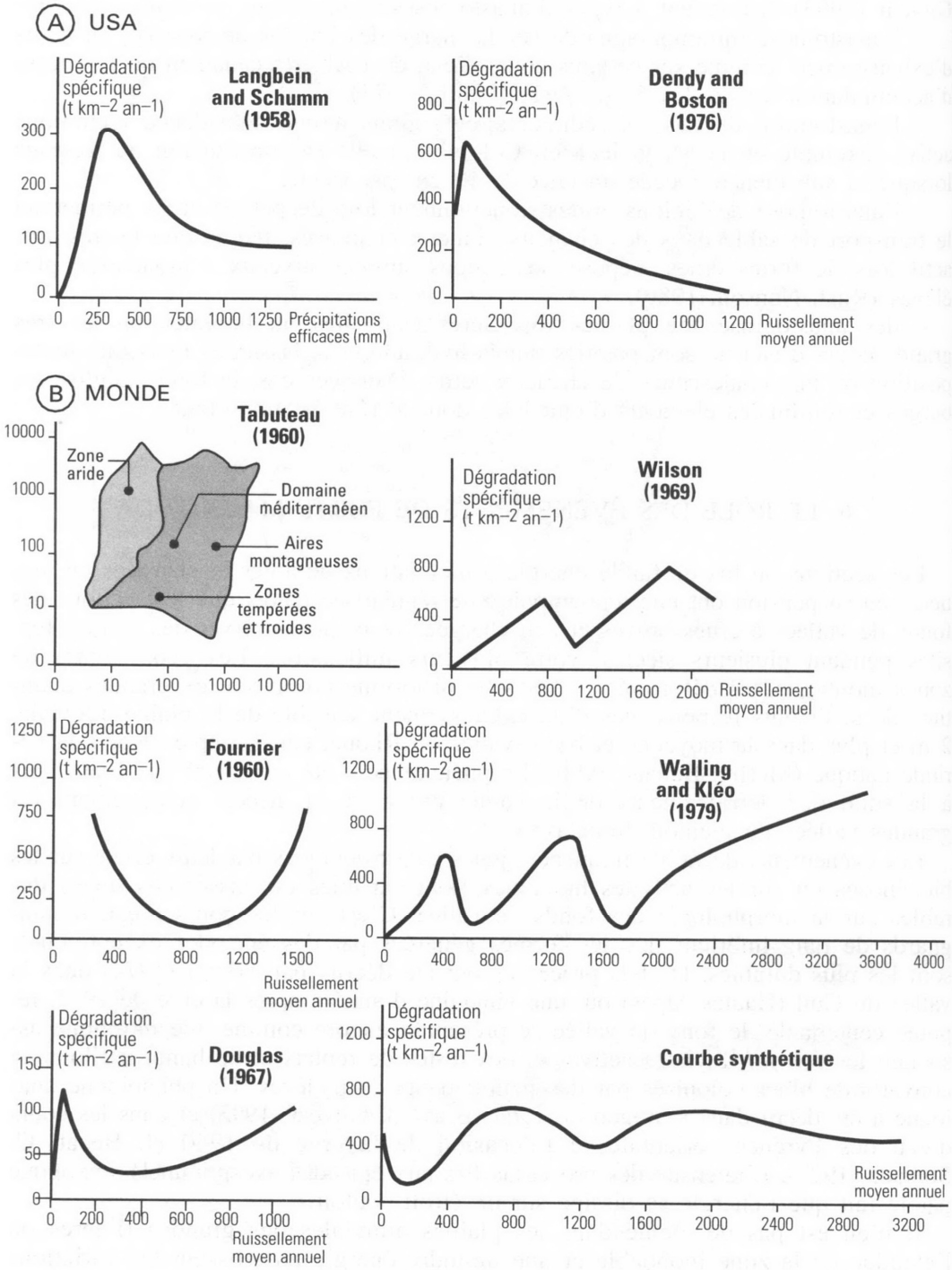
6. LE RÔLE DES ÉVÉNEMENTS DE FORTE MAGNITUDE

Les sections de lits de faible énergie à inondations durables et chargées en matières en suspension ont une topographie vite régularisée tandis que les sections des fonds de vallées à crues brèves et peu chargées peuvent conserver des formes fossiles pendant plusieurs siècles, voire plusieurs millénaires. Les géosystèmes de zones montagneuses déforestées à l'échelle historique produisent de grandes quantités de sédiments responsables d'un exhaussement sensible de la plaine alluviale, 2 m et plus dans la moyenne et basse vallée du Rhône, par exemple, depuis la période antique (Meffre, Ballais, 1996). Le phénomène a été enregistré aux États-Unis à la suite des défrichements de la vague pionnière et affecte actuellement les grandes vallées du piémont himalayen.

Les événements de faible fréquence, jugés catastrophiques par leurs effets sur les biocénoses ou sur les activités humaines, sont capables de laisser des traces durables sur la morphologie des fonds de vallée. C'est sur les cours d'eau montagnards de rang inférieur que les formes générées par des épisodes exceptionnels sont les plus durables. De tels processus ont été décrits par Tricart (1974) dans la vallée du Guil (Hautes-Alpes) où, une vingtaine d'années après la crue de 1957, réputée centennale, le fond de vallée se présentait encore comme une mosaïque associant les formes fluviales actives et des restes de replats et de bancs caillouteux couverts de blocs colonisés par des peuplements de mélèzes. Un phénomène analogue a été décrit dans l'Orégon en 1964 (Bravard, Gilvear, 1993) et dans les cours d'eau des Pyrénées orientales à l'occasion de la crue de 1940 (J. Becat, G. Soutadé, 1993). L'intensité des processus liés aux épisodes exceptionnels s'explique par le fait que l'énergie se dissipe sur un étroit couloir.

Il n'en est pas de même dans les plaines alluviales des grandes rivières où l'étendue de la zone inondable et une moindre énergie amortissent les variations brutales de débit. Au-delà du débit à plein bord, nous avons vu que l'énergie se dissipe en partie à la surface du lit majeur en créant des formes spécifiques. Ainsi des matériaux grossiers issus du chenal principal peuvent atteindre le lit moyen,

voire le lit majeur, et être incorporés au matériel fin qui constitue l'exhaussement habituel de ces lits. Quelle que soit l'intensité des perturbations, la cicatrisation est en général rapide. Un cas intermédiaire est représenté par la crue de l'Ouvèze



Document 24. Relations entre dégradation spécifique et précipitations moyennes annuelles. Interprétations d'après différents auteurs (in Cooke *et al.*, 1993).

à Vaison-la-Romaine (Vaucluse) en septembre 1992 (Arnaud-Fassetta *et al.*, 1993) où l'anthropisation des géosystèmes a accru considérablement les coefficients de ruissellement « naturels » d'une pluie dont le total a varié de 170 à 300 mm en quelques heures et où l'étroitesse du pont romain a provoqué une montée des eaux rare. Les bouleversements de la plaine alluviale ont depuis largement disparu sous l'action des « bouttoirs à lame » et tractopelles dépêchés à grands frais.

Le problème des rythmes d'évolution, au cours du Quaternaire récent en particulier, sera traité dans la deuxième partie de l'ouvrage. Cependant il faut souligner l'existence de formes dont il est parfois difficile de dire si elles font encore partie du lit majeur ou si elle constituent déjà une terrasse s.s. C'est en particulier le cas des dépôts résultant des « megafloods » d'Australie, inondations d'âge historique d'ampleur exceptionnelle, à l'origine d'accumulations en position de basses terrasses (Pickup, 1991) que les plus grandes crues du XX^{e} siècle n'ont pas remaniées. Il est peut-être utile de forger un nouveau terme pour les désigner et ainsi éviter les confusions entretenues en français par l'utilisation du terme « basse terrasse » (Bravard, Gilread, 1993) pour désigner justement ces formes à la limite externe du lit majeur et dont la fréquence d'inondation est faible.

7. LA DÉGRADATION SPÉCIFIQUE

Les rapports entre les précipitations (sous la forme des moyennes annuelles) et la dégradation spécifique ou taux d'ablation exercé par un cours d'eau ont été exprimés précocement par Langbein et Schumm (1958). D'une manière plus générale, l'analyse des auteurs précédemment cités, a été critiquée à partir du bilan bibliographique effectué par Walling et Kleo (1979) s'appuyant sur les données de 1 246 stations à travers le monde. Malgré les conclusions de Langbein et Schumm, les différentes études de dégradation spécifique globale (document 24) ne permettent pas toujours d'établir des relations directes entre précipitations et dégradation spécifique. Cela résulte en partie du fait que l'étude de ces deux chercheurs est basée sur des données collectées aux États-Unis se rapportant à des domaines topographiques et climatiques spatialement limités. Il est indispensable de mettre en évidence l'importance d'autres facteurs comme la saisonnalité des pluies, le relief, l'érodabilité du sol, l'impact anthropique.

Amoros C., Petts G., 1993. *Hydrosystèmes fluviaux,* Paris, Masson, 300 p.

Arnaud-Fassetta G. *et al.*, 1993. La crue de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine (22 septembre 1992). Ses effets morphodynamiques, sa place dans le fonctionnement d'un géosystème anthropisé, *Revue de géomorphologie dynamique*, XLII, n° 2, p. 34-48.

Bécat J., Soutadé G., 1993, éds. *L'aiguat del 40,* Barcelona, generalitat de Catalunya, 484 p.

Birot P., 1981. *Les processus d'érosion à la surface des continents,* Paris, Masson, 605 p.

Bravard J.-P., 1987. *Le Rhône, du Léman à Lyon,* Lyon, La Manufacture, 451 p.

Gilvear D.J., Bravard J.-P., 1993. Dynamique fluviale in C. Amoros et G.E. Petts éds, *Hydrosystèmes fluviaux,* Paris, Masson, p. 61-82.

Horton R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins : hydrophysical approach to quantitative geomorphology, *Geological Society of America, Bulletin,* 56, p. 275-370.

Langhein W.B., Schumm S.A., 1958. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation, *American Geophysical Union. Transactions*, 39, p. 1076-1084.

Leopold L.B., Wolman M.G., 1957. River channel patterns-braided, meandering and straight, *Professional Paper of US Geol. Survey*, 282 B.

Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J.P., 1964. *Fluvial processes in geomorphology,* San Francisco, W.H. Freeman.

Mabille G., Petit F., 1987. Influence des aménagements du cours d'une rivière de moyenne Belgique et de son bassin hydrographique sur le comportement hydrologique de la rivière, in J. Humbert, A.-R. Cloots, G. Maire éds, *Crues et inondations,* Strasbourg, p. 279-293.

Mackin J.H., 1956. Cause of braiding by a graded river, *Bulletin of the Geological Society of America*, 67, p. 1717-1718.

Meffre J.-C., Ballais J.-L., 1996. Le cadastre B d'Orange et la géoarchéologie du cours inférieur de l'Aigues et du Bois d'Uchaux. Pour une nouvelle localisation d'un fragment du plan antique, in G. Chouquer éd., *Les formes du paysage,* Paris, Errance 1.2, p. 67-80.

Petit F., Daxhelet C., 1989. Détermination du débit à pleins bords et de sa récurrence dans différentes rivières de moyenne et de haute Belgique, *Bull. de la Soc. Géogr. Liège,* 25, p. 69-84.

Petts G.E., 1990. The role of ecotones in aquatic landscape management in R. J. Naiman, H. Decamps eds, *The ecology and management of aquatic ecotones*, Paris, UNESCO, p. 227-260.

Pickup G., 1991. Event frequency and landscape stability of the floodplain systems of arid central Australia, *Quaternary Science Reviews,* 10, 5, p. 463-473.

Schumm S.A., Lichty R.W., 1965. Time, space and causality in geomorphology, *American Journal of Science,* 263, p. 110-119.

Schumm S.A., 1977. *The fluvial system,* New York, John Wiley.

Strahler A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology, *Trans. of the American Geophys. Union*, 38, p. 913-20.

Tricart J., 1977. *Géomorphologie dynamique générale*, Précis de géomorphologie, t. 2, Paris, SEDES, 190 p.

Tricart J., Vogt H., 1967. Quelques aspects du transport des alluvions grossières et du façonnement des lits fluviaux, *Landscape and processes,* p. 351-366.

Walling D.E., Kleo A.H.A., 1979. Sediment yields of rivers in areas of low precipitation : a global view, *IASH Publication,* 128, p. 479-493.

Wolman M.G., Gerson R., 1978. Relative scales of time and effectiveness in watershed geomorphology, *Earth Surface Processes and Landforms*, 3, p. 189-208.

III. LES MOUVEMENTS DE TERRAIN (A. Marre)

Tous les mouvements de terrains envisagés ici ne sont pas forcément associés à l'eau. Nous n'avons cependant pas souhaité dissocier ces différents types de dynamiques pour une plus grande commodité de lecture.

Le 25 août 1986, l'Union de Reims titrait : « La montagne tremble ! ». Ce quotidien se faisait l'écho du mouvement de terrain qui s'était produit, en Montagne de Reims, le 23 août. Ce mouvement, de grande taille, avait créé de nouvelles formes de terrain dans des bois et dans une belle propriété où deux maisons furent aussi très fortement endommagées. Il n'y eut pas de victimes.

Il s'agit là d'un des multiples exemples de mouvements de terrain sources de risques naturels. Or, il semble que de telles dynamiques se déclenchent de plus en plus fréquemment. En fait, cela est dû essentiellement à l'association de causes na-