

L'ARDENNE

ESSAI DE GEOGRAPHIE PHYSIQUE

Hommage au Professeur A. PISSART

Alain DEMOULIN
Editeur scientifique

Photo de couverture: la Warche en aval du château de Reinhardstein. La profonde incision de la vallée résulte de l'érosion régressive déclenchée par la capture de la rivière à Bévercé il y a quelque 100.000 ans.

Département de Géographie physique et Quaternaire, Université de Liège.

D/1995/2860/5

L'ARDENNE

Essai de géographie physique

Hommage au Professeur Albert PISSART

A. DEMOULIN, éditeur scientifique

Publié avec le concours de la Fondation Universitaire de Belgique,
de la Fondation Francqui, de la Société géographique de Liège
et du Centre national de Recherches géomorphologiques.

RÉGIME HYDROLOGIQUE ET DYNAMIQUE FLUVIALE DES RIVIÈRES ARDENNAISES

FRANÇOIS PETIT

1. CARACTERISATION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

1.1. BREVE DESCRIPTION DU CONTEXTE REGIONAL

La pente longitudinale des rivières a toute son importance car elle conditionne l'énergie mise à la disposition de la rivière et donc sa possibilité d'effectuer toute une série de travaux, tels que l'érosion et le transport de sédiments ou encore les modifications de son cours. Une autre composante de l'activité des rivières sera évidemment son régime, à la fois en quantité d'eau écoulée mais aussi en importance des débits de pointe. De façon générale, le profil longitudinal des rivières présente une concavité orientée vers le haut, si bien que les valeurs des pentes sont fonction de la distance à la source ou en d'autres termes de la dimension de la rivière dont le descripteur le plus couramment utilisé est la taille de son bassin hydrographique. Le profil longitudinal est également conditionné par l'énergie du relief et la localisation du niveau de base des rivières. Pour la grande majorité des rivières ardennaises, ce dernier est guidé par la position de la Meuse mais ces rivières peuvent cependant présenter des pentes très différentes. Ainsi, dans le sud de l'Ardenne, elles sont relativement modérées étant donné l'absence d'incision récente de la Semois liée aux phénomènes de capture évoqués par ailleurs (Cornet, ce vol.). Cette situation contraste par rapport aux rivières de Lorraine telles que le Ton et ses affluents, qui sont tributaires de la Chiers creusée dans les roches tendres du Bassin parisien et qui constitue un niveau de base plus proche. Les pentes très marquées des rivières des Hautes-Fagnes résultent à la fois de l'énergie du relief mais aussi de la proximité de la Meuse. Il en est de même, mais à une moindre échelle, pour les rivières du Pays de Herve (Berwinne, Magne) alors que les rivières de Hesbaye (le Geer) ont des pentes peu marquées du fait de la faible énergie du relief. Ce schéma général souffre cependant d'exceptions locales, notamment à la traversée de roches plus résistantes

Le régime des rivières est conditionné par la pluviosité, par l'affectation du sol mais également par la lithologie de leur bassin hydrographique, lithologie qui intervient également quant à la nature du matériel qui

constitue le lit (la charge de fond). L'Ardenne (s.s.), constituée d'un substratum schisto-gréseux imperméable, voit se développer des rivières à charge caillouteuse et à pente relativement forte alors que dans la dépression de Famenne taillée dans les schistes tendres du Dévonien supérieur, les rivières présentent un substrat imperméable et une charge caillouteuse relativement réduite. Le Condroz se caractérise par des rivières à charge caillouteuse, à pente forte, développées principalement sur les calcaires du Carbonifère; ce sont des rivières à débit de base dominant et à régime peu contrasté tout comme les rivières du Pays de Herve. Globalement, les rivières ardennaises présentent donc un régime des débits accusé (à l'exception du Condroz), des pentes généralement marquées et une charge de fond caillouteuse, éléments qui tranchent nettement avec les régions encadrant l'Ardenne et où les rivières sont pauvres en matériel caillouteux, avec d'une part la Hesbaye au nord dont le substrat constitué de craies du Secondaire et de sables tertiaires est majoritairement perméable et d'autre part la Lorraine belge au sud, avec des rivières à charge sableuse développées surtout sur les grès calcaireux du Jurassique.

1.2. LE CONCEPT DU BASSIN VERSANT

Le bassin versant d'une rivière déterminé en un point de son cours, généralement son exutoire, représente l'aire de drainage limitée par le périmètre à l'intérieur duquel l'eau précipitée se dirige vers ce point de la rivière. Si le substrat est imperméable, les limites du bassin sont définies topographiquement par la ligne de crête le séparant d'un bassin adjacent. Toutefois, en présence d'un substrat perméable et en fonction de la disposition des couches, l'écoulement superficiel et l'écoulement souterrain peuvent ne pas correspondre aux mêmes zones d'alimentation si bien que le bassin hydrogéologique qui se rapporte à l'écoulement souterrain et aux réserves aquifères, diffère alors du bassin déterminé sur base topographique. Les bassins versants peuvent être caractérisés par leur morphologie (forme, relief, réseau de drainage), la nature de leur substrat et leur affectation du sol, ces différents facteurs conditionnant la transformation des pluies en écoulement. Le

ANALYSE D'UN RESEAU HYDROGRAPHIQUE.

L'analyse du réseau de chenaux la plus couramment utilisée, est la technique d'ordination de Strahler. La convention est de qualifier tous les cours d'eau de tête de bassin jusqu'à leur première confluence, de cours d'eau de premier ordre ou de rang 1. La rencontre de deux cours d'eau de premier ordre forme un cours d'eau de second ordre; la confluence de deux cours d'eau de second ordre produit un cours d'eau de troisième ordre et ainsi de suite (fig. 11.1). Dans un bassin déterminé, le nombre de cours d'eau d'ordre inférieur est nettement plus élevé que le nombre de cours d'eau de l'ordre juste supérieur. Le nombre de cours d'eau d'ordres successifs croissants forme ainsi une série géométrique inverse (rapport de confluence). En revanche, les longueurs moyennes des thalwegs d'ordres successifs croissants, forment une série géométrique directe (rapport de longueur). Enfin, la densité de drainage, représente la longueur cumulée des thalwegs de tous ordres divisée par la superficie du bassin hydrographique. Le chevelu hydrographique de la Schwalm est schématisé à la figure 11.1 ainsi que les rapports de longueur et de confluence (Molitor, 1991). Les valeurs mises en évidence, respectivement 3,60 et 1,82, semblent assez caractéristiques des rivières ardennaises de cette dimension. Par contre, pour l'Hermeton dont le bassin s'étend en majorité sur les schistes peu résistants de la Fagne, L. Montès (1989) trouve un rapport de confluence égal à 7,41 et un rapport de longueur égal à 1,86 tandis que dans la Molignée principalement développée sur les Calcaires du Carbonifère, ces rapports valent respectivement 2,03 et 1,38. D'autre part, la densité de drainage est au moins partiellement fonction de la lithologie des bassins; elle oscille généralement autour de 1 km/km² mais avec des valeurs légèrement supérieures en Ardenne et en Fagne-Famenne (1,14 pour la Houille et la Vierre, 1,16 pour l'Hermeton) et légèrement moindre dans le Condroz (0,8 pour la Molignée et le Bocq). Dans les Hautes-Fagnes, la densité de drainage naturelle, supérieure à 2 km/km², a été multipliée par deux, et même par trois dans le cas de la Helle, du fait de l'installation d'un réseau de drainage anthropique, ce qui entraîne une réponse des débits aux précipitations beaucoup plus rapide (Mbuyu, 1989).

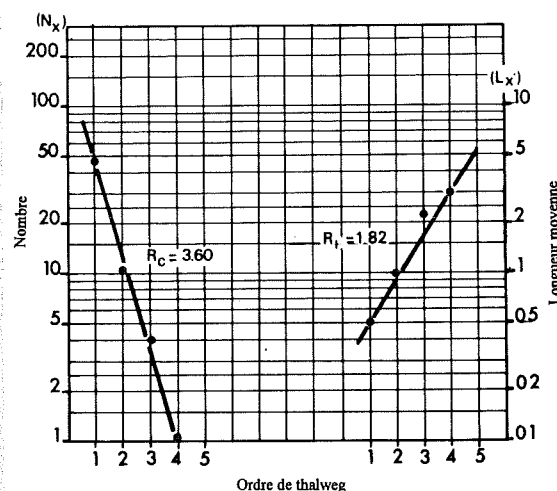
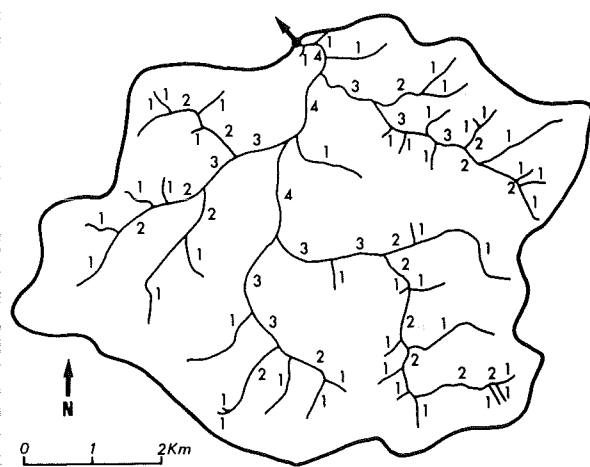


Fig. 11.1 - Schéma des ordres des thalwegs, avec les rapports de longueur (R_l) et de confluence (R_c). Bassin de la Schwalm (Molitor, 1991).

nombre de chenaux élémentaires, d'embranchements et de confluences dans un bassin hydrographique sont en étroite relation avec les caractéristiques de l'écoulement. L'analyse quantitative du réseau de chenaux se justifie car il conditionne non seulement la fourniture d'eau mais aussi celle de matériaux depuis les versants jusqu'au cours d'eau principal et à l'embouchure.

2. L'ALIMENTATION DES RIVIERES - LE BILAN HYDROLOGIQUE

Dans le cycle que forme l'eau, que ce soit au niveau planétaire ou au niveau d'une unité élémentaire telle qu'un bassin versant, l'écoulement à l'exutoire d'un bassin ne représente qu'une des composantes du

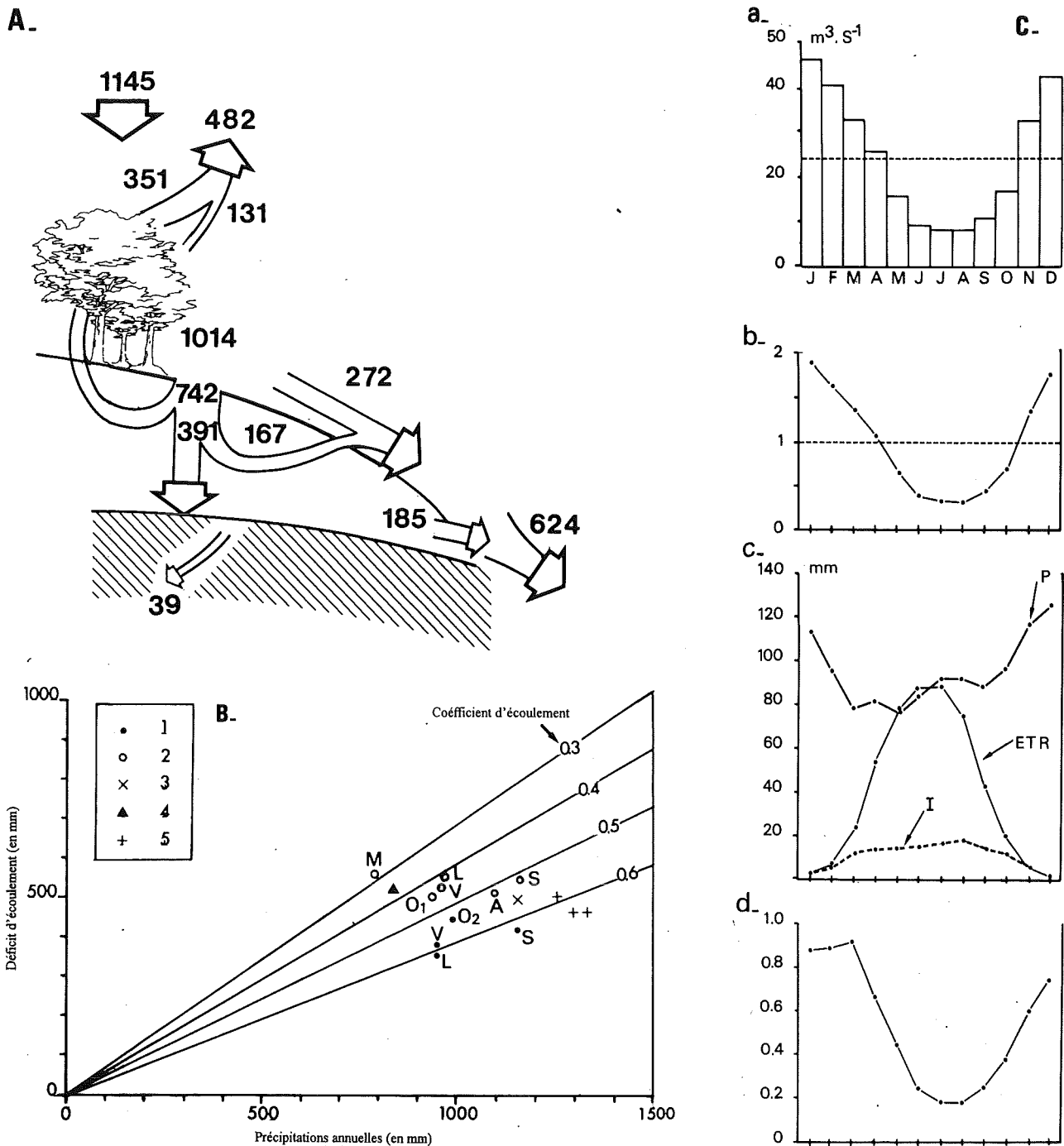


Fig. 11.2 - A. Bilan hydrologique annuel du bassin de la Semois à Membre (période 1901-1974), d'après Bultot et Dupriez (1976). B. Déficit d'écoulement et coefficient d'écoulement en fonction des précipitations pour différents bassins hydrographiques. (1) d'après Vereerstraeten (1970). (2) d'après Annuaire Hydrologique (période 1967-1981). (3) La Semois d'après Bultot et Dupriez (1976). (4) La Sambre d'après Wemans (1980). (5) rivières des Hautes-Fagnes d'après Mbuyu (1989). O1: Ourthe à Hamoir, O2: Ourthe à Angleur, M: Méhaigne à Moha, V: Viroin à Vierves, L: Lesse à Gendron-Celle, A: Amblève à Martinrive, S: Semois à Membre. C. Caractérisation du régime de la Semois à Membre (d'après Bultot et Dupriez, 1976): (a) débit moyen mensuel. (b) coefficient mensuel des débits. (c) précipitations, évapotranspiration réelle et interception moyennes mensuelles. (d) coefficient d'écoulement mensuel.

bilan hydrologique. La seule alimentation extérieure du bassin est assurée par les précipitations (P) qui en fonction de différentes caractéristiques - climatiques, lithologiques ou encore liées à l'affectation du sol - vont se

répartir en évapotranspiration (ETR) et en écoulement à l'exutoire (Q), avec des postes de stockage transitoire dans le sol (ΔS) et dans les nappes (ΔR); de telle sorte on peut établir l'équation du bilan hydrologique :

$$P = Q + ETR + \Delta S + \Delta R$$

Peu de bilans hydrologiques complets ont été effectués dans des bassins hydrographiques ardennais, spécialement sur de longues périodes, les recherches portant plus sur certains processus du bilan qui nécessitent des mesures fines in situ, uniquement réalisables sur des périodes limitées dans le temps. Toutefois, Bultot et Dupriez (1976) ont proposé un bilan du bassin de la Semois en appliquant un modèle hydrologique conceptuel fonctionnant à pas de temps journalier (fig. 11.2a). Ce modèle simule les transferts d'eau à partir des précipitations jusqu'à l'écoulement à l'exutoire, en tenant compte d'une série de processus tels que l'interception (et l'évaporation) à partir de la cime des arbres, l'évapotranspiration à partir de différentes couches de la zone d'aération dans le sol et la partition de la pluie utile entre l'infiltration, le ruissellement de surface et l'écoulement de subsurface. La lame d'eau précipitée sur l'ensemble de ce bassin s'élève à 1145 mm en moyenne pour l'ensemble de la période étudiée (1901-1974). Un peu plus de 10% de ces précipitations sont interceptés par le couvert végétal qui, dans le bassin de la Semois, est représenté par 40% de forêts, dont une majorité de feuillus (32%); cette lame d'eau interceptée dont on devrait retirer l'écoulement le long des troncs, est directement évaporée. La grande majorité des précipitations arrive à la surface du bassin versant, mais seule une faible part (272 mm) gagne l'exutoire sous forme d'écoulement rapide de crue (ruissellement), avec un temps de transfert relativement court. La majorité des précipitations qui atteignent le bassin (742 mm) s'infilte dans le sol, mais pour des durées très variables: 351 mm sont sollicités par la végétation, parfois plusieurs mois après l'infiltration, et sont transpirés, s'ajoutant aux valeurs déjà interceptées et formant d'ailleurs le gros de l'évapotranspiration réelle; 167 mm sont transférés assez rapidement à l'exutoire du bassin sous forme d'un écoulement de subsurface, écoulement qui met cependant plus de temps que le ruissellement. Finalement 224 mm s'infiltreront et alimentent les nappes aquifères. Indépendamment des éventuelles fluctuations du niveau des réserves, cette lame d'eau infiltrée resurgit à l'émergence des nappes et contribue finalement à l'écoulement à l'exutoire sous forme d'un écoulement dit de base. Le retard de cet écoulement qui correspond en fait à la vidange des nappes aquifères, est plus ou moins marqué en fonction des caractéristiques d'épaisseur et de perméabilité des terrains contenant ces aquifères. Dans le cas du bassin de la Semois, une partie non négligeable de cette eau infiltrée (39 mm), est transférée vers d'autres bassins hydrographiques, ce qui résulte de la disposition et de la nature des couches géologiques qui favorisent un écoulement souterrain vers des bassins adjacents tels que celui du Ton. Il ressort du bilan proposé par Bultot et Dupriez (1976), que le coefficient d'écoulement (rapport entre le module annuel et la somme moyenne annuelle des précipitations, soit Q/P) vaut 0,54. Un tiers seulement de cet écoulement à l'exutoire est assuré par l'écoulement de base, c'est à dire par la vidange des réserves aquifères.

L'interception des précipitations par la couverture végétale dépend de l'intensité des précipitations, du pouvoir évaporant de l'air et de la quantité d'eau accumulée dans la strate végétale au cours des jours précédents. Elle dépend également de la nature du couvert végétal - espèce, âge, caractéristiques du peuplement liées aux pratiques d'exploitation - et est surtout le fait du couvert forestier. Il existe certes une interception par la strate herbacée mais elle n'est généralement considérée, un peu arbitrairement d'ailleurs, que comme représentant la moitié de l'interception par les couvertures forestières (Bultot et Dupriez, 1976). Un des éléments les plus importants qui influence l'importance de l'interception des couverts forestiers est un facteur saisonnier, ce qui se conçoit aisément pour les peuplements de feuillus selon qu'ils sont ou non en phénopase feuillée, mais le facteur essentiel reste cependant la quantité d'énergie disponible pour assurer l'évaporation des lames d'eau qui limite spécialement l'interception en période hivernale même pour les résineux. Différentes études ont porté sur la comparaison entre l'interception des résineux et des feuillus : la variabilité des résultats obtenus tient notamment au fait que les peuplements étudiés présentent des caractéristiques parfois très différentes quant à leur âge ou à leur mode d'exploitation, quant à la densité et à la disposition du réseau de mesures installé sous couvert forestier et enfin quant à la dimension des parcelles expérimentales. En outre, les périodes d'observations sont parfois fort différentes, ce qui intervient dans les résultats, notamment par le biais du caractère plus ou moins exceptionnel des périodes d'observations. Noirfalise (1959, 1962) a proposé une interception estivale des pessières variant de 23% à 38% des précipitations à la cime, suivant la densité de ces peuplements. Bultot et Dupriez (1976) montrent de fortes variations saisonnières de l'interception des résineux, de 20% en période hivernale à 40% en période estivale. Dans les Hautes-Fagnes, l'interception estivale des pessières varie entre 34% et 42% selon l'âge et se maintient respectivement à 32% et 40% en période hivernale (Petit et Kalombo, 1984). Pour une hêtraie en phénopase feuillée Bultot et Dupriez (1976) ont mis en évidence une interception moyenne de l'ordre de 20 à 25% et de 10% en phénopase défeuillée alors que Noirfalise (1959) trouvait 25% en phénopase feuillée. L'interception d'une hêtraie de l'Hertogenwald âgée de plus de 150 ans a été mesurée pendant trois années consécutives. Il résulte de ces mesures que l'interception de la hêtraie en phénopase feuillée représente 35% des pluies recueillies en site dégagé et un peu moins de 30% en phénopase non feuillée mais dont on doit alors retirer une fraction importante d'écoulement le long des troncs. Ce dernier poste, trop souvent oublié dans le bilan hydrologique, est cependant loin d'être négligeable puisque dans les hêtraies défeuillées les lames d'eau détournées par cette voie atteignent près de 10% des précipitations à la cime (Petit et Kalombo, 1984). Des mesures d'écoulement le long des troncs effectuées dans d'autres types de peuplements ont tout

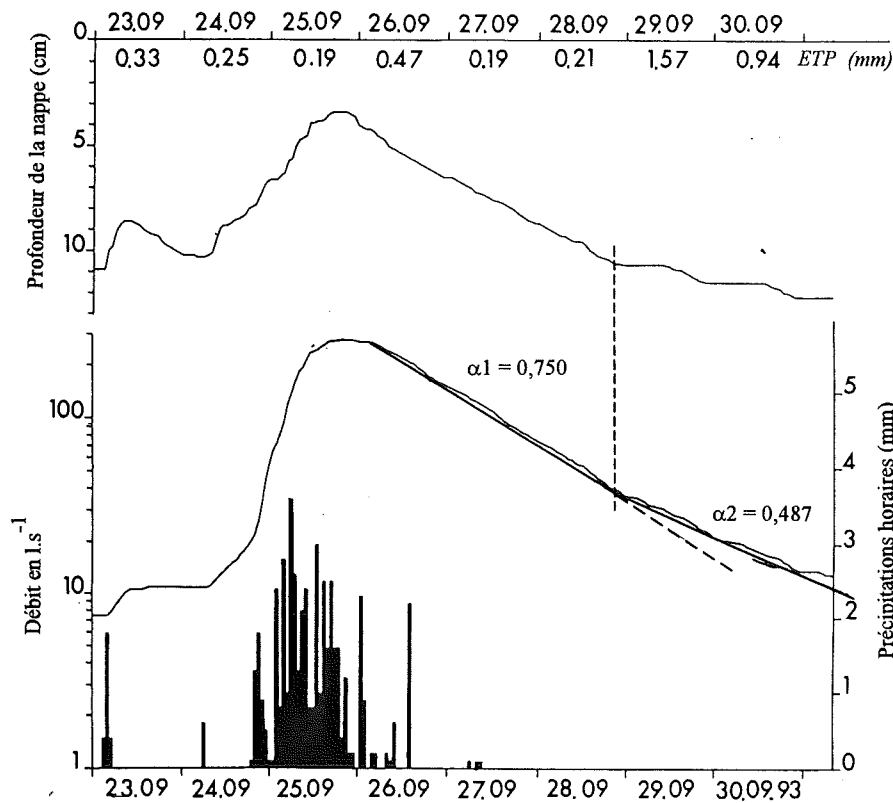


Fig. 11.3 - Evolution des débits et de la nappe en réponse aux précipitations et à l'évapotranspiration dans une tourbière dégradée située dans la Fagne des Deux Séries (Hautes-Fagnes). Il s'individualise deux courbes de décrue (échelle semi-logarithmique); le point d'inflexion entre ces deux droites correspond à un arrêt bien marqué de la descente de la nappe, cette dernière s'abaissant ensuite du fait de l'évapotranspiration. Ceci se marque le mieux l'après-midi (données aimablement communiquées par C. Wastiaux).

d'abord montré que ce dernier est conditionné par la silhouette des arbres et la rugosité de leur écorce : il représente à peine 1 à 2% pour les épicéas et les chênes. L'importance de cet écoulement est également fonction de l'intensité des pluies et il devient de plus en plus important au fur et à mesure que l'intensité des pluies s'accroît, au contraire de l'interception qui présente une capacité maximale.

Si la mesure des lames d'eau interceptées par le couvert forestier est relativement aisée, il n'en est pas de même pour les lames d'eau transpirées par les végétaux. Ces mesures in situ sont difficiles, et c'est pourquoi, dans l'élaboration des bilans hydrologiques, on estime conjointement l'évaporation directe de lame d'eau interceptée par le couvert végétal et la transpiration des végétaux (suivie bien entendu d'une évaporation) grâce à des formules qui ont été établies à partir d'expériences menées avec des bacs évaporatoires. Ces formules permettent en fait d'estimer l'évapotranspiration potentielle (ETP), c'est-à-dire la quantité maximale de vapeur d'eau qui peut être absorbée par l'air (et qui dès lors peut être évaporée directement ou être transpirée par les végétaux), compte tenu de l'énergie fournie à la surface évaporante d'une part, du déficit de saturation et de la turbulence de l'air d'autre part. Ce sont donc les quantités de vapeur d'eau que l'air peut absorber qui sont ainsi calculées et pas nécessairement celles qu'il absorbe réellement. Une des méthodes les plus élaborées, la formule de Penman, fait intervenir outre la température et l'humidité de l'air, l'énergie disponible

par un bilan approché et une fonction advective où interviennent la turbulence et le déficit de saturation de l'air. Ces différents paramètres sont généralement mesurés en parcelle météorologique, sur surface gazonnée, mais l'introduction de certaines fonctions de transfert (l'albédo principalement) permet d'appliquer cette méthode aux feuillus ou aux résineux. Ainsi, Bultot et Dupriez (1973) ont montré que l'ETP de ces derniers peuplements représentait respectivement 109% et 116% de l'ETP d'une surface gazonnée. Les variations saisonnières de l'énergie disponible et des températures moyennes de l'air expliquent que l'ETP mensuelle atteigne à peine 10 mm et souvent moins en hiver alors qu'elle dépasse 100 mm en été. Les stations situées dans la dépression de Fagne-Famenne présentent des valeurs annuelles de l'ETP systématiquement plus faibles (de l'ordre de 480 mm), ce qui pourrait résulter du fait que des inversions de température y sont plus fréquentes vu leur position topographique (Erpicum, 1979), tandis que les valeurs plus élevées observées dans le sud de l'Ardenne et en Lorraine seraient à mettre en relation avec une insolation plus importante (Alexandre *et al.*, 1992). Par ailleurs, tenant compte de la différence régionale des ETP gazon d'une part, tenant compte des différences d'ETP suivant la nature des couvertures végétales et de leur répartition par bassin d'autre part, Bultot et Dupriez (1973) ont mis en évidence une ETP annuelle légèrement inférieure à 500 mm dans les bassins du Viroin et de la Méhaigne, voisine de 525 mm dans le bassin de l'Ourthe, proche de 550 mm dans les bassins de la Semois, de la Lesse et de l'Amblève. Des

valeurs légèrement supérieures ont été mises en évidence par L. Montès (1989), mais dans trois bassins à dominante forestière : 559 mm pour le bassin de la Mollignée, 547 mm pour celui de la Houille et 576 mm pour le bassin de l'Hermeton, la valeur plus importante de ce dernier bassin se justifiant par le fait qu'il est couvert par 75% de forêts avec une large majorité de conifères.

Rappelons que les valeurs proposées ci-dessus concernent les quantités de vapeur d'eau que l'air peut emmagasiner (ETP) et non les lames d'eau effectivement évapotranspirées (évapotranspiration réelle = ETR). Pour avoir égalité entre les deux il faut qu'à tout moment de l'eau soit disponible en suffisance. Dans un bilan hydrologique c'est évidemment l'ETR qui présente le plus d'intérêt mais elle est difficile à mesurer. Il existe certes une méthode, celle du bilan global d'énergie, mais elle nécessite la mesure de l'énergie disponible, du gradient de température et d'humidité au dessus de la surface évaporante, ce qui requiert la mise en oeuvre d'un équipement lourd et le traitement d'un nombre considérable de données, le calcul s'effectuant au pas de temps journalier avec des mesures subcontinues. Les campagnes de mesure, généralement de courte durée, sont donc menées dans des sites ponctuels. Une autre approche est basée sur le déficit d'écoulement. En effet, à l'échelle d'un bassin hydrographique, la différence entre les précipitations et les lames d'eau écoulées à l'exutoire (P-Q) apparaît comme une approximation assez correcte de l'évapotranspiration réelle annuelle, du fait que les variations interannuelles des stocks d'humidité dans le sol ΔS et de l'état des réserves aquifères (ΔR) sont généralement négligeables vis-à-vis de l'importance des autres postes du bilan. Par ailleurs il existe des modèles qui donnent une approximation de l'ETR en fonction de l'ETP et de la disponibilité en eau dans le sol; un des plus simples d'application est celui proposé par Thornthwaite mais d'autres modèles tels que celui mis au point par Bultot et Dupriez (1976) font intervenir une série de paramètres de transfert. C'est en appliquant ce dernier modèle que Mbuyu (1989) a établi l'équation générale du bilan hydrologique dans trois bassins des Hautes-Fagnes sur une période de vingt ans. L'évapotranspiration réelle y est relativement réduite, avec des valeurs annuelles de l'ordre de 470 mm pour les bassins de la Getz et de la Helle et à peine plus pour celui de la Vesdre (490 mm), ce qui résulterait essentiellement de l'effet de l'altitude même si ces bassins sont en grande partie forestiers ou couverts de landes tourbeuses. D'autre part, au terme d'un bilan effectué dans un bassin du plateau des Tailles, Y. Cosan (1976) a mis en évidence des valeurs anormalement faibles de l'ETR (moins de 780 mm pour les trois années que représentait la période d'observation), ce qu'il attribue au fait que ce bassin est presque entièrement couvert de prairies dont le pouvoir d'évapotranspiration est nettement plus faible que celui des zones boisées, et qu'il se trouve à une altitude relativement élevée (entre 500 et 580 m), impliquant une restriction à l'évapotranspiration par le biais

de la température moyenne du bassin qui décroît en fonction de l'altitude.

Des valeurs de déficit d'écoulement de différents bassins ont été publiées dans l'Annuaire Hydrologique de Belgique entre 1967 et 1981. Ces valeurs sont reportées à la figure 11.2b conjointement aux valeurs des coefficients d'écoulement. Le déficit d'écoulement atteint 500 mm pour le bassin de l'Ourthe à Hamoir, 530 mm pour celui du Viroin à Treignes et de l'Amblève à Martinrive, et est supérieur à 550 mm pour le bassin de la Semois à Membre, de la Lesse à Gendron et de la Méhaigne à Moha. En fonction des lames d'eau précipitées, ceci donne des coefficients d'écoulement légèrement supérieurs à 0,50 pour la Semois et l'Amblève, de 0,40 à 0,45 pour l'Ourthe, le Viroin et la Lesse, nettement plus faible pour la Méhaigne (0,27). Ces valeurs diffèrent sensiblement de celles mises en évidence par Vereerstraeten (1970) mais sur base d'une période de mesures différente et légèrement plus courte (1954-1963), avec des coefficients d'écoulement de 0,54 pour l'Ourthe à Angleur, 0,60 pour le Viroin et 0,64 pour la Lesse et la Semois. Ces dernières valeurs sont toutefois jugées trop élevées par Vereerstraeten lui-même (1970), et de fait elles impliquent des valeurs de déficit d'écoulement particulièrement faibles (voisines de 400 mm). Pour le bassin de la Sambre, Wemans (1984) a mis en évidence un coefficient d'écoulement de 0,39 (calculé sur trente ans). Cette valeur anormalement faible déjà évoquée par Tison et Tison (1963) résulte de la disposition hydrogéologique qui favorise des transferts d'eaux souterraines à partir du bassin de la Sambre et de certains de ses affluents vers des bassins adjacents. Trois types de transferts s'individualiseraient, le principal se produisant à partir des sous-bassins de l'Orneau et du Tintia (affluent du Piéton) respectivement vers le bassin de la Dyle et celui de la Senne. A l'appui de cette hypothèse, Wemans note que l'Orneau et le Tintia présentent des débits spécifiques moyens annuels anormalement faibles (inférieurs à 10 l/s.km² et le plus souvent voisins de 5 l/s.km²). Le second transfert se ferait au travers des calcaires dinantiens vers le bassin de la Mollignée. Enfin un troisième transfert se produirait de la Thiérache vers le Bassin parisien au profit de l'Escaut et de l'Oise.

3. LE REGIME ET L'ÉCOULEMENT DES RIVIÈRES ARDENNAISES

Si l'on examine les valeurs mensuelles des différents postes du bilan hydrologique proposé par Bultot et Dupriez pour la Semois (fig. 11.2c), on note tout d'abord que les précipitations estivales sont plus faibles que les précipitations hivernales. Ceci est cependant loin d'être un schéma général applicable à l'ensemble du massif ardennais puisque sur le versant nord de l'Ardenne et dans les Hautes-Fagnes, le maximum des précipitations se présente en été. Une telle différen-

ciation régionale ressort d'ailleurs clairement de la typologie mise au point par H. Lagiewska (1981) sur base de l'analyse harmonique des précipitations. En ce qui concerne le régime des cours d'eau, caractérisé par l'évolution du coefficient mensuel des débits (rapport entre le débit moyen mensuel et le module annuel), les valeurs les plus faibles se présentent systématiquement en été, tant sur le versant septentrional que méridional de l'Ardenne. Le minimum estival est donc indépendant du régime des précipitations et est conditionné essentiellement par l'importance de l'évapotranspiration. Le maximum se présente en hiver, généralement en janvier mais son occurrence mensuelle montre une grande variabilité interannuelle. Toutefois, l'analyse des débits caractéristiques de la Semois exprimés en coefficients de débit (c'est-à-dire divisés par le module annuel) révèle une pondération du régime; en effet le débit caractéristique de crue (DCM ou encore DC10, débit atteint ou dépassé 10 jours par an) atteint seulement 3,81 tandis que le débit caractéristique d'étiage (DCE = débit atteint ou dépassé 355 jours par an) est de 0,14. Un minimum estival dû à l'évapotranspiration, un maximum hivernal mais très variable d'une année à l'autre, une certaine modération du régime ressortant des valeurs de DCM (rarement supérieures à 5) et de DCE (oscillant généralement aux alentours de 0,15-0,20), telles sont les caractéristiques d'un régime qui, dans la typologie génétique de Pardé, est qualifié de pluvial océanique. Ce type de régime se rencontre dans les fleuves et rivières de la plaine océanique ou de basses montagnes telles que la Seine, la Saône, la Meuse et d'autres rivières du Massif Central, du nord de l'Allemagne et du sud de la Scandinavie.

Globalement on retrouve ce type de régime pour l'ensemble des rivières ardennaises (s.l.) mais ceci mérite d'être nuancé, tout d'abord en fonction des quantités précipitées et de leur régime dont on a vu qu'il y avait des différenciations régionales, mais également en fonction de l'importance de l'évapotranspiration qui varie suivant l'altitude et l'affectation du sol et enfin en fonction du temps de retard des précipitations, révélateur du mode d'alimentation et donc de la lithologie du bassin. Ainsi le rapport entre les coefficients mensuels extrêmes atteint 7,9 et 8,5 respectivement pour l'Hermeton et la Houille contre 5,76 pour la Semois et seulement 2,84 dans la Mollignée et 1,34 pour le Geer, ce qui résulte du fait que dans ces deux derniers bassins, les terrains, majoritairement perméables, jouent un rôle tampon quant à la réponse des débits aux précipitations. Ces différenciations ressortent mieux encore des valeurs de DCM et de DCE, toujours exprimées en coefficient de débit. Dans les rivières du sud de l'Ardenne, telles la Rulles, la Sûre et la Vierre les valeurs sont évidemment très proches de celles mises en évidence sur la Semois avec des DCE voisins de 0,15 et des DCM variant de 3,5 à 3,8. Sur le versant septentrional de l'Ardenne, ces valeurs sont assez semblables mais l'immodération des rivières des Hautes-Fagnes ressort clairement, avec des

DCE inférieurs à 0,10 dans la Helle, la Getz et la Vesdre, tandis que les DCM y dépassent largement 5. Le contraste est frappant avec les rivières du Condroz, telles la Mollignée et le Bocq (DCE de l'ordre de 0,45, DCM voisins de 2,2), du Pays de Herve (0,21 et 2,99 pour la Berwinne) et de Hesbaye (0,48 et 1,90 pour le Geer).

La relative modération du régime pluvial océanique n'exclut cependant pas une nette variabilité interannuelle des modules annuels, variabilité que l'on caractérise généralement par le rapport des modules extrêmes mesurés sur une longue période. Ce rapport atteint 3,8 pour la Semois à Membre (période 1929-1991), avec un module minimum de 10,8 m³/s enregistré en 1976 et un module maximum de 40,8 m³/s en 1966. Ces variations dépendent surtout des conditions hydroclimatiques générales mais d'autres facteurs peuvent également intervenir. Ainsi, en suivant l'évolution des débits du Ruisseau de la Gileppe depuis 1880 jusqu'en 1947, J. Sporck (1951) a montré que les coefficients annuels d'écoulement variaient du simple au double (de 0,36 à 0,71 pour une moyenne égale à 0,55). Comme l'indique cet auteur, l'analyse de ces coefficients laisse apparaître une évolution qui se traduit tout d'abord par une augmentation du coefficient d'écoulement, depuis 1890 jusqu'en 1910, suivie par une diminution progressive jusqu'en 1930 et un retour à la valeur initiale. J. Sporck attribue cette évolution aux modifications dans le mode d'écoulement des eaux qui sont survenues à la suite des travaux d'assainissement réalisés dans les fagnes du bassin de la Gileppe en vue de la plantation d'épicéas. Mais cette évolution serait plus le fait des travaux effectués en vue de cette transformation que du changement de couverture végétale lui-même. Les fossés de drainage qui furent creusés créèrent en effet un réseau hydrographique artificiel extrêmement dense, accélérant ainsi l'écoulement des eaux et réduisant l'importance de l'évaporation. Mais au fil du temps, les épicéas comblèrent la plupart des fossés de telle sorte que l'écoulement des eaux à nouveau ralenti, a permis à l'évaporation de reprendre une importance égale à sa valeur initiale. Certes l'évolution mise en évidence par J. Sporck s'inscrit dans un contexte plus large où, comme on le verra ci-dessous, des variations hydroclimatiques ont été mises en évidence, mais en dépit de ce fait l'interprétation donnée par cet auteur subsiste et trouve d'ailleurs une confirmation dans deux études plus récentes. Tout d'abord, Mbuyu (1989) en se basant sur une analyse comparative de trois bassins des Hautes-Fagnes qui fait appel aux hydrogrammes unitaires, a montré que la Helle, où le réseau de drainage artificiel est le plus dense, répond plus vite avec des pics mieux marqués, ceci en dépit du fait que ce bassin présente une forme plus allongée que celle des deux autres bassins, ce qui aurait dû au contraire retarder l'écoulement. D'autre part, Assani et Petit (1995) ont montré que la prolifération d'embâcles végétaux dans les drains augmente la rugosité dans des proportions appréciables, ce qui ralentit sensiblement le transfert à l'exutoire.

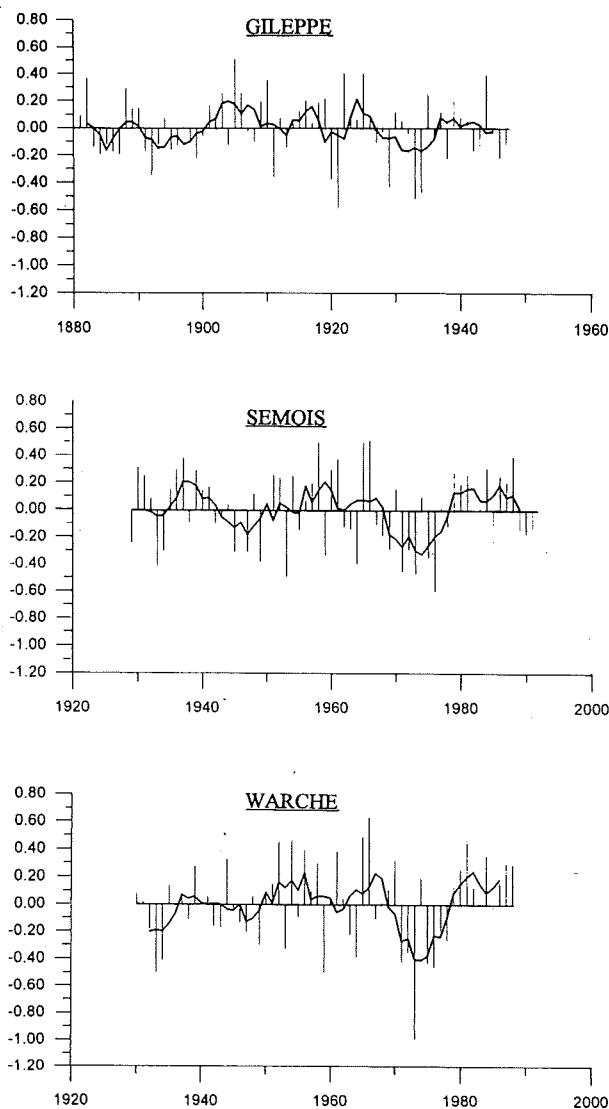


Fig. 11.4 - Variation interannuelle des débits moyens de la Gileppe, de la Semois et de la Warche (données filtrées, voir texte pour explication). Débits de la Gileppe sur base des données de J. Sporck (1947); débits de la Semois à Membre communiqués par le Service d'Etudes hydrologiques du Ministère Wallon de l'Équipement et des Transports (SETHY-MET); série des débits de la Warche à Butgenbach reconstituée par Assani à partir des données communiquées par Electrabel.

Par ailleurs, différentes études réalisées dans les Hautes-Fagnes permettent de mieux cerner le rôle joué par les tourbières dans le bilan hydrologique. Ainsi les débits mesurés en période de tarissement à l'exutoire d'une tourbière active (la Fagne Wallonne), ont été mis en relation avec les fluctuations de la nappe suivies grâce à tout un réseau de piézomètres (Ancion, 1977). Il en résulte que même en période de sécheresse les tourbières ne rétrocèdent finalement que peu d'eau à l'exutoire du bassin, à peine 2 ou 3% du montant des réserves, l'essentiel de ces dernières étant consommé par évapotranspiration. Et de fait, les mesures d'évapo-

transpiration réelle effectuées par P. Everbecq (1977), également dans la Fagne Wallonne, montrent bien qu'en relation avec la forte rétention en eau dans les tourbières, l'évapotranspiration peut y atteindre des montants très élevés (5 mm/j). Par ailleurs, à l'issue d'un bilan comparatif effectué dans deux bassins élémentaires des Hautes-Fagnes se différenciant notamment par l'épaisseur de la tourbe, Mbuyu et Petit (1990) ont montré un comportement différent à la recharge, c'est-à-dire en période de réalimentation. En effet, en présence de précipitations succédant à une période d'intense évapotranspiration, il ne se déclenche pas d'écoulement rapide de crue dans le bassin où l'épaisseur de tourbe est importante, les précipitations servant prioritairement à reconstituer le stock d'eau sollicité par l'évapotranspiration. D'autre part, les fluctuations du niveau de la nappe suivies par C. Wastiaux (1990) dans une tourbière dégradée, montrent bien qu'en période hivernale la nappe subit des oscillations rapides en réponse aux précipitations, mais ceci seulement dans les quinze premiers centimètres. Par contre en période estivale, la nappe varie fortement en relation avec l'évapotranspiration, l'amplitude moyenne annuelle dans les piézomètres atteignant près de 50 cm. En d'autres termes, les fluctuations de la nappe dans les tourbières et, partant, la diminution des réserves en eau, sont commandées par l'évapotranspiration et non par une rétrocession à l'exutoire sous forme d'un écoulement de base. La séparation des écoulements mesurés à l'exutoire de ce bassin en période de décrue a permis d'identifier un écoulement rapide de crue qui se produit à l'interface végétation/tourbe, dans un horizon épais de 10 à 15 cm, fortement dégradé par les racines de molinie (fig. 11.3). Cet écoulement assure l'essentiel de l'évacuation de la lame d'eau utile (précipitations moins évaporation); par exemple, 33 mm pour une pluie utile de 45 mm, dont moins de 10% sont collectés par les drains sous forme d'un ruissellement concentré. Il s'individualise également un écoulement de subsurface localisé dans la couche sous-jacente qui, dans le cas pris en exemple, exporte encore 7 mm. Ces deux types d'écoulement liés à des conductivités hydrauliques nettement supérieures à celles des couches de tourbe plus profondes, sont responsables des variations rapides de la nappe dans les quinze premiers centimètres. L'écoulement de base rechargeant l'aquifère sous-jacent au manteau tourbeux ne représente ici que 5 mm.

Par ailleurs, A. Monjoie et O. Cajot (1987) analysant une crue dans différents bassins du rebord septentrional des Hautes-Fagnes où les couvertures tourbeuses sont peu épaisses, ont montré que l'essentiel des précipitations participait à l'écoulement rapide de crue (entre le tiers et les deux tiers de ruissellement selon la nature des terrains, le reste participant à un écoulement de subsurface dans le manteau d'altération) et qu'une part peu importante des précipitations contribuait à la réalimentation des nappes (4 à 9 mm en réponse à une pluie de 60 mm).

4. LES MODIFICATIONS DU REGIME - VARIATIONS DES MODULES ANNUELS

Ce type d'analyse permet de cerner d'éventuelles modifications du régime résultant soit de causes hydroclimatiques soit de causes anthropiques, mais nécessite des séries de mesures particulièrement longues, ce qui limite évidemment son champ d'application. Comme la variable utilisée - le débit moyen annuel - présente des variations interannuelles très larges, il est recommandé d'utiliser un filtre, ce qui permet, outre l'élimination du bruit de fond des variations annuelles, la comparaison entre des rivières de taille différente. Différentes méthodes existent, mais un des filtres les plus couramment utilisés (Probst et Tardy, 1985) consiste tout d'abord à calculer les moyennes mobiles (X_i) sur un pas de temps relativement large (cinq ans en général) et ensuite de les pondérer en utilisant une déviation d/X_m où $d = (X_i - X_m)$ à partir de la valeur interannuelle de la moyenne (X_m).

Nous avons appliqué cette méthode aux débits de la Gileppe, de la Semois à Membre et de la Warche à Butgenbach (fig. 11.4). En ce qui concerne le ruisseau de la Gileppe, on note tout d'abord une phase sèche en 1890-1900 suivie d'une période humide qui schématiquement se poursuit jusqu'en 1930 mais qui culmine entre 1900 et 1910 d'une part, dans les années vingt d'autre part. Vient alors une période sèche dans les années trente et un épisode un peu plus humide dans les années quarante. La sécheresse des années trente se retrouve sur la Warche, ainsi que la reprise un peu plus humide des années quarante. Par la suite il s'y individualise un épisode humide dans les années soixante, une sécheresse marquée dans les années septante et une nouvelle période humide dans les années quatre-vingts. On note un bon parallélisme pour la Semois, bien que le pic humide des années quarante y soit nettement plus marqué. On retrouve ainsi, à quelques nuances près, les grandes variations de régimes liées à des causes hydroclimatiques, variations mises en évidence par Probst (1989) dans des grands fleuves européens et qui peuvent être schématisées comme suit : période sèche de 1860 à 1910 avec un petit épisode humide aux alentours des années 1880; période humide de 1910 à 1940 suivie d'une période sèche de 1940 à 1957 avec une occurrence plus humide en 1951 et 1952; période modérément humide de 1957 à 1970, suivie de la sécheresse marquée des années septante et enfin retour à une période plus humide à partir de 1979.

D'autre part, en se basant sur le modèle conceptuel déjà évoqué précédemment, Bultot et ses collaborateurs (1988) ont simulé l'impact sur le régime de différentes rivières, de l'augmentation de la température liée à un accroissement de la concentration du CO_2 dans l'atmosphère. Les modifications du régime seraient étroitement liées aux processus d'alimentation de ces bassins et donc à leurs caractéristiques lithologiques et

physiographiques. Ainsi dans les bassins où l'infiltration prédomine et où les aquifères sont puissants (la Dyle, et dans une moindre mesure la Berwinne), il y aurait un accroissement sensible du débit de base. En revanche, dans les bassins où les écoulements superficiels prévalent (la Semois par exemple), les crues hivernales seraient plus fréquentes et les étiages plus marqués (Gellens, 1991).

5. COURBE DE TARISSEMENT ET EVALUATION DES RESERVES

De façon générale, l'analyse des hydrogrammes en période de non-réalimentation permet de cerner la vidange des différents réservoirs aquifères et de calculer les caractéristiques de rétrocession des lames d'eau liées aux différents modes d'écoulement. Ces coefficients α_i peuvent être calculés en appliquant la loi de Maillet qui se présente sous la forme d'une équation de type :

$$Q = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

où Q_0 est le débit initial de la période considérée et Q_t le débit après un temps t . En diagramme semi-logarithmique, le coefficient α correspond au coefficient angulaire de la droite de tarissement mais, en général, des segments de droite successifs s'individualisent nettement, séparés par des points d'inflexion (fig. 11.3). Ces valeurs successives dénotent en fait des modes d'alimentation de nature différente : les valeurs les plus élevées représentent la vidange de réservoirs d'écoulement rapide de crue (ruissellement et écoulement de subsurface), tandis que les valeurs les plus faibles révèlent la vidange de nappes situées dans le manteau d'altération ou dans la zone de fissures. L'importance des réserves alimentant les sources est inversement proportionnelle à la valeur du coefficient de tarissement, de telle sorte que ce dernier donne une idée de l'importance des eaux souterraines alimentant les sources. Toutes choses étant égales, plus la valeur de ce coefficient est faible, plus les réserves sont importantes.

De façon générale, il s'individualise à l'exutoire d'un bassin une batterie de trois coefficients, mais qui, en fonction des caractéristiques lithologiques du bassin, ont des valeurs parfois différentes, révélatrices des types d'aquifères qui les caractérisent. Considérons d'abord la succession des coefficients dans le tableau 11.1: α_1 est généralement considéré comme étant l'écoulement hypodermique, α_2 le tarissement de nappes situées dans la roche en place altérée et α_3 le tarissement de nappes de fissures dans la roche en place. En Ardenne, le coefficient d'écoulement hypodermique α_1 est généralement supérieur à 0,1 et même plus en présence de bassins pentus tels que ceux des Hautes-Fagnes, bien que pour ces rivières les coefficients soient probablement altérés du fait que les drains fort nombreux détournent une partie de l'écoulement de subsurface en

	α_1	α_2	α_3	
ARDENNE				
Houille	0,080	0,034	0,018	MONTÈS, 1989
R Belleva	0,24	0,078	0,016	MERCENIER, 1973
Ourthe Oc.		0,061	0,020/0,005	MBUYU, 1985
Ourthe Or.		0,069	0,023/0,006	MBUYU, 1985
Rulles	0,103	0,059	0,031	PETIT, 1983
HAUTES -FAGNES				
Robinette	0,5	0,15		MONJOIE et CAJOT, 1985
Waidages	0,48	0,05	0,018	MBUYU et PETIT, 1990
Fagne Wallonne	0,32	0,10	0,06	MBUYU et PETIT, 1989
Helle	0,25	0,124	0,029	MBUYU, 1989
Getz	0,18	0,128	(0,019)	MBUYU, 1989
Vesdre	0,32	0,119	0,018	MBUYU, 1989
CONDROZ				
Molignée	0,038	0,015	0,012	MONTÈS, 1989
FAGNE-FAMENNE				
Hermeton	0,053	0,035	0,024	MONTÈS, 1989
LORRAINE				
Rouge Eau			0,003	PETIT, 1986

Tableau 11.1: coefficient de décrue et de tarissement de quelques rivières de Haute Belgique.

ruissellement concentré (Sorée, 1980; Jonlet, 1981). Toujours pour l'Ardenne (s.s.), les valeurs des coefficients de tarissement peuvent être schématisées comme suit : α_2 variant entre 0,05 et 0,10 et α_3 voisin de 0,02.

A l'exutoire d'une tourbière active située dans les Hautes-Fagnes (la Fagne Wallonne), trois familles de droites se détachent : l'une avec des valeurs de 0,3/j correspondant à l'écoulement hypodermique dans la tourbe, l'autre avec des valeurs oscillant autour de 0,10/j et la dernière avec des valeurs de l'ordre de 0,06. Dans un bassin versant situé lui aussi dans les Hautes-Fagnes (le Rû des Waidages) mais avec une couverture de tourbe très peu épaisse et la présence de loess, trois familles de droites apparaissent également: écoulement hypodermique avec des valeurs proches de 0,5, écoulement de base avec des valeurs de 0,05 et beaucoup plus faible encore (0,02) (Mbuyu et Petit, 1990). Ceci cadre assez bien avec les valeurs proposées par A. Monjoie et O. Cajot (1985) qui distinguent quatre types d'aquifères dans le massif des Hautes-Fagnes: les nappes de fissures dans les zones failleuses ou altérées caractérisées par des coefficients de tarissement généralement faibles (0,05 à 0,10/j), des nappes logées dans le manteau d'altération avec des coefficients de tarissement de l'ordre de 0,4 à 0,6/j et qui pourraient éventuellement représenter une forme d'écoulement de subsurface, des petites nappes logées dans les dépôts tertiaires, et enfin une nappe des formations tourbeuses avec des coefficients assez variables (0,1 à 0,4/j).

Les valeurs assez élevées des coefficients de tarissement de l'Hermeton dénotent l'imperméabilité de son bassin, tandis que les valeurs nettement plus faibles dans le Condroz, y démontrent la présence d'aquifères importants dans les calcaires. Par ailleurs, notons l'importance des ressources aquifères de la Lorraine, ce qui ressortait déjà de l'analyse des régimes des rivières alimentées par un aquifère puissant dans les grès calcaireux de la cuesta sinémurienne et où le temps de réponse des débits aux précipitations est particulièrement long, vu l'influence tampon du substrat (Petit et Erpicum, 1987). Les réserves aquifères peuvent encore y être considérables même au terme d'une période de sécheresse marquée. En août 1976 par exemple, ces réserves atteignaient encore largement plus de 50 mm dans le bassin de la Rouge Eau (sous-affluent du Ton) alors qu'à la même époque elles ne s'élevaient plus qu'à 2 à 3 mm dans le bassin de la Rulles en Forêt d'Anlier.

6. REPONSE DES DEBITS AUX PRECIPITATIONS - GENESE DES CRUES

Les précipitations de forte intensité interviennent évidemment dans la genèse des crues et une différenciation régionale des pluies de récurrence donnée a été tentée à partir des traitements effectués par Bultot et Dupriez (1967, 1968, 1971, 1972, 1973, 1975) dans trente stations situées en Haute Belgique. Bien que ces stations soient judicieusement disposées dans les diffé-

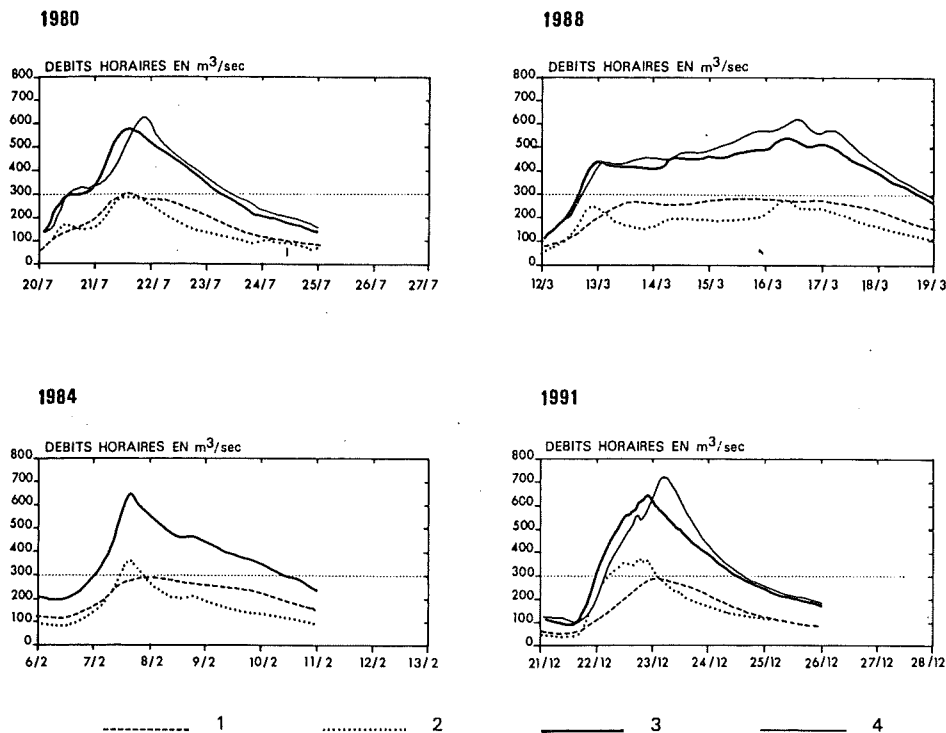


Fig. 11.5 - Hydrogrammes de quatre crues importantes mesurées aux stations de (1) Tabreux (Ourthe avant sa confluence avec l'Ambève), (2) Martinrive (Ambève), et reconstituées (3) à la confluence Ourthe-Ambève et (4) à la station de Sauheid (Ourthe inférieure). $Q_b = 300 \text{ m}^3/\text{s}$, valeur du débit à pleins bords de l'Ourthe inférieure. (Source MET-SETHY, in Pauquet et Petit, 1993).

rents bassins, elles sont toutefois trop peu nombreuses pour pouvoir tracer des courbes d'égale intensité. Pour la pluie décennale, un maximum s'individualise nettement dans les Hautes-Fagnes avec des valeurs de 70 mm/j ; le Pays de Herve (avec malheureusement une seule station) présente également des valeurs élevées. En Ardenne (s.s), les valeurs restent toujours supérieures à 50 mm/j voire à 60 mm/j , mais on note un gradient orienté du NO vers le SE. D'autre part, il s'individualise un maximum secondaire au sud de l'Ardenne (région de Chiny et sud de la Croix Scaille). En revanche, un creux très net se marque en Fagne-Famenne avec des valeurs inférieures à 50 mm/j . Pour les pluies cinquanteennales, on retrouve ce même découpage régional, à quelques nuances près : un maximum dans les Hautes-Fagnes avec des pluies de 90 mm/j et des valeurs toujours fort élevées dans le Pays de Herve; le gradient NO-SE persiste, avec des valeurs de moins de 60 mm/j dans le Condroz à plus de 80 mm/j dans la région de Saint Hubert. Enfin on retrouve le minimum de Fagne-Famenne mais on note un renforcement des pluies au niveau de l'Ambève supérieure.

Le rôle des précipitations de forte intensité sur la genèse des crues peut être illustré par deux exemples. Ainsi en janvier 1993, une pluie de 94 mm a été recueillie en 24 heures à la station de Libramont - ce qui correspond schématiquement à une pluie centennale - provoquant des crues de la Semois et de la Lesse. Toutefois, comme les pluies d'une telle intensité ont été fort localisées, les crues ont été relativement modestes et sans commune mesure avec les inondations catastrophiques de décembre 1993 qui ont affecté ces mêmes rivières et plus spécialement la Semois avec une crue

jugée plus que centennale. Ces inondations résultaient de pluies qui, en terme d'intensité, furent certes de moindre importance mais dont le caractère exceptionnel résidait dans leur persistance. En effet, près de 200 mm sont alors tombés en dix jours consécutifs sur le plateau de Recogne et plus de 210 mm en Lorraine belge. De tels événements sont rares puisque Bultot et Dupriez (1968) estiment qu'une lame d'eau de 160 mm recueillie en 10 jours consécutifs sur l'ensemble du bassin de la Semois constitue un événement qui se présente en moyenne tous les 10 ans alors que 192 mm en 10 jours consécutifs représentent un événement dont la période de retour est de 50 ans. Ce caractère exceptionnel lié à la persistance ressort mieux encore lorsque l'on envisage un pas de temps plus large. Ainsi les lames d'eau recueillies en 30 jours consécutifs, se sont élevées à 400 mm en Lorraine et à 427 mm sur le plateau de Recogne, ce qui, suivant Bultot et Dupriez (1968), représenterait un événement largement plus que cinquanteennal ($330 \text{ mm} = 50 \text{ ans}$). A noter que les précipitations ont surtout affecté le versant sud de l'Ardenne (moins de 350 mm dans les Hautes-Fagnes et seulement 200 mm dans le Condroz en 30 jours), ce qui explique que les inondations de décembre 1993 ont été moins marquées sur l'Ourthe et sur l'Ambève que sur la Semois.

Les pluies de forte intensité, qui par nature sont très localisées, peuvent cependant provoquer des crues catastrophiques sur de petits bassins versants. C'est ainsi qu'en juillet 1985, des pluies d'intensité exceptionnelle se sont abattues sur l'Hertogenwald : 86 mm en sept heures mais avec des intensités maximales de 20 mm en trente minutes ou encore de 30 mm en 60 minutes, ce qui, d'après les courbes intensité/durée/fré-

quence proposées par A. Laurant (1974), donne des récurrences respectives de 20 ans et de près de 40 ans. En réponse à des pluies d'une telle intensité, la Getz a atteint un débit de 80 m³/s, la Helle et la Vesdre 100 m³/s, débits qui doivent être considérés comme représentant une crue pluricentennale (Petit et Schumacker, 1985). De telles crues estivales sont relativement rares dans le régime des rivières ardennaises, mais elles se sont présentées à plusieurs reprises sur le versant septentrional des Hautes-Fagnes. A. Pissart (1961) en rapporte d'ailleurs plusieurs exemples et notamment dans la Soor avec un débit de 60 m³/s en juin 1953 et de 70 m³/s en juillet 1952, ce qui représente des débits spécifiques de crue exceptionnels (respectivement 3090 l/s.km² et 3600 l/s.km²).

L'importance des inondations est aussi liée à d'autres influences et notamment aux caractéristiques géomorphologiques des rivières. Ceci ressort de la comparaison entre les débits horaires de l'Ourthe mesurés à Tabreux (Hamoir) et de l'Amblève à Martinrive, ces derniers influençant clairement l'évolution des débits de l'Ourthe inférieure (fig. 11.5). Les apports importants de l'Amblève, avec des pics bien marqués, peuvent tout d'abord s'expliquer par la pente assez forte de la rivière, par le fait aussi que tout au long de son cours, le champ d'inondation est relativement restreint et enfin par la proximité de reliefs marqués qui peuvent jouer un rôle quant à la quantité de précipitations mais aussi quant au stockage d'une couverture de neige importante. A l'inverse, l'allure aplatie des débits horaires de l'Ourthe à la station de Tabreux pourrait notamment résulter des débordements de cette rivière en Famenne, où la largeur de la plaine alluviale est considérable, permettant dès lors un stockage appréciable des eaux lorsqu'il y a inondation. Cette influence du stockage en inondation sur le ralentissement de la transmission de l'onde de crue a d'ailleurs été mise en évidence sur d'autres rivières telles que la Semois (Bultot et Dupriez, 1976) et le Geer (Mabille et Petit, 1987).

7. LA FREQUENCE DES INONDATIONS

7.1. LE DEBIT A PLEINS BORDS ET SA RECURRENCE

Parmi les débits caractéristiques qu'il convient de prendre en compte dans l'analyse du régime des rivières et pour lesquels il est intéressant de connaître la fréquence de retour (ou encore période de récurrence), le débit à pleins bords est d'intérêt considérable pour trois raisons majeures. Il se présente en effet comme une des approches les plus rationnelles pour estimer et quantifier la fréquence de submersion du lit majeur et donc évaluer ainsi les risques d'inondation dans la plaine alluviale avec ce que cela comporte comme intérêt d'un point de vue aménagement du territoire. D'un point de vue géomorphologique, le débit à

pleins bords apparaît également comme un débit caractéristique, car il représente le débit au-delà duquel des phénomènes de sédimentation commencent à se manifester dans le lit majeur; de même certains phénomènes d'érosion qui affectent le tracé du lit et son évolution ne peuvent survenir que pour des débits supérieurs au débit à pleins bords. Enfin, comme on vient de le voir, il est intéressant de connaître la valeur du débit à pleins bords d'un point de vue hydrologique, notamment pour des raisons de ralentissement de la propagation des ondes de crue dû au stockage d'une masse d'eau dans le lit majeur.

En général, on identifie le débit à pleins bords pour un tronçon de rivière grâce à des observations de terrain lors de crues débordantes ou non (avec dans ce dernier cas une estimation par défaut de la valeur du débit à pleins bords) mais aussi à partir d'analyses systématiques de documents d'archives. On confronte ensuite ces différentes observations aux débits mesurés à la station limnigraphique la plus proche. Une même rivière a évidemment des valeurs du débit à pleins bords différentes selon sa dimension, valeur qui augmentera lorsque l'on progresse de l'amont vers l'aval, de telle sorte que le débit à pleins bords doit être identifié sur différents tronçons d'une même rivière, essentiellement en fonction de la disposition de ses confluent. C'est en suivant une telle méthodologie que le débit à pleins bords a été identifié sur une quarantaine de tronçons de rivière de Moyenne et Haute Belgique (Petit et Daxhelet 1989; Pauquet et Petit, 1993; Petit *et al.*, 1994). Il se vérifie que la valeur du débit à pleins bords augmente avec la taille du bassin versant (fig. 11.6a). Cette relation établie pour les seules rivières à charge de fond caillouteuse développées sur substrat imperméable, appelle cependant un certain nombre de commentaires. Ainsi, les rivières dont le bassin versant se situe uniquement en Famenne, ont des valeurs du débit à pleins bords généralement plus élevées, résultant du fait que ces rivières sont en contact avec une roche en place particulièrement friable qui permet une incision des lits tout en ne produisant qu'une charge caillouteuse limitée. D'autre part, les rivières à charge caillouteuse et à débit de base dominant (rivières du Condroz, du pays de Herve, de Hesbaye lorsqu'elles recoupent les terrains du Primaire ou se trouvent à proximité des plus hautes terrasses de la Meuse) ont une contenance du lit moindre et donc des valeurs du débit à pleins bords plus faibles. Enfin, il existe des différences entre les rivières issues des Hautes-Fagnes (spécialement la Vesdre) et les autres rivières ardennaises. Ceci résulterait de l'influence des deux barrages qui sont situés en tête du bassin de la Vesdre et de ses principaux affluents et qui bloquent l'essentiel de la charge de fond caillouteuse provenant du rebord septentrional des Hautes-Fagnes. La réduction de la quantité de matériel caillouteux favoriserait ainsi un approfondissement du lit mineur et donc une augmentation de la contenance du lit avant débordement. A

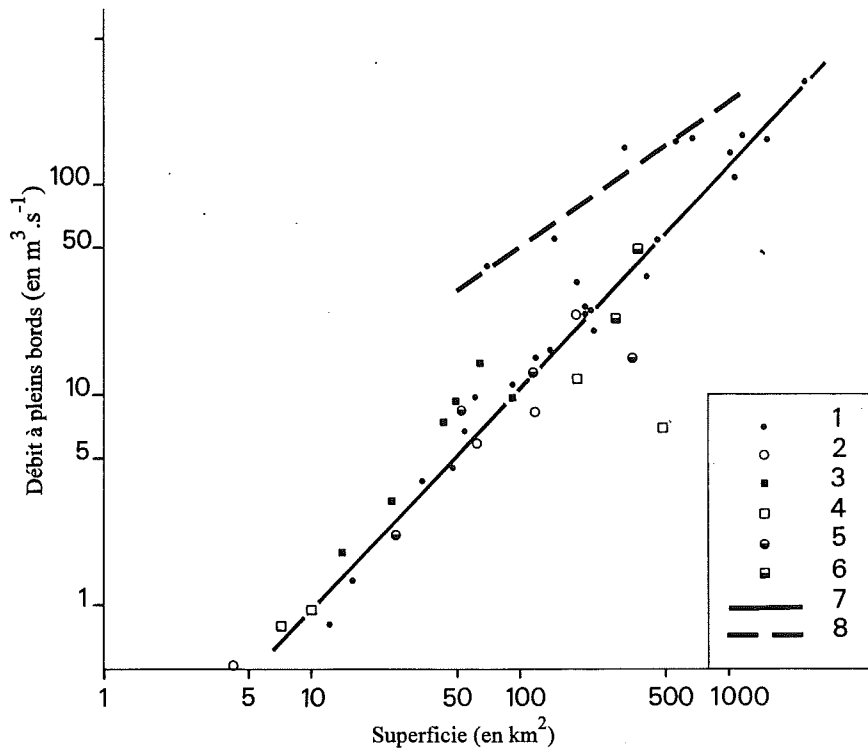
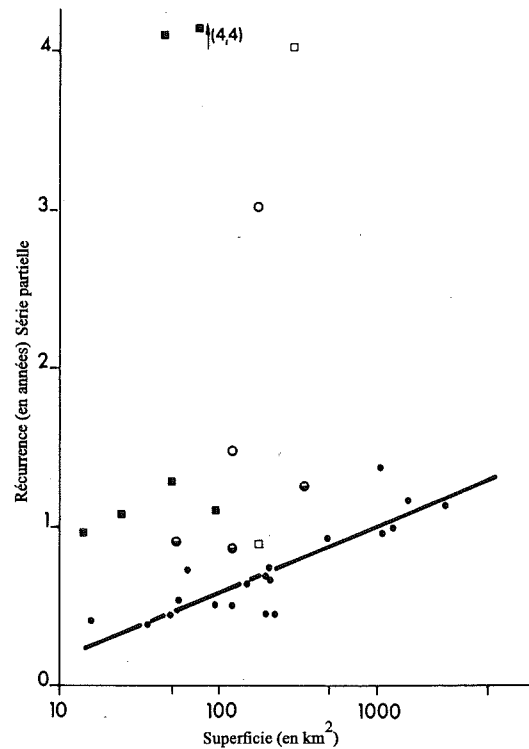
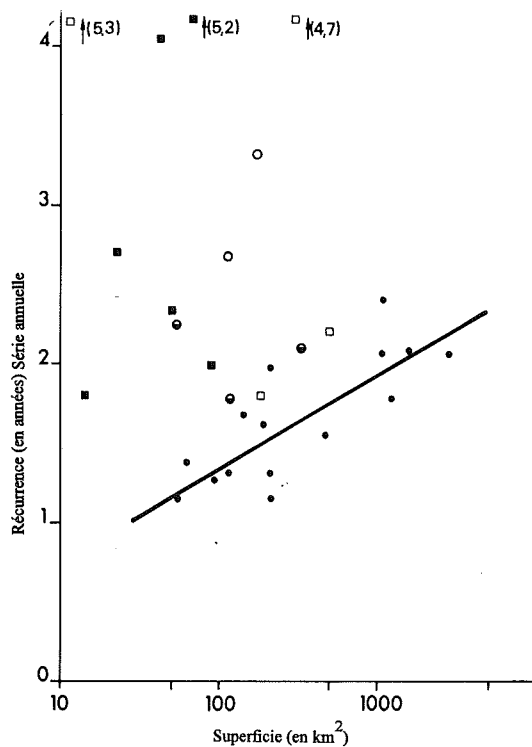


Fig. 11.6 - A. Relation entre la valeur du débit à plein bord et la taille du bassin versant (d'après Petit et Daxhelet, 1989; Petit *et al*, 1994). (1) rivière à charge caillouteuse sur substrat imperméable (Ardenne). (2) idem, sur substrat perméable (Condroz). (3) rivière à charge peu caillouteuse sur substrat imperméable (Famenne). (4) rivière à charge sablo-limoneuse sur substrat perméable (Lorraine, Hesbaye). (5) rivière à charge caillouteuse sur substrat partiellement perméable. (6) idem pour rivière à charge sablo-limoneuse. (7) relation pour rivières à charge caillouteuse sur substrat imperméable (sauf la Vesdre). (8) relation pour la Vesdre. B. Relation entre la récurrence du débit à plein bord (sur base de la série annuelle des débits) et la superficie du bassin versant. C. idem, sur base de la série partielle des débits.



l'appui de cette hypothèse, on constate que le surcalibrage du lit de la Vesdre s'estompe vers l'aval, du fait qu'elle reçoit des apports de ses affluents et spécialement de la Hoëgne. Par ailleurs, la contenance plus importante de la Vesdre au niveau du débit à pleins bords pourrait être révélatrice du fait que cette rivière tend à s'inciser dans sa plaine alluviale, étant donné qu'elle se trouve dans une région tectoniquement active

(Pissart et Lambot, 1989) où des traces de soulèvement ont d'ailleurs été mises en évidence (Demoulin, 1987b).

Par rapport aux équations similaires établies dans des contextes géographiques différents, notamment par Nixon (1959) et par Hey (in Richards, 1982) en Angleterre et au Pays de Galles ainsi que par Andrews (1980) aux USA, il ressort que les valeurs du débit à

pleins bords des rivières ardennaises de dimension modeste sont nettement plus faibles, ce qui traduit une moindre contenance du lit. Des études de dynamique fluviale menées sur ce type de rivières montrent que cette moindre contenance du lit résulte d'un problème d'adéquation entre la taille et l'abondance de la charge de fond mobilisable d'une part et la compétence effective de ces rivières d'autre part (Petit, 1987a). Il en résulte une édification de seuils d'accumulation à des niveaux altimétriques élevés de telle sorte qu'ils font office de barrage et favorisent ainsi des débordements pour des débits anormalement faibles. Ce type de dynamique a été mis en évidence dans plusieurs rivières ardennaises telles que la Lienne (Masson, 1971), la Rulles (Petit, 1983) et la Schwalm (Molitor, 1991).

L'influence des caractéristiques du lit est évidemment primordiale pour sa contenance, et donc pour la valeur du débit avant débordement puisque la contenance du lit est fonction de la largeur et de la profondeur, qui toutes deux sont étroitement associées aux paramètres sédimentologiques. En principe, il existe de bonnes relations entre la taille des sédiments et la valeur du débit à pleins bords: les rivières à charge de fond sableuse voire limoneuse sont en général plus profondes, ce qui impliquerait des valeurs plus élevées du débit à pleins bords, d'autant plus que, dans le cas de rivières à charge sableuse, l'édification de levées naturelles en marge du lit mineur, tend à accroître la contenance du chenal. En revanche, lorsque le lit est tapissé de matériel grossier, l'érosion verticale est entravée et le lit est moins profond, favorisant ainsi les débordements pour des débits anormalement faibles.

Lorsque le débit à pleins bords est connu aux différentes stations, il est alors possible de traiter la série des débits afin d'en connaître la période de retour (ou récurrence). Sur base des crues maximales annuelles, il se dessine une relation assez fiable pour les rivières de

type ardennais, la récurrence augmentant avec la taille du bassin et donc avec la dimension de la rivière (fig. 11.6b). Dans le détail, quelques précisions doivent cependant être apportées : tout d'abord pour des rivières ardennaises dont la taille du bassin est inférieure à 500 km², la récurrence du débit à pleins bords est de l'ordre de 1 an, c'est-à-dire proche de la limite inférieure que l'on peut obtenir en effectuant le traitement à partir des crues annuelles. Pour des rivières de type ardennais plus importantes telles que la Lesse, l'Ourthe l'Amblève et la Semois, la récurrence du débit à pleins bords atteint 1,5 à 2 ans. Pour les rivières de Famenne dont la contenance du lit était généralement plus importante, cette récurrence est encore plus élevée, avec des valeurs de l'ordre de 2 à 3 ans. Enfin, pour les rivières développées sur des terrains perméables et dont le régime est caractérisé par une dominance du débit de base, la récurrence du débit à pleins bords est elle aussi plus importante; il s'agit notamment des rivières du Condroz, du Pays de Herve, de Hesbaye et de Lorraine.

Toutefois, en présence de périodes d'observation relativement courtes, il est recommandé d'effectuer ce type d'analyse en utilisant la série partielle des débits car elle permet d'avoir une estimation beaucoup plus précise des événements qui ont une période de retour inférieure à dix ans (Richards, 1982; Dunne et Léopold, 1978). Les résultats pour les rivières citées plus haut sont présentés à la figure 11.6c. On constate tout d'abord que les rivières de type ardennais dont le bassin hydrographique est inférieur à 500 km², ont une récurrence de l'ordre de 0,4 à 0,7 ans; c'est-à-dire que ces événements ont une probabilité de retour de l'ordre de 2 fois par an. Pour les rivières ardennaises plus importantes, cette récurrence est de l'ordre de 1,2 ans. Par ailleurs, on retrouve les mêmes différences pour les rivières de Famenne et les rivières à débit de base dominant.

LA SERIE PARTIELLE DES DEBITS

La série partielle des débits consiste à prendre en considération tous les débits maximums supérieurs à un seuil fixé, pourvu qu'ils soient indépendants les uns des autres. Ceci contribue à accroître la population de l'échantillon mais pose un double problème, celui de la définition du débit-seuil d'une part, de la définition de l'indépendance des événements d'autre part. Comme seuil, on retient généralement une valeur voisine de 0,5 fois le débit à pleins bords. Quant à l'indépendance des débits maximums, elle dépend non seulement de la taille de la rivière ou de son bassin hydrographique mais également d'autres facteurs qui régissent son régime, tels que l'imperméabilité ou la pente de son bassin, de telle sorte qu'il n'existe pas de règles bien définies et qu'il est nécessaire d'effectuer un certain nombre de tests préalables (Pauquet, 1992). Il est normal qu'il existe un écart entre les périodes de retour obtenues par la série annuelle et par la série partielle. A cet égard Richards (1982) a proposé la relation $T_a = T_p + 0,5$ (où T_a représente la récurrence calculée par la série annuelle et T_p la récurrence calculée sur les séries partielles). Toutefois dans le détail de cette relation on note des écarts plus importants pour les événements de faible récurrence. Ward (1978) signale par ailleurs que les différences entre les périodes de retour calculées par les séries partielles et annuelles sont plus grandes pour les plus faibles valeurs de période de retour.

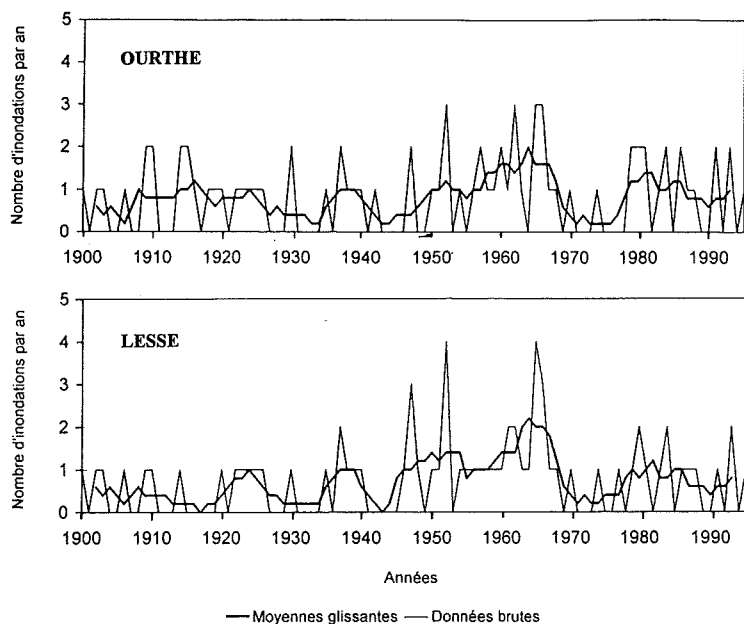


Fig. 11.7 - Nombre d'inondations par an d'après les sources écrites, pour l'Ourthe inférieure (Pauquet, 1992) et la Lesse en Famenne (Franchimont, 1993). Moyenne mobile à pas de cinq ans.

7.2. L'ÉVOLUTION DES INONDATIONS DANS LE TEMPS

Il est d'un grand intérêt de suivre l'évolution de la fréquence des débits à pleins bords dans le temps mais les séries de débits disponibles sont généralement trop courtes. Ce type d'étude a cependant été réalisé pour l'Ourthe et la Lesse, à partir d'une analyse systématique des documents écrits susceptibles de relater les inondations, ceci depuis le début de ce siècle (Pauquet, 1992; Franchimont, 1993). Ce type d'analyse donne cependant une estimation par défaut, ce qui a toute son importance quant à la portée des résultats.

Le nombre d'événements par an obtenus par dépouillement des sources écrites pour l'Ourthe et la Lesse, est présenté sous forme d'une moyenne mobile à pas de 5 ans (fig. 11.7). On reconnaît des périodes où les inondations sont nettement plus fréquentes et d'autres où elles sont plus rares et on retrouve à quelques nuances près les grandes périodes sèches et humides mises en évidence sur la Semois. L'absence d'aggravation récente des inondations - d'autant plus justifiée que la fréquence des inondations dans le passé était estimée par défaut - montre que les modifications qui ont affecté ces bassins depuis le début du XXe siècle - changements d'affectation du sol, imperméabilisation du bassin suite à une urbanisation croissante - n'ont eu qu'un impact limité sur l'évolution de la fréquence des inondations. Par ailleurs, lorsqu'on examine dans le détail l'évolution des inondations de l'Ourthe par exemple, on constate qu'indépendamment de la sécheresse des années septante, la fréquence des inondations n'est pas plus élevée à l'heure actuelle que dans les années soixante et qu'au contraire elle tend à diminuer. Comme il ressort de l'analyse de l'évolution des événements hydroclimatiques générateurs d'inondation effectuée par Pauquet

(1992) sur l'ensemble du bassin de l'Ourthe, cette diminution des inondations ne résulte pas d'une modification de l'importance des précipitations ; elle est liée à certains travaux d'aménagement récents qui ont au moins localement contribué à améliorer les conditions d'écoulement dans le lit mineur et à accroître ainsi la contenance du lit avant débordement (Petit *et al.*, 1994).

8. LE CONTEXTE LIT MINEUR - LIT MAJEUR

8.1. LIMITE, ÉPAISSEUR ET COMPOSITION DE LA PLAINE ALLUVIALE

En terme d'aménagement du territoire, le lit majeur a pris récemment une importance considérable, car il est synonyme de zones susceptibles d'être périodiquement inondées. D'un point de vue géomorphologique, cette notion d'inondabilité est d'ailleurs un des caractères qui définit le lit majeur, mais y est également liée la notion de dépôt alluvial car les rivières en période d'inondation abandonnent des sédiments qui participent à l'édification du lit majeur. Ainsi, à l'heure actuelle, on peut définir le lit majeur de la façon suivante (Bravard et Gilvear, 1993): "Les rivières qui coulent sur un remplissage sédimentaire sont séparées des versants par une étendue de terrains plats appelée lit majeur ou plaine d'inondation. Cette plaine d'inondation est une surface adjacente au chenal (- le lit mineur -) construite avec des matériaux déposés par les régimes actuels des cours d'eau".

De façon générale, la largeur du lit majeur est corrélée avec le débit des rivières et donc avec la taille de leur bassin hydrographique. Ainsi dans les têtes de vallée, pour les thalwegs élémentaires, le lit majeur est

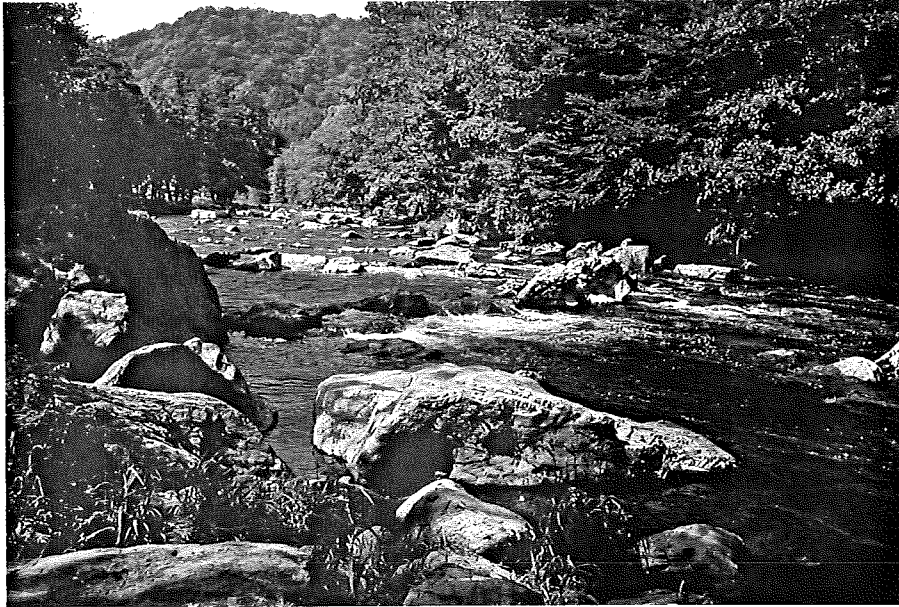


Fig. 11.8 - L'Amblève aux Fonds de Quarreux.

quasi inexistant. Il ne commence à bien s'individualiser que pour des rivières dont la superficie du bassin versant dépasse 4 à 5 km², atteignant une dizaine de mètres de largeur pour des bassins hydrographiques de l'ordre de 10 km² et 30 à 40 m pour des bassins de l'ordre de 20 km² alors que des rivières plus importantes telles que l'Ourthe en Famenne, voient se développer une plaine alluviale de plusieurs centaines de mètres de large. Il faut cependant nuancer cette relation entre largeur du lit majeur et taille de la rivière, ceci notamment en fonction de la lithologie des versants et donc de leur résistance à l'érosion. Ainsi l'Amblève dans les fonds de Quarreux n'a pas de plaine alluviale car elle est enserrée dans des versants raides constitués par les quartzites cambriens, versants qui lui fournissent d'ailleurs des blocs de dimension métrique qui encombrant son lit (fig. 11.8).

De même la Lesse au sortir de l'Ardenne, traverse des barres calcaires résistantes où son érosion latérale a été fortement freinée. Elle n'a pu développer une large plaine alluviale adjacente, de telle sorte qu'en période de fort débit, il ne peut y avoir étalement du flux et les niveaux d'eau atteignent alors 5 à 6 mètres de hauteur par rapport au niveau moyen, comme en atteste la présence de dépôts sableux perchés, édifiés en zone d'abri. Toutefois, ces deux exemples apparaissent plutôt comme des exceptions et le schéma général des rivières de Moyenne et de Haute Belgique montre bien des rivières avec plaine d'inondation adjacente.

Les notions de limite et d'épaisseur de la plaine alluviale peuvent être résumées sur le schéma présenté à la figure 9.2. Précisons d'emblée que ce schéma

Fig. 11.9 - Vue aérienne oblique du méandre de l'Ourthe à Esneux lors de la crue de décembre 1993. On note la présence de basses terrasses qui ont été partiellement sous eau lors de cette crue très importante.



n'est applicable qu'à notre seul contexte géographique car le concept de lit majeur doit être nuancé suivant des modifications géographiques telles que le système climatique ou l'héritage géomorphologique. Dans le cas des rivières de Moyenne et Haute Belgique, on note tout d'abord l'allure subhorizontale du lit majeur, l'incision de la vallée dans la roche en place mais avec un remplissage par des dépôts alluviaux. Le contact entre le lit majeur et le pied des versants est généralement net mais il peut être atténué soit par la présence de dépôts de pente, soit par des accumulations éoliennes datant de la dernière période froide (Juvigné, 1977). Les basses terrasses dont la mise en place résulte le plus souvent d'un paléorégime hydroclimatique, délimitent également le lit majeur. Elles sont situées parfois à quelques mètres seulement au dessus de la plaine d'inondation mais cette légère surélévation suffit néanmoins à réduire la fréquence de leur submersion, cette dernière ne se produisant que pour des crues exceptionnelles (fig. 11.9). De même les cônes de déjection édifiés par des affluents échappent aux inondations fréquentes, délimitant ainsi l'extension du lit majeur. En Haute Belgique, les dépôts des plaines alluviales sont composés d'une nappe de cailloutis surmontée par des limons dont la dimension granulométrique oscille entre 30 et 50 microns. Ces limons, appelés limons de crue, résultent de l'accumulation du matériel transporté en suspension par la rivière, matériel qui, en période de crue débordante, se décante dans les zones où les vitesses sont moins élevées.

Les rivières ne sont que rarement en contact avec la roche en place et coulent le plus souvent sur du matériel caillouteux. Ce matériel est hérité de la dernière période froide, à une époque où notre pays connaissait un climat de type périglaciaire caractérisé notamment par des alternances de gel et de dégel responsables d'une fracturation intense des roches et par un tapis végétal très pauvre ne couvrant que partiellement le sol et le protégeant mal (Pissart, ce vol;). Ces conditions permettaient une production considérable de matériel caillouteux qui, par différents processus tels que le frost creep et la solifluxion et, pour les cailloux les plus petits, le ruissellement en nappe, était amené dans les plaines alluviales où il était pris en charge par les rivières. Mais celles-ci, encombrées de ce matériel surabondant, s'écoulaient en chenaux multiples et n'ont pas pu évacuer la totalité. De telles épaisseurs d'accumulations se retrouvent dans l'Ourthe, par exemple. Certes la rivière est localement en contact avec la roche en place, spécialement lorsqu'elle se trouve à proximité du bas des versants, mais le plus souvent elle coule sur une nappe de cailloutis hérité qui, comme l'ont montré différents sondages, peut atteindre 3 à 4 mètres d'épaisseur. Il apparaît ainsi que le matériel caillouteux hérité de la dernière période froide est loin d'être complètement évacué et qu'un stock considérable de matériel reste encore à la disposition de la rivière. Ceci démontre éga-

lement que l'incision depuis la fin de la dernière période froide est loin d'être généralisée.

Par ailleurs, il y a interaction entre la dynamique du lit mineur et l'évolution du lit majeur, l'érosion latérale du lit mineur conditionnant le balayage et l'édification de la plaine alluviale. L'importance de l'érosion latérale dépend de la dynamique et donc de l'énergie de la rivière mais aussi de l'abondance et de la taille du matériel constituant le fond du lit, c'est-à-dire de sa charge de fond. Celle-ci conditionne au moins partiellement les dimensions du lit : une charge de fond trop grossière ou trop abondante limite l'érosion verticale et provoque un élargissement du lit. La divagation du lit mineur délaisse sur sa marge un ensemble de bancs exhausés et d'anciens chenaux à des stades de remblaiement plus ou moins avancés et où le colmatage s'effectue avec du matériel de plus en plus fin. Il en résulte une mosaïque de formes de fond de vallée dont la diversité est fonction de la production et de la destruction de mésoformes lors des épisodes de crues et de la fréquence d'occurrence de ces processus. Dans cette optique, il est clair que la dynamique de formation et de recoupement de méandres participe à l'évolution de la plaine alluviale et cette dynamique des méandres obéit à des cycles très variables quant à leur durée, allant de quelques dizaines d'années à plusieurs siècles, ceci en fonction du taux d'activité des rivières et donc de l'énergie qu'elles développent.

8.2. L'ACTIVITE DES RIVIERES DANS LE LIT MAJEUR

L'activité des rivières dans le lit majeur ne s'exerce qu'en période d'inondation et est donc relativement peu fréquente puisque ce type d'événement ne se produit qu'un nombre limité de fois par an. Tout d'abord, on observe des phénomènes d'érosion telle que l'érosion du tapis végétal (scalping), généralement localisés à proximité du contact lit mineur/lit majeur et qui témoignent de vitesses élevées du courant puisqu'elles doivent être de l'ordre de 1,5 m/s pour pouvoir arracher un tapis végétal constitué d'une végétation de type prairial (Petit, 1988). Ce processus, en découpant le tapis végétal protecteur, favorise l'érosion et le retrait des berges. Par ailleurs, comme cela a été mis en évidence dans des rivières ardennaises de dimension modeste, ce scalping du tapis végétal conditionne également l'individualisation de chenaux de recoupement au travers des pédoncules des méandres, activant ainsi la dynamique de recoupement de méandres par débordement (Petit, 1991b).

Toutefois les phénomènes d'érosion dans le lit majeur sont relativement peu fréquents et ne se manifestent que lors de crues importantes dont la récurrence est au moins quinquennale sinon décennale. Aussi la plupart des phénomènes actifs dans le lit majeur sont-ils des processus d'accumulation. Tout d'abord il s'agit des phénomènes de sédimentation sableuse en position de

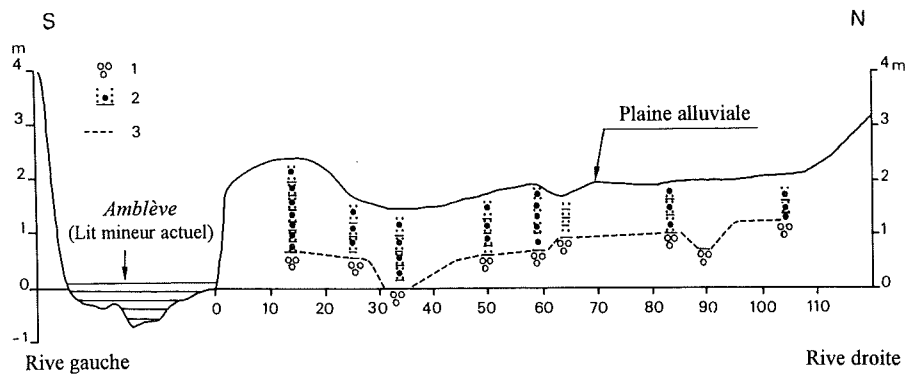


Fig. 11.10 - Coupe transversale de l'Amblève (2 km en amont de sa confluence avec l'Ourthe) montrant l'importance de l'érosion latérale depuis le milieu du XIIIe siècle, moment où l'industrie métallurgique s'est installée dans les plaines alluviales (d'après Henrottay, 1973). (1) cailloutis de base. (2) scories microscopiques, billes et plaquettes, résidus de la métallurgie ancienne. (3) limite supérieure du cailloutis de base (hauteurs exagérées dix fois).

levées naturelles, à la limite du lit mineur et du lit majeur là où la diminution brusque du courant et l'effet de peigne provoqué par la végétation permettent une sédimentation du matériel le plus grossier transporté en suspension (les sables). Toutefois, dans les rivières de type ardennais cette édification de levées naturelles est relativement peu importante du fait que le matériel sableux mis à la disposition de ces rivières est relativement peu abondant. Finalement, le phénomène d'accumulation le plus actif est la sédimentation limoneuse dans les zones abritées, situées en marge du lit majeur là où les vitesses faibles même lors de crues importantes permettent la décantation du matériel fin transporté lui aussi en suspension. C'est cette accumulation de limon de crue qui conditionne en fait l'édification de la plaine alluviale et donc du lit majeur.

8.3. EDIFICATION DE LA PLAINE ALLUVIALE ET EROSION LATÉRALE

Certaines estimations quant à la vitesse d'édification de la plaine alluviale ont pu être avancées grâce à l'identification de marqueurs stratigraphiques. L'un de ces marqueurs, reconnu par Henrottay (1973), consiste en scories, témoins de l'industrie métallurgique d'autrefois qui s'est installée dans les vallées ardennaises à partir du milieu du XIIIe siècle. Les débris de cette industrie ont été rejetés dans les rivières, si bien que, lorsque ces scories microscopiques sont présentes dans un dépôt fluviatile, elles attestent que ce dernier s'est édifié après le milieu du XIIIe siècle. Ainsi, comme on peut le voir à la figure 11.10 qui se rapporte à la vallée de l'Amblève, l'ensemble des limons de crue contiennent des scories microscopiques et ont donc été déposés après le milieu du XIIIe siècle, ceci sur toute la largeur de la plaine alluviale. Ceci permet de dire que l'accumulation des limons de crue a dépassé 1 m à 1,5 m d'épaisseur en sept siècles, soit de l'ordre de 20 cm par siècle. Par ailleurs il faut noter que les limons sans scories, antérieurs au XIIIe siècle, ont complètement disparu. Ceci implique qu'ils ont été érodés par la rivière et que cette dernière a donc balayé, depuis cette époque, au moins une fois toute sa plaine alluviale sur une largeur

de 100 m. Ceci nous fournit une indication précieuse quant à la vitesse d'érosion latérale de la rivière; dans le cas présent on atteint une vitesse moyenne d'érosion latérale de 16 mètres par siècle. Henrottay (1973) a recherché ces scories dans les plaines alluviales de différentes rivières d'Ardenne et du Condroz. Contrairement à l'Amblève, l'Ourthe inférieure n'a pas systématiquement balayé l'ensemble de sa plaine alluviale puisqu'on retrouve des traces de limon ancien mais ceci permet néanmoins de constater une érosion latérale moyenne dépassant 0,10 m/an. Des valeurs aussi importantes de l'érosion latérale moyenne ressortent également de la comparaison des documents cartographiques anciens effectuée notamment par E. Juvigné (1964) pour l'Ourthe en Famenne. De telles comparaisons ont en outre permis de cerner les processus et la vitesse des recouvrements des méandres libres ainsi que les éventuelles modifications de la sinuosité. Dans le cas étudié par E. Juvigné, les recouvrements des méandres libres ne se font pas uniquement par tangence mais également par déversement au travers des pédoncules des méandres. Par ailleurs, en septante ans tout un méandre s'est fait recouper alors qu'en quarante ans trois méandres se sont formés. D'autres études de cartes anciennes réalisées sur plusieurs rivières de Haute Belgique ont mis en évidence des valeurs de l'érosion latérale comparables, avec des maximums plus importants encore, localement 0,9 m/an pour la Berwinne (Parotte, 1991).

8.4. L'INCISION DES RIVIÈRES AU COURS DE LA PÉRIODE HISTORIQUE

Différents indices ont permis de se faire une opinion quant à l'incision des rivières au cours de la période historique. Une première méthode est basée sur les vestiges d'orpillage en Ardenne. Différentes sources historiques, analysées notamment par Bastin (1911) et Gillet (1976), indiquent en effet que déjà à l'époque celtique, il était connu que des paillettes et de petites pépites d'or se trouvaient dans les alluvions de certains ruisseaux ardennais. La prospection de cet or nécessitait l'extraction et le triage des graviers qui constituaient le lit de ces rivières. Ils étaient ensuite



Fig. 11.11 - Buttes d'orpaillage dans les troufferies de Libin.

rejetés dans le lit majeur, de telle sorte qu'à l'heure actuelle, il en subsiste des vestiges sous formes de tertres ou de petites buttes qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres de long et quelques mètres de hauteur (fig. 11.11). On en retrouve notamment dans les vallées de la Warche et de l'Amblève (Godefroid, 1981) ainsi que dans des ruisseaux s'écoulant à partir du Massif du Serpont (Wavreille, 1987). Dans ces derniers sites (les troufferies de Libin), l'origine celtique des premières buttes d'orpaillage a été confirmée par des datations au ^{14}C . (Dumont, 1979, 1980). L'intérêt de ces études d'un point de vue fluvial réside dans la comparaison entre la disposition des tertres (et principalement de leur base qui donne le niveau de l'ancien lit majeur) et le niveau actuel de la rivière. Ainsi étudiant les rivières autour du massif du Serpont, où plus d'une centaine de tertres ont été dénombrés, B. Wavreille (1987) a constaté que l'incision des ruisseaux par rapport à la base de ces tertres atteignait exceptionnellement un mètre, mais était le plus souvent imperceptible, démontrant ainsi que l'incision des ruisseaux en tête de bassin a été très faible depuis deux mille ans.

Cette faible incision des rivières a été confirmée par une toute autre approche effectuée sur une rivière du sud de l'Ardenne, approche basée sur la mise en relation de dépôts anciens qui constituent la plaine alluviale avec la dynamique de la rivière. Des processus de recouplement de méandres par déversement y ont été mis en évidence, processus qui permettent le court-circuit, l'abandon et enfin le colmatage de parties de méandres et même de trains de méandres complets (Petit, 1984). A l'origine, de tels secteurs de rivières étaient tapissés par une charge de fond caillouteuse mais, à la suite de leur recouplement, ils ont été colmatés par du matériel de plus en plus fin, si bien qu'à la longue, la trace de l'ancien lit devient imperceptible

dans la topographie de la plaine alluviale. Par érosion latérale, la rivière dégage de petites lentilles caillouteuses qui affleurent dans les berges, et qui sont en réalité des traces d'anciens chenaux recoupés jadis et ensuite colmatés. La position altimétrique de ces lentilles alluviales, identique à celle du lit actuel, a ainsi permis de voir qu'il n'y avait pas eu incision ni remblaiement de la rivière pendant une période fort longue. En effet des troncs d'arbres anciens datés par ^{14}C du XIIe siècle et disposés horizontalement au sein même des alluvions (Petit, 1988b), établissent que l'érosion verticale a été quasi inexistante depuis cette époque. Par ailleurs la taille des éléments qui constituent les lentilles alluviales est identique à celle des éléments qui sont actuellement mobilisables, montrant que la compétence de cette rivière s'est peu modifiée.

Il ressort de ces études que la dynamique des rivières ardennaises a peu changé au cours des derniers siècles, ce que Suttor (1989) avait mis en évidence dans la Meuse en faisant appel à une toute autre approche, cet auteur montrant notamment que l'emplacement des gués - c'est-à-dire les seuils - s'était peu modifié depuis le XVIIIe siècle.

9. CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES DES RIVIERES

Certains paramètres de forme permettent d'appréhender la dynamique de la rivière car ils dénotent l'interaction entre l'activité dans le lit mineur et l'édification de formes qui participeront à la construction du lit majeur, comme par exemple l'édification de bancs latéraux en liaison avec la migration des méandres. D'autre part, l'évolution d'amont en aval des paramètres géométriques de la rivière apparaît comme une adaptation du lit en réponse à l'augmentation vers l'aval de

deux variables indépendantes (contraintes qui ne peuvent s'adapter en milieu naturel) à savoir l'augmentation du débit liquide et l'augmentation de la charge. Plusieurs types de relations ont été mis en évidence et principalement celles qui lient les caractéristiques du lit mineur (largeur et profondeur) à la taille de la rivière dont le descripteur généralement utilisé est le débit à pleins bords. Il existe également des relations qui lient la dimension des méandres (longueur d'onde et amplitude) au débit à pleins bords, ce qui donne par ailleurs une bonne estimation de l'intervalle entre les formes au sein même du lit puisque la distance séparant les seuils et les mouilles correspond généralement à la demi-longueur d'onde des méandres (fig. 11.12).

Des relations de ce type ont été élaborées pour une vingtaine de rivières de Haute Belgique. La relation qui lie la largeur du lit au débit à pleins bords se présente sous la forme $w = a.Qb^b$, avec $a = 3,41$ et $b = 0,45$ valeurs voisines de celles mises en évidence par différents auteurs dans des contextes géographiques assez proches des nôtres, a variant de 2,8 à 3,7 et b de 0,44 à 0,56 (Emett, 1975; Charlton *et al.*, 1978; Ferguson, 1981; Hey, 1986). La relation entre la profondeur et le débit à pleins bords se présente sous une forme similaire $d = a.Qb^b$ mais avec des valeurs de a oscillant autour de 1 et de b autour de 0,20. Les rivières de Haute Belgique respectent le plus souvent ces relations de façon très satisfaisante, démontrant ainsi leur homogénéité. Toutefois, des rivières de Famenne telles que la Wimbe et le Vachaux ont une largeur plus faible et une profondeur plus importante, dans la mesure où elles peuvent s'inciser plus facilement vu l'absence de charge caillouteuse et la présence d'un substrat friable. A l'inverse les rivières débouchant de l'Ardenne en Famenne, présentent un système différent car la charge de fond abondante héritée de leur trajet ardennais y provoque un blocage de l'érosion verticale et une érosion latérale marquée, vu la moindre résistance de la roche encaissante. D'autre part, il ressort de ces relations que la largeur des rivières augmente de façon plus marquée que la profondeur, si bien que le rapport largeur/profondeur (w/d) augmente lui aussi en fonction de la dimension de la rivière. Ainsi dans la Rulles en forêt d'Anlier, ce rapport est égal à 4 alors que dans l'Ourthe inférieure il atteint 15. Mais dans certaines rivières, ces rapports s'écartent sensiblement de la relation proposée; il s'agit des rivières de Famenne qui présentent un rapport beaucoup plus faible, en fonction des remarques émises ci-dessus. En revanche, les rivières des Hautes-Fagnes caractérisées par une charge de fond grossière et abondante, ont un rapport w/d plus élevé.

Les relations qui lient la longueur d'onde des méandres et le débit à pleins bords sont généralement très bonnes dans la mesure où le façonnement des méandres résulte de l'action de ce type de débit. De telles relations sont couramment utilisées en paléohydrologie,

notamment pour reconstituer les débits au cours de l'Holocène et du Quaternaire récent. La relation mise en évidence à partir d'une vingtaine de rivières ardennaises se présente sous la forme $l = 16,5 Qb^{0,60}$ (avec l la longueur d'onde exprimée en m).

10. LA DYNAMIQUE ACTUELLE DES RIVIERES

10.1. PARAMETRES HYDRAULIQUES ET RUGOSITE

Dans un chenal, l'eau est soumise à deux forces principales : la gravité d'une part responsable de l'écoulement de l'eau vers l'aval, les forces de friction d'autre part qui résultent de la rugosité du fond liée à la taille des particules et aux microformes dues à l'agencement des particules, de la présence d'obstacles tels que la végétation, de freinages provoqués par la différenciation du tracé du lit (courbure et méandres) et par le développement de formes du lit (alternance entre les seuils et les mouilles), mais aussi de frictions internes du courant. Ces différents frottements qui engendrent des



Fig. 11.12 - La Schwalm vue du rocher du Biele; la rivière dessine un lit à méandres avec une alternance régulière de seuils et de mouilles soulignée par des ruptures du plan d'eau, bien visibles sur la photographie.

RUGOSITE, FORCE TRACTRICE ET PUISSANCE SPECIFIQUE

La formule de Manning se présente de la façon suivante: $v = (R^{0,67} S^{0,5}) / n$, avec n le coefficient de rugosité de Manning qui englobe la rugosité résultant non seulement du matériel qui constitue le fond du lit mais également d'autres effets de rugosité tels que l'irrégularité du chenal, l'influence de la végétation aquatique, les effets d'obstruction et le degré de méandration. R représente le rayon hydraulique (rapport entre la section mouillée et le périmètre mouillé) et S la pente de la ligne d'énergie; cette dernière qui représente les pertes de charge est évaluée à partir de la pente du plan d'eau et de la variation longitudinale du terme $(\alpha v^2)/2g$ où v représente la vitesse moyenne du courant.

La force tractrice ou encore force du courant définie par Du Boys en 1879, a été reconnue par la suite comme étant la tension tangentielle à la paroi définie en dynamique des fluides moderne (Larras, 1972). Cette notion relativement ancienne n'a cependant été pleinement utilisable qu'à partir du moment où ont été définies les valeurs des forces tractrices nécessaires à la mise en mouvement et au transport de particules d'un diamètre déterminé (force tractrice critique). L'équation de la force tractrice se présente de la façon suivante: $\tau = \rho \cdot g \cdot R \cdot S$, où ρ représente la masse volumique du fluide, g l'accélération de la pesanteur, R le rayon hydraulique et S la pente de la ligne d'énergie. Cette force tractrice totale doit être séparée en deux composantes (i) la première, représentant une force tractrice due à la seule résistance des particules qui serait observée si le lit était plat et qui est la seule responsable du transport de la charge de fond; (ii) la seconde, une force tractrice supplémentaire due à la résistance provoquée par les irrégularités du chenal et des berges. Ajoutons que la force tractrice peut également être évaluée par une autre approche basée sur la distribution des vitesses à proximité du fond du lit.

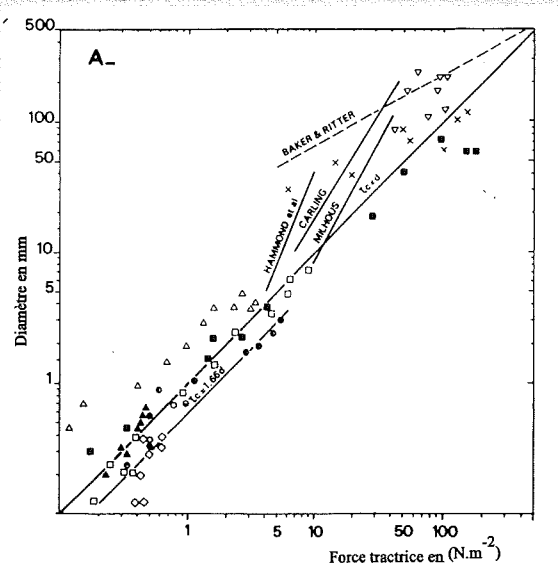


Fig. 11.13 - Force tractrice critique en fonction du diamètre des particules: relations proposées par différents auteurs (d'après Petit, 1989).

En ce qui concerne les forces tractrices critiques, celles nécessaires à la mise en mouvement d'une particule d'un diamètre déterminé, la relation linéaire $\tau = d \cdot a$ a prévalu jusqu'il y a peu (fig. 11.13). Toutefois, cette relation a été remise en question récemment (Andrews, 1983; Komar, 1987) et des relations qui prennent en compte la taille de la particule considérée (D_i) par rapport à celle du matériel qui constitue le lit (D_{50}) ont été proposées. Elles présentent la fonction d'entraînement de Shields (θ_c) sous la forme $\theta_c = a(D_i/D_{50})^b$, avec des valeurs de a oscillant de 0,04 à 0,09 et de b allant de -0,7 à -0,9 (Petit, 1994b). Ceci a permis de formuler l'effet de saillie (lorsque la particule considérée est nettement plus grande que celles qui forment le lit) et celui opposé de protection, nécessitant dans ce dernier cas, des forces tractrices de début d'entraînement plus importantes que celles qui auraient été nécessaires si la particule avait eu la même dimension que celle du lit.

Une notion introduite récemment par Bagnold (1966, 1977), la puissance spécifique des rivières, se présente sous la forme : $\omega = (\rho g Q S)/w$ ou encore par transformation $\omega = \tau u$, avec Q le débit généralement considéré comme le débit à pleins bords afin de permettre des comparaisons entre rivières différentes, et w la largeur du lit mineur entre berges. Initialement, la puissance spécifique visait essentiellement à estimer les quantités de sédiments transportés par les rivières mais, comme on le verra ci-dessous, elle a depuis lors trouvé d'autres champs d'application.

pertes d'énergie, s'intègrent dans la notion de rugosité qui est elle-même estimée par différentes formules, dont celle de Manning. La rugosité est plus importante dans les rivières de dimension modeste mais dans une même rivière, elle varie en fonction du tracé et des sites et en fonction du débit: elle diminue lorsque le débit augmente et tend à atteindre une valeur presque constante au niveau du débit à pleins bords. Dans la Rulles par exemple, rivière de dimension modeste à charge caillouteuse avec des méandres bien développés et une végétation aquatique abondante, le coefficient de rugosité de Manning dépasse 0,300 lors d'étiages marqués, se maintient à des valeurs voisines de 0,150 pour le débit moyen, mais n'atteint plus que 0,100 pour le débit à pleins bords et 0,080 lors de la crue annuelle (Petit, 1991a). Il varie cependant de 0,090 dans les systèmes rectilignes à 0,120 dans les méandres avec des différenciations selon les formes, le coefficient de rugosité étant systématiquement plus faible sur les seuils que dans les mouilles. Dans des rivières de dimension plus importante, telle que l'Ourthe inférieure, le coefficient de rugosité de Manning ne dépasse pas 0,050 pour le débit à pleins bords (Yali, 1989; Petit *et al.*, 1994) et 0,060 dans la Lesse en Famenne (Franchimont, 1993). La Rouge Eau, rivière sableuse de Lorraine à méandration assez bien développée mais avec une végétation aquatique peu importante, montre des coefficients de rugosité de Manning proches de 0,070. Ce coefficient est nettement plus faible (0,045) dans des rivières à charge limoneuse et à méandration modérée telles que le Geer.

10.2. VITESSE CRITIQUE D'ÉROSION ET FORCE TRACTRICE

La notion de vitesse moyenne d'écoulement qui correspond au début d'entraînement des granulats par charriage est le plus souvent représentée sous forme d'une relation établie par Hjulsström; y sont également reportées les vitesses critiques d'érosion des particules sableuses et limoneuses (compactées ou non), ainsi que les vitesses d'arrêt de transport (sédimentation); tout ceci en sachant que la vitesse d'entraînement varie en fonction des hauteurs d'eau. L'utilisation de telles courbes en milieu naturel doit cependant être nuancée dans certaines circonstances, notamment quant au rôle protecteur de la végétation mais surtout quant à la sur-estimation des vitesses critiques dans le cas de matériel grossier se présentant en saillie sur le fond du lit ou à l'inverse quant à la sous-estimation des vitesses cri-

tiques pour des particules dont la dimension est plus petite que celle du lit. Pour ces différentes raisons, on utilise de plus en plus la notion de force tractrice, ou force de cisaillement exercée sur le fond du lit et qui détermine l'entraînement des particules, car elle permet de prendre en compte l'effet de certains de ces phénomènes.

De nombreuses observations et expériences ont été menées sur la Rulles afin d'y mesurer les forces tractrices par différentes approches (fig. 11.14). Lors de faibles débits, les forces tractrices sont plus importantes sur les seuils que dans les mouilles; elles augmentent avec le débit dans les deux types de sites mais à des degrés divers, l'augmentation la plus sensible se produisant dans les mouilles, de telle sorte que pour des débits proches de $0,8 Q_b$, les forces tractrices deviennent au moins localement plus importantes dans les mouilles que sur les seuils, ce qui conditionne bien sûr la balance érosion/sédimentation dans le système seuil/mouille. Ainsi pour des débits proches du débit moyen ($0,3 Q_b$), les forces tractrices sont encore trop faibles quel que soit le site pour permettre des modifications morphologiques importantes. Des modifications sensibles ne se manifestent que pour des débits voisins du débit à pleins bords : érosion de matériel de 20 à 30 mm dans les mouilles alors que sur les seuils, les forces tractrices sont trop faibles pour permettre le passage d'éléments dont le diamètre est supérieur à 10 mm; il faut attendre des débits supérieurs au débit à pleins bords pour que des éléments de l'ordre de 15 mm puissent franchir ces derniers. De tels éléments représentent la compétence effective de la rivière, c'est-à-dire la dimension maximum des particules que la rivière peut transporter. Les seuils jouent donc un rôle de filtre et apparaissent comme des sites d'accumulation pour les éléments qui dépassent la compétence effective de la rivière; de cette façon, la dimension des éléments qui tapissent les seuils donne une estimation (par excès) de la compétence effective de la rivière. En revanche, la compétence maximale s'exerce dans le fond des mouilles lors des crues importantes là où les forces tractrices sont les plus élevées. Ainsi lors d'une crue quinquennale de la Rulles, les forces tractrices totales ont dépassé 50 N/m^2 , mais elles n'ont pas suffi à déstabiliser les éléments les plus grossiers qui tapissaient le fond des mouilles (10 cm de diamètre). La taille de ce matériel donne donc une estimation (également par excès) de la compétence maximale de la rivière. Par ailleurs, ce matériel grossier

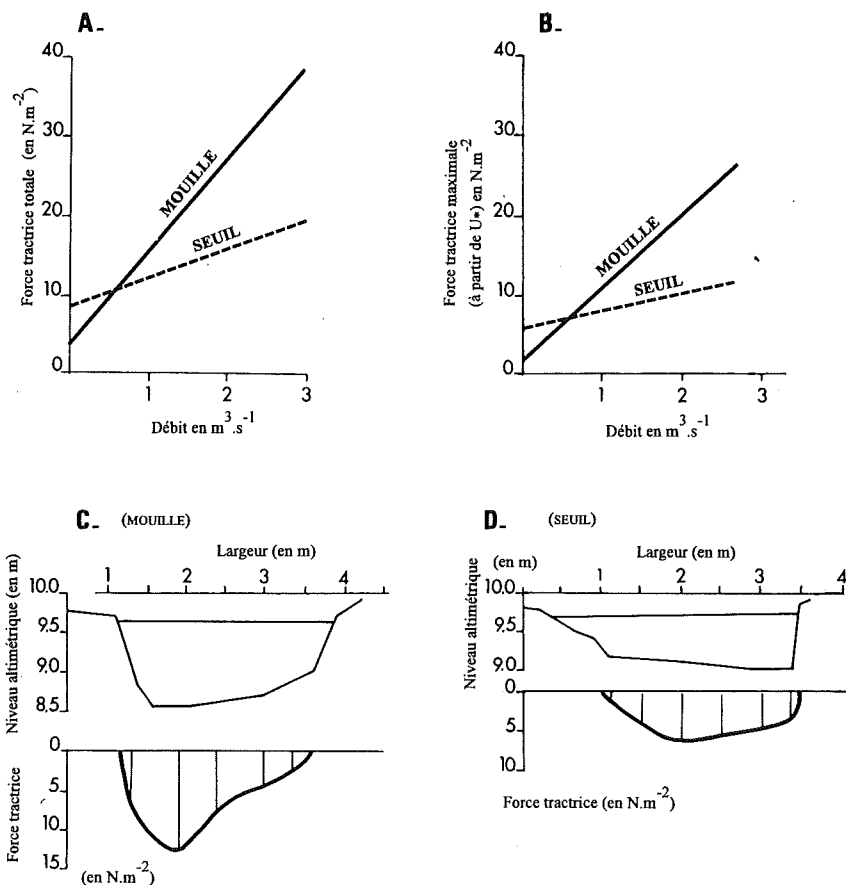


Fig. 11.14 - A. Synthèse de l'évolution des forces tractrices totales en fonction du débit, dans les mouilles et sur les seuils de la Rulles; Q50 = débit médian; Q = débit moyen, Qb = débit à pleins bords, Q/an = crue dont la récurrence est d'un an (Petit, 1991c). B. Synthèse de l'évolution en fonction des débits des forces tractrices maximales à un profil transversal donné, évaluées par les vitesses de cisaillement, dans les mouilles et sur les seuils de la Rulles. C-D. Répartition transversale des forces tractrices évaluées par les vitesses de cisaillement dans une mouille et sur un seuil de la Rulles (Q voisin de 0,7 à 0,8 Qb)

- le plancher alluvial probablement hérité de la dernière période froide - ne semble pas être mobilisable sauf peut-être lors de crues exceptionnelles, ce qui confirme bien l'absence d'incision significative de ce type de rivière.

Etant donné la forte différenciation topographique du fond du lit liée à la dimension même de ces rivières et à la présence de seuils se trouvant à des niveaux altimétriques élevés, les variations longitudinales des forces tractrices sont beaucoup plus importantes dans des rivières à charge caillouteuse de dimension modeste - telles que la Rulles, la Berwinne (Parotte 1991) ou la Schwalm (Molitor, 1991) - que dans des rivières sableuses (Petit, 1986) ou dans des rivières caillouteuses de grande dimension (Franchimont, 1993). Par ailleurs dans ces dernières rivières, les forces tractrices totales n'atteignent pas des valeurs exceptionnellement élevées lors des crues importantes. Ainsi sur l'Ourthe inférieure, les forces tractrices totales n'ont pas dépassé 50 N/m² lors d'une crue plus que trentennale; toutefois, comme la majeure partie de ces forces tractrices est utilisable pour la mise en mouvement des éléments du fond du lit, elles ont été capables de mobiliser du matériel de plus de 80 mm de diamètre (Petit *et al.*, 1994).

10.3. PUISSANCE SPECIFIQUE

Le taux d'activité et l'énergie des rivières peuvent être appréhendés en utilisant la puissance spécifique des rivières. Des études réalisées en Angleterre, au Danemark et en France ont clairement montré la relation entre la puissance spécifique et le comportement des rivières (Ferguson, 1981; Brookes, 1988; Bravard, 1991). Ainsi, les rivières dont la puissance ne dépasse pas 15 W/m² se caractérisent généralement par des chenaux inactifs; les rivières qui ne développent qu'une faible énergie, inférieure à 35 W/m², sont incapables d'un auto-ajustement suite à des aménagements ou à des contraintes extérieures. Par contre, les rivières où la puissance dépasse 100 W/m² ont une dynamique de modification de tracé fort active, avec des processus pouvant même aboutir à la multiplication des chenaux et à la formation du tressage, ceci dépendant également de la taille du matériel qui constitue le fond du lit (Richards, 1982). Par ailleurs, dans ces rivières à forte énergie, le cycle apparition/disparition des méandres se réduit à une vingtaine d'années (Bravard, 1991).

Si l'on examine l'évolution des deux paramètres qui conditionnent l'importance de la puissance - le débit et la pente - en fonction de la taille du

bassin hydrographique, on constate que dans les têtes de bassin, la pente longitudinale est souvent importante mais les débits faibles, ce qui ne donne finalement que des puissances modérées. A un accroissement de la dimension du bassin, correspondent généralement une diminution de la pente longitudinale et une augmentation du débit. L'évolution divergente de ces deux paramètres se traduit par un maximum de puissance pour les rivières dont le bassin hydrographique serait de l'ordre de 100 à 500 km² (Ferguson, 1981). Ce schéma défendable dans des milieux homogènes quant à l'énergie de leur relief et quant aux conditions hydroclimatiques génératrices des débits est cependant moins clair dans un contexte régional aussi diversifié que celui de l'Ardenne. Par ailleurs, rappelons que dans les thalwegs élémentaires se situant en tête de bassin, la prolifération des embâcles végétaux réduit fortement la puissance disponible (Assani et Petit, 1995; Storder, 1994).

Appliquée aux rivières de Moyenne et de Haute Belgique, cette notion de puissance spécifique permet une ébauche de typologie régionale. Ainsi des rivières de Hesbaye, telles que le Geer, se caractérisent par des puissances extrêmement faibles, à peine supérieures à 10 W/m². Et effectivement on retrouve une très grande stabilité de leur lit, puisque le tracé apparaissant sur les cartes les plus anciennes qui remontent au XVIII^e siècle, est très proche du tracé actuel de la rivière, sans changement notable au niveau des méandres si ce n'est un léger accroissement de la sinuosité (Petit, 1975). Ce n'est pas le cas de rivières telles que l'Ourthe où, comme l'a bien démontré la comparaison des cartes anciennes, le cycle d'apparition/disparition des méandres est nettement inférieur à un siècle et avoisine même le demi-siècle. Par ailleurs, comme il ressort des travaux de Targé (1970) on remarque que d'un point de vue morphologique, l'Ourthe évolue localement vers une ébauche de tressage. De même, des rivières comme la Lesse et la Lomme en Famenne, qui développent des puissances importantes (de l'ordre de 70 W/m²), font preuve d'une activité marquée puisque l'on observe des déplacements de méandres sur des distances de 30 à 40 mètres en vingt ans (Petiau, comm. pers.). Les rivières du Pays de Herve qui développent elles aussi des puissances assez importantes (60 à 70 W/m²), font effectivement preuve d'une dynamique d'érosion importante puisque des érosions latérales atteignant 0,5 m/an ont été observées notamment sur la Berwinne (Parotte, 1991). Assez paradoxalement les rivières du Sud de l'Ardenne développent des puissances moindres (de l'ordre de 40 W/m² pour la Rulles), ce qui se marque par une évolution moins rapide du cycle des méandres, estimée nettement supérieure au demi-siècle, et par une compétence effective relativement limitée puisque les éléments les plus grossiers susceptibles de se déplacer sur de grandes distances n'atteignent que 15 mm de diamètre (Petit 1987). Par contre les rivières descendant des Hautes-Fagnes se caractérisent par des puissances spécifiques fort importantes, nette-

ment supérieures à 100 W/m², ce qui se marque notamment par une compétence de ces rivières beaucoup plus importante, des blocs de plus de 1,5 m de longueur pouvant être mobilisés (Pissart in Bastin *et al.*, 1972).

11. DENUDATION DES BASSINS VERSANTS

Les rivières apparaissent comme un intégrateur de la dénudation de leur bassin hydrographique à un exutoire déterminé. Le flux des sédiments se fait selon trois modes de transport : le transport en solution, le transport en suspension et le transport de la charge de fond; ce dernier se fait par progression du matériel sur le fond du lit, soit par roulage des particules individuelles avec éventuellement des sauts, soit par charriage, c'est-à-dire par progression en paquet de l'ensemble du matériel constituant le fond du lit, processus relativement rare qui nécessite des conditions hydrauliques exceptionnelles.

L'importance relative de ces trois modes de transport est tout d'abord fonction du système morpho-climatique où l'on se trouve, c'est-à-dire des différents processus qui permettent la production de sédiments et leur arrivée jusqu'aux rivières, ces dernières apparaissant en fait bien plus comme un agent d'évacuation du matériel produit par d'autres processus que comme un agent d'érosion au niveau de leur bassin versant. Le type de charge dépend aussi de l'affectation du sol (protection ou non par la végétation) et de la lithologie du bassin versant. Toutefois de façon globale, la charge de fond, alors qu'elle joue un rôle considérable dans les problèmes de profil d'équilibre et de stabilité des lits, n'entre que pour une part négligeable dans le montant des sédiments transportés, si ce n'est dans des conditions particulières (les torrents de montagne par exemple). En revanche, les transports de charge en solution et, dans une moindre mesure, les transports en suspension exportent une quantité appréciable de matériel hors du bassin versant mais n'interviennent pas dans l'évolution des lits fluviaux.

11.1. TRANSPORTS EN SOLUTION

L'importance de la charge dissoute évacuée par les rivières est en étroite relation avec la lithologie de leur bassin versant et il est clair que c'est à l'exutoire de bassins développés sur des calcaires que ces concentrations sont les plus élevées. En effet, des études menées dans le Grand-Duché de Luxembourg montrent que les roches de type ardennais ne peuvent libérer que 4,9 m³/km² par an (Verstraeten, 1977) Ceci ressort des analyses physico-chimiques réalisées par Fabri et Leclercq (1977,1984) dans 151 stations réparties dans des rivières et ruisseaux des bassins de la Roer, de la Vesdre, de l'Amblève et de l'Our, qui montrent une faible minéralisation de ces eaux de l'ordre de 10 mg/l

L'ANALYSE GRANULOMETRIQUE D'UN SEDIMENT

La granulométrie étudie la plus ou moins grande fréquence des éléments selon leurs dimensions. Les limites des différentes fractions granulométriques mentionnées ci-dessous sont les plus couramment utilisées : argile < 0,002 mm, limon (silt) < 0,05 mm; sable < 2 mm; gravier < 20 mm; cailloux > 20 mm. Les méthodes d'analyse varient en fonction de la taille des éléments considérés. Les résultats des analyses granulométriques sont le plus souvent représentés sous forme de courbes cumulatives permettant le calcul d'un certain nombre d'indices, tels que par exemple les indices de classement qui peuvent être révélateurs du mode de transport des sédiments. Dans le domaine fluvial, c'est principalement le D_{50} et le D_{90} qui sont utilisés (fig 11.15).

L'étude de la morphométrie (caractéristiques de forme des cailloux) porte sur un grand nombre d'éléments d'une même formation, en prenant en compte des mesures individuelles effectuées sur des éléments d'une nature déterminée, après en avoir préalablement effectué un tri par classes de taille, car les résultats varient avec la taille et la nature des cailloux.

- L'indice d'aplatissement = $(A+B)/2C$, avec A = la plus grande longueur du caillou, B = la plus grande largeur perpendiculaire à la longueur (axe intermédiaire), C = la plus grande épaisseur perpendiculaire au plan comprenant A et B.

- L'indice d'éroulé = $(2 R/A).1000$ où R = le plus petit rayon de courbure mesuré sur le caillou posé à plat sur une cible.

Les rivières donnent rapidement aux galets un éroulé caractéristique, généralement après quelques kilomètres, et, une fois cette valeur atteinte, elle n'évoluera plus guère vers l'aval.

La disposition collective des éléments au sein d'un dépôt donne des indications fort intéressantes. Ainsi un chenal colmaté par des dépôts et dont la stratification est inclinée montre clairement le sens d'écoulement au moment du colmatage. L'orientation des galets (valeur de l'angle que fait avec la direction du nord, le plus grand axe du caillou) permet de reconstituer l'orientation du courant au moment du dépôt. En effet, le courant fluvial dispose les cailloux perpendiculairement à la direction du mouvement. L'inclinaison constitue le complément indispensable des mesures d'orientation. Dans le cas d'un dépôt fluvial, le sens de l'inclinaison renseigne sur le sens de l'écoulement, alors que l'orientation donne seulement une direction. Dans les dépôts d'eau courante, la majorité des éléments sont inclinés vers l'amont (effet de tuilage); plus l'aplatissement est faible, moins l'inclinaison est marquée.

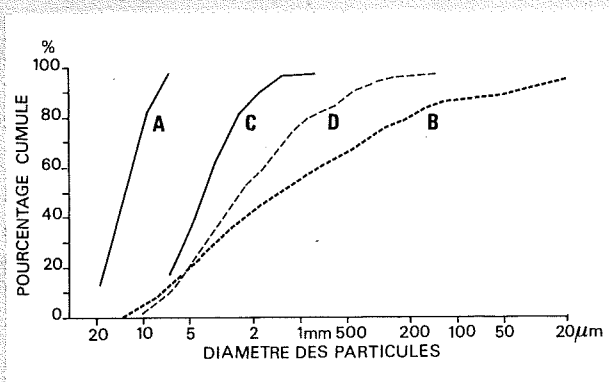


Fig. 11.15 - Courbes granulométriques de sédiments prélevés dans la Rulles. A. dans le dallage de surface d'un seuil d'accumulation: $D_{50} = 1,28$ cm; indice de classement (Dyer) = 0,53. B. sous le dallage de surface du même seuil: $D_{50} = 0,14$ cm; indice de classement = 2,70. C. dans le dallage de surface d'un seuil oblique: $D_{50} = 0,40$ cm; indice de classement = 0,85. D. sous le dallage de surface du même seuil: $D_{50} = 0,25$ cm; indice de classement = 1,57.

de Ca^{+2} . E. Rosen (1993) a mis en évidence des valeurs assez semblables dans une dizaine de sources situées sur les différentes assises du Dévonien inférieur selon un transect allant de Malmédy à Butgenbach. En revanche, les analyses effectuées par Closkin (1991) sur des sources du Condroz et de l'Ardenne condrusienne montrent des teneurs en carbonates beaucoup plus impor-

tantes: de l'ordre de 20 mg/l sur les grès et poudingues de l'Emsien, supérieures à 100 mg/l sur les psammites fameniens et voisines de 200 mg/l sur les calcaires givetiens et viséens.

De façon générale, la concentration des matières dissoutes (Cd) transportées par les rivières diminue quand leur débit augmente. En l'absence de

pluie, les rivières sont alimentées par les nappes qui présentent généralement des taux de minéralisation plus importants puisque les eaux ont séjourné au contact de la roche. Ce principe ressort bien des mesures effectuées par J.F. Close-Lecocq et C. Ek (1985) dans la Meuse, effluent majeur des karst belges, avec un tiers de son bassin couvert de roches solubles. La concentration moyenne en solution (bicarbonates et autres sels) est légèrement supérieure à 200 mg/l. La concentration augmente lorsque le débit diminue, cette relation se vérifiant surtout pour des débits compris entre 100 et 2000 m³/s ; la teneur est sensiblement constante pour des débits inférieurs à 100 m³/s, montrant que la dureté atteint un seuil lorsque l'alimentation est uniquement assurée par les réserves aquifères souterraines, ces eaux, proches de la saturation, présentant une dureté assez forte.

Même si la concentration de la charge en solution (Cd) diminue avec le débit, le débit solide total transporté en solution ($Q_{sol} = Q \cdot Cd$), augmente avec le débit et les relations qui lient le débit solide au débit se présentent généralement sous la forme $Q_{sol} = a Q^b$. Le coefficient a dépend des caractéristiques propres à chaque bassin (taille notamment), tandis que l'exposant b représente l'évolution en fonction des débits et permet la comparaison entre différents bassins.

A partir de ces équations, il est possible d'estimer la charge totale évacuée en une année et qui représente l'ablation de l'ensemble du bassin. Elle se monte à 80 t/km² par an dans le Ri de Loegne, dont la moitié seulement du bassin est composé de roches carbonatées (Arunjo, 1993). Dans la Burdinale, les transports en solution représentent 92 t/km² par an avec des valeurs plus élevées encore (130 t/km² par an) dans la tête du bassin hydrographique où les roches carbonatées sont mieux représentées (Lamalle *et al.* 1989). Dans la Meuse, l'enlèvement total représente 85 t/km² par an dont 67 t/km² par an de bicarbonate de calcium (Close-Lecocq et Ek, 1985). Par ailleurs, en se référant à l'étude réalisée par Spring et Prost en 1883, ces auteurs ont montré que la charge en calcaire dissous évacuée par la Meuse s'est accrue d'environ 30% au cours du siècle écoulé, cet accroissement résultant principalement d'influences anthropiques telles que l'effet du développement des grandes carrières de calcaire et des cimenteries le long du fleuve.

11.2. TRANSPORT EN SUSPENSION

Le triptyque transport en suspension, saltation, roulage, représente en fait un continuum mais à des stades d'intensité du flux différents. Il y a suspension des sédiments lorsque le flux présente énormément d'énergie et donc des conditions très nettement supérieures aux conditions critiques de mise en mouvement. La répartition de la charge en suspension dans la section transversale d'une rivière dépend de la dimension du

matériel transporté: les particules dont le diamètre est inférieur à 60 mm montrent en général une répartition homogène selon la profondeur et la largeur; il n'en est pas de même pour les éléments plus grossiers qui se présentent selon un gradient de concentration en fonction de la profondeur (suspension graduée). Contrairement à la charge en solution, la concentration des sédiments en suspension augmente avec le débit. En effet, l'impact des gouttes de pluie sur le sol pulvérise les agrégats (effet de splash), produisant du matériel susceptible d'être amené aux rivières. Cette production de matériel issu essentiellement des versants, est directement corrélée à l'intensité des pluies et à l'absence de couverture végétale protectrice. De plus, à l'augmentation du débit correspond une augmentation des conditions dynamiques dans le lit, ce qui peut aboutir à un remaniement des dépôts transitoires qui s'étaient constitués dans le lit et à l'érosion des berges. Ainsi, la concentration en sédiments est plus importante lors de la montée de la crue que lors de la décrue.

Les relations liant la concentration de la charge en suspension au débit se présentent généralement sous la forme suivante: $C_s = a Q^b$. Mais elles ne sont malheureusement pas toujours aussi simples et les premières crues qui se présentent après une période de sécheresse peuvent engendrer des concentrations plus importantes même si leur débit de pointe est moins important que celui des crues suivantes. Il existe également des variantes saisonnières dans les relations concentration/débit. Ainsi, à débit égal, la charge en suspension est plus importante en été qu'en hiver. Ceci résulte tout d'abord du fait que les pluies d'été sont généralement plus intenses et plus agressives. Par ailleurs, un manteau neigeux limitera le splash et inhibera le ruissellement. Enfin, le débit est en général plus faible en été, de telle sorte qu'à ce moment, un débit relativement faible peut représenter un épisode de crue alors qu'en hiver, à débit égal, on peut se trouver en régime permanent (et non pas nécessairement en épisode de crue). Toutefois, cette différenciation saisonnière peut être inversée dans les bassins à vocation agricole dominante, ceci en fonction des pratiques culturales (sol à nu en hiver, protégé par les cultures en été).

Contrairement à la charge en solution, très peu de sédiments sont évacués en suspension lors de faibles débits. Le débit solide évacué ($Q_s = C_s \cdot Q$) va dès lors augmenter de façon marquée avec le débit, l'essentiel du matériel étant évacué lors des épisodes de crue, c'est-à-dire pour des débits relativement rares.

Différentes études ont été effectuées sur des rivières de Moyenne et Haute Belgique, ce qui permet notamment d'y déceler l'effet de l'affectation du sol. Ainsi, les valeurs élevées (supérieures à 100 t/km² par an) mises en évidence sur la Burdinale résultent du fait que ce bassin versant, situé dans la zone limoneuse où la

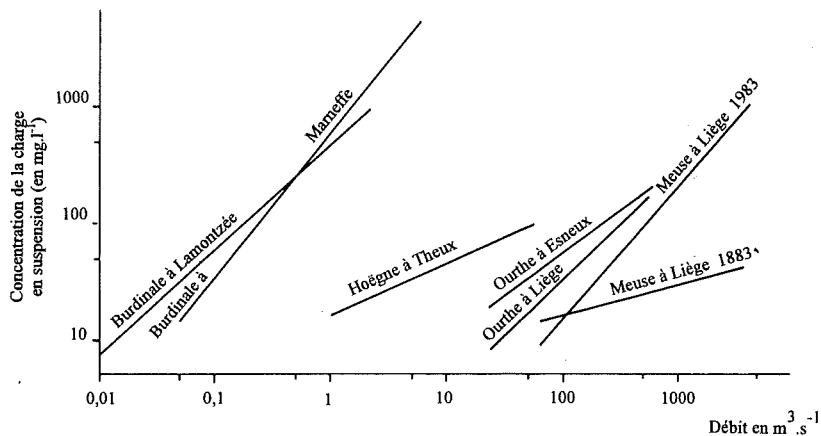


Fig. 11.16 - Droites de régression établies entre la concentration des charges en suspension et le débit de différentes rivières du bassin de la Meuse (d'après Lemin *et al.*, 1987; Lamalle *et al.*, 1989; Petit 1985).

couverture de loess est extrêmement épaisse, a une vocation essentiellement agricole (fig. 11.16). Par contre, la Hoëgne montre des valeurs nettement plus faibles (19 t/km² par an) car son bassin versant, pourtant pentu, est boisé et couvert de prairies (Lemin *et al.*, 1987). On note des valeurs encore plus faibles sur des bassins versants forestiers de dimension modeste comme le Ruisseau du Fond de Wavelinse, affluent du Hoyoux (6 t/km² par an) ou la Rulles (5 t/km² par an), ceci résultant de l'affectation du sol mais aussi du fait que l'épaisseur de loess est moins importante au sud du sillon Sambre-et-Meuse et surtout au sud de l'Ardenne. L'Ourthe à Liège montre des valeurs relativement faibles (27 t/km² par an).

On remarque également l'évolution de la charge en suspension moyenne de la Meuse en un siècle (1883-1983), suite à différents aménagements. En effet, le fleuve a été endigué, des écluses et des barrages construits. A l'heure actuelle, lors de faibles débits, il y a sédimentation dans les biefs calmes ainsi individualisés, de telle sorte que la Meuse emporte moins de sédiments qu'il y a un siècle. En période de crue, il y a tout d'abord reprise de ces accumulations; de plus, l'endiguement destiné à éviter les inondations, empêche l'épandage des sédiments dans la plaine alluviale, ce qui

explique que la charge évacuée est plus importante qu'auparavant (Close-Lecocq *et al.*, 1982). Toutefois, la quantité de matériel évacuée à l'exutoire d'un bassin versant ne rend que très imparfaitement compte de l'érosion qui s'exerce sur les versants et, plus généralement, sur l'ensemble du bassin. Dans les bassins agricoles principalement, les quantités exportées, évaluées par les équations ci-dessus, ne représentent en réalité qu'une partie infime de la quantité de matériel qui est effectivement érodée, du fait qu'entre les sites d'érosion et l'exutoire du bassin, il existe des sites d'accumulation. Ceci ressort bien de la comparaison entre valeurs exportées et valeurs d'érosion effectivement mesurées sur les versants; A. Bolline (1982) a en effet estimé ces quantités en Hesbaye par différentes approches. Les valeurs mises ainsi en évidence montrent que seulement le dixième de ce qui est effectivement érodé sur les versants, est évacué par les rivières hesbignonnes. Par ailleurs, il faut noter que l'importance de l'érosion mesurée par A. Bolline est liée au fait que l'on se trouve dans la zone limoneuse soumise à des cultures importantes et qu'elle devrait être plus faible en Ardenne, dans la mesure où la couverture de loess est moins épaisse et l'affectation du sol différente. Toutefois, il ressort de la carte d'érosivité des précipitations proposée par A. Bolline et ses collaborateurs

DEBIT DOMINANT

L'efficacité du transport et donc de l'évacuation du matériel, résulte d'un compromis entre la répartition des débits (densité de fréquence) et le débit solide évacué par un événement déterminé. Ainsi, des petites crues qui se présentent fréquemment, n'ont qu'une efficacité limitée puisque le matériel évacué est peu important. A l'opposé, des crues très importantes, mais qui ne se présentent que de façon épisodique (par exemple une crue décennale) n'ont elles aussi qu'une efficacité globale peu importante, même si le débit solide évacué lors d'un événement est considérable. Comme l'ont montré des études réalisées en Angleterre (Webb et Walling, 1982), dans le cas du transport de la charge en suspension, le débit dominant est légèrement inférieur au débit à pleins bords, 75% de la charge totale des sédiments en suspension étant évacués par des débits dont la fréquence est de 1% (3,5 jours par an). Il n'en est évidemment pas de même pour la charge en solution, ces mêmes études montrant que 50% de la charge totale en solution était évacuée par des débits qui se présentent en moyenne 20% du temps (70 jours par an).

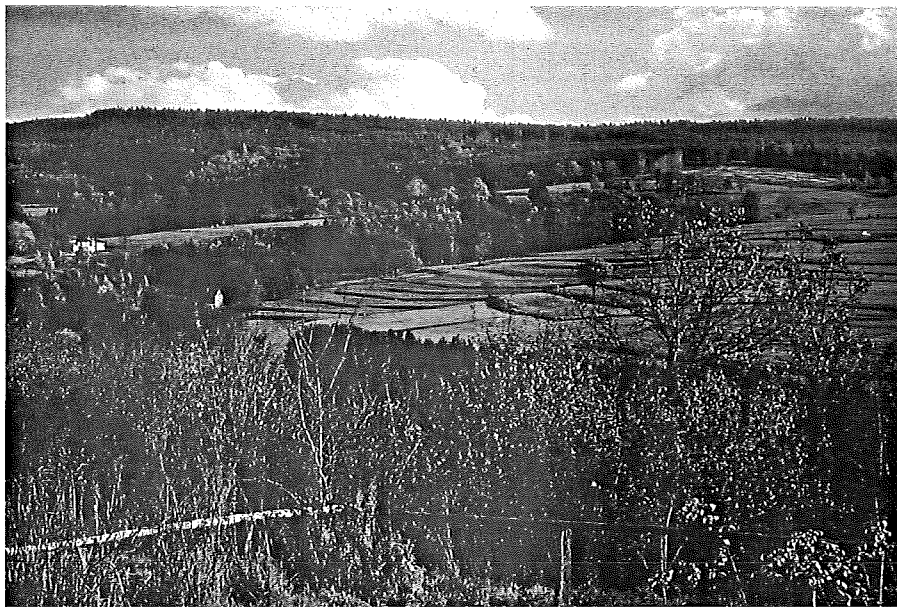


Fig. 11.17 - Rideaux dans la vallée de l'Amblève à proximité de Coö.

(1979), que l'indice d'érosivité - fonction principalement de l'intensité des précipitations - est le plus élevé sur les reliefs du sud du sillon Sambre-et-Meuse et sur le flanc sud de l'Ardenne, avec cependant comme exceptions la dépression de Fagne-Famenne et le Grand-Duché de Luxembourg.

Les rideaux présentent un exemple-type de site d'accumulation au sein même d'un bassin versant (fig. 11.17). Disposés perpendiculairement à la pente, ils présentent un talus abrupt, surmonté d'un replat qui les raccorde à la surface supérieure des versants. Ils sont constitués de colluvions accumulées à l'amont d'un obstacle (haie, clôture) présent sur le versant. Les rideaux sont la conséquence de la mise en culture récente et évoluent encore à l'heure actuelle (de 20 à 75 cm en vingt ans); les plus importants peuvent atteindre une hauteur de 3 m. Les rideaux ne peuvent se former que dans des zones cultivées mais subsistent si l'affectation du sol se modifie par la suite, de telle sorte qu'ils représentent un témoin de l'affectation ancienne du sol.

11.3. CHARRIAGE - TRANSPORT DE LA CHARGE DE FOND

Il n'existe pas de différence fondamentale entre le transport par charriage et celui par saltation; c'est une question de hauteur des sauts successifs des particules de telle sorte que les mesures du débit solide transporté par charriage englobent une forte proportion de transport par saltation. La saltation apparaît donc comme un stade intermédiaire mais on lui attribue quand même certaines limites. On considère en effet que les particules font des bonds qui ne peuvent dépasser 20 fois leur diamètre en hauteur et 200 fois leur diamètre en longueur (Bagnold, 1977). Contrairement à la charge en suspension où il n'existe pratiquement pas de limite de

concentration, le transport de la charge de fond ne peut dépasser certain maximum, ceci pour plusieurs raisons. Tout d'abord, il faut que le matériel mobilisable se trouve à proximité du lit ou d'un chenal qui puisse assurer son transport (ce qui n'est pas le cas de la charge en suspension). Ensuite, le mouvement des particules transportées par charriage est bref et discontinu, et la vitesse des particules est inférieure à celle du flux. Enfin, le transport solide par charriage consomme une certaine quantité d'énergie, ce qui peut limiter le transport. Comparativement à la charge transportée en suspension, l'évaluation des quantités transportées par charriage présente beaucoup plus de difficultés. Ceci tient tout d'abord à la nature même du processus mais également au fait que, le plus souvent, le charriage ne se produit que lors de débits importants, c'est-à-dire lors d'événements peu fréquents où, de plus, les conditions de mesure sont délicates. Ceci explique que les études portant sur les quantités transportées par charriage sont moins nombreuses que celles portant sur la charge en suspension par exemple.

Longtemps, on a considéré que le charriage ne se produisait que pour des débits proches du débit à pleins bords, c'est-à-dire en moyenne une fois par an pour des rivières assez importantes. Mais des expériences récentes menées avec des cailloux marqués ont permis de nuancer ce point. Dans les têtes de bassin (superficie inférieure à 5 km²), le charriage se produit en moyenne 4 à 5 fois par an (Assani et Petit, 1995), alors que dans la Rulles, l'occurrence du charriage coïncide relativement bien avec celle du débit à pleins bords (0,8 Q_b) dont la récurrence est cependant nettement inférieure à un an. Dans des rivières plus importantes telles que la Berwinne, la Warche et la Lomme, le charriage débute pour des débits voisins de la moitié du débit à pleins bords et se présenterait de 10 à 15 jours par an en

EVALUATION DU TRANSPORT PAR CHARRIAGE D'UN COURS D'EAU

Différentes approches permettent d'estimer les quantités de matériel évacuées par charriage. Des pièges à sédiments peuvent être aménagés; il s'agit généralement de fosses creusées dans le fond du lit qui sont régulièrement cubées. Des barrages érigés sur des rivières arrêtent le flux de la charge de fond et permettent ainsi de se faire une idée correcte de la quantité de matériel piégé. Une autre technique consiste en l'utilisation d'un échantillonneur de charge de fond: l'instrument est immergé pendant un laps de temps bien défini, le matériel est ensuite récolté et pesé, cette mesure devant être répétée à plusieurs endroits de la section. Des mesures qualitatives peuvent également être faites grâce aux techniques de marquage d'éléments individuels. Ceci ne fournit évidemment pas d'indication quant à la quantité totale transportée mais permet tout d'abord de connaître les débits et donc les conditions de mise en mouvement de la charge de fond, de voir la dimension du matériel concerné par la mise en mouvement (ou à l'inverse qui n'est pas mis en mouvement, ce qui représente un intérêt au moins égal) et enfin de connaître les distances parcourues. Ces éléments sont d'une importance capitale pour ajuster et affiner les équations qui permettent l'évaluation du transport de la charge de fond. Les marquages colorimétriques sont les plus simples d'application et présentent en outre l'énorme avantage qu'ils peuvent être effectués in situ, sans qu'il y ait déstructuration du matériel. Il existe également des techniques de marquage magnétique; une charge magnétique est introduite dans les particules qui peuvent ainsi être retrouvées grâce à un détecteur de métaux par exemple. Des études réalisées en Israël et en Allemagne ont montré que l'on pouvait retrouver des particules enterrées sous 40 à 50 cm de matériel. Le marquage par isotopes radioactifs est probablement la méthode qui donne les meilleurs résultats, avec des taux de récupération voisins de 30 - 40%, même sur des grands fleuves (le Rhône par exemple). Toutefois, on est obligé d'utiliser des éléments radioactifs à demi-vie longue (70 - 100 jours), du fait que la mobilisation du matériel se fait de façon discontinue (lors des crues), ce qui pose des problèmes d'utilisation. Par ailleurs, tout comme pour les marquages magnétiques, il est nécessaire de prélever du matériel pour le préparer si bien que les particules réinjectées ne se trouvent pas nécessairement dans les conditions naturelles (agencement des particules à la surface du lit).

moyenne (Parotte, 1991; Assani, comm. pers; Franchimont, 1993); dans l'Ourthe inférieure, le charriage débute pour des débits représentant un peu plus du tiers du débit à pleins bords et se présente en moyenne vingt jours par an (Petit *et al.*, 1994). Il ne s'agit évidemment pas d'un charriage généralisé, les éléments mis en mouvement pouvant ne parcourir qu'une distance limitée. Mais ces observations montrent qu'il y a une déstabilisation du lit et permettent ainsi d'affiner les valeurs des forces tractrices critiques qui interviennent dans les équations de transport solide. Ainsi, les valeurs de la force d'entraînement critique mises en évidence sont nettement plus faibles que celles généralement retenues, avec par exemple un θ_c (calculé avec la force tractrice totale) voisin de 0,040 dans la Lomme et la Lesse en Famenne et égal à 0,025 dans l'Ourthe inférieure.

La distance parcourue par la charge de fond sous l'effet d'une crue mobilisatrice dépend évidemment de la durée et de l'importance de cette crue, de la taille du matériel mais également de la dimension de la rivière. Dans des rivières de dimension modeste, certains de ces éléments peuvent parcourir une centaine de mètres sous l'effet d'une seule crue, ce qui, vu la dimension de ces rivières, est loin d'être négligeable puisque cela implique que ce matériel a franchi deux méandres complets, soit cinq ou six seuils (ce qui représente trente fois la largeur de la rivière). Des observations effectuées sur l'Ourthe inférieure ont montré que pour des débits de

l'ordre de 0,4 Q_b , des éléments marqués se sont déplacés de plusieurs dizaines de mètres. Toutefois il convient de distinguer la distance parcourue par un élément isolé et le flux global de la charge de fond. Peu d'informations sont disponibles quant à la vitesse de transit de l'ensemble de la charge de fond mais F. Duchesne et A. Pissart (1985), en se basant sur la vitesse moyenne de dissolution des calcaires d'une part, sur la distance à partir de laquelle on ne retrouve plus aucun calcaire dans le lit de la rivière d'autre part, déduisent que l'avancée de la charge de fond dans l'Ourthe inférieure serait seulement de 500 m par siècle.

Les indications concernant les quantités évacuées par charriage sont encore très fragmentaires en Ardenne comme ailleurs, vu la difficulté des mesures. Dans des rivières de dimension modeste, cette quantité peut être encore facilement estimée grâce à des pièges à sédiments, bien que la présence même de ces derniers puisse perturber partiellement le flux de la charge de fond. Ainsi dans des ruisseaux en tête de bassin, tel le Ruisseau de Wavelinse étudié par Dave (1974) et le Ruisseau de Belleval (Plateau des Tailles) étudié par Mercenier (1973), le débit solide de la charge de fond représente environ 0,5 t/km² par an. Ces valeurs sont peu importantes pour des ruisseaux à forte pente mais leur bassin est à dominante forestière et les embâcles végétaux qui font office de barrage jouent un rôle primordial dans la réduction du charriage, notamment du fait de la

dissipation d'énergie dans les plunge-pool (déversement avec cascates) ainsi créés (Assani et Petit, 1995). Au contraire, la Wamme, rivière à forte énergie (avec des puissances de l'ordre de 80 W/m^2), a montré au cours de la dernière décennie, il est vrai particulièrement fertile en événements hydrologiques générateurs de charriage, des débits solides dépassant 2 t/km^2 par an (Petiau, comm. pers.). Le transport solide de l'Ourthe inférieure a été estimé de façon assez précise grâce à l'analyse systématique des quantités draguées successivement dans le temps et aux mêmes endroits, ceci en relation

avec des profils transversaux. A partir d'une douzaine de sites dragués lors de ces vingt dernières années, des valeurs de l'ordre de $0,4 \text{ t/km}^2$ par an ont pu être avancées (Petit *et al.*, 1994). Dans les rivières sableuses de Lorraine, la charge de fond transportée est loin d'être négligeable (de l'ordre de $0,2 \text{ t/km}^2$ par an) en dépit des faibles variations des débits liées au substrat perméable (Petit, 1986); ceci résulte de la dimension même du matériel mis à la disposition des rivières (150 microns), de telle sorte que le charriage s'opère de façon subcontinue.