

DETERMINATION DU DEBIT A PLEINS BORDS ET DE SA RECURRENCE DANS DIFFERENTES RIVIERES DE MOYENNE ET HAUTE BELGIQUE

F. PETIT* et C. DAXHELET**

Mots clés : Débit à pleins bords; Récurrence du débit à pleins bords; Rivière à lit caillouteux.

Key words : Bankfull stage; Bankfull discharges values; Bankfull discharge recurrence interval; Gravel-bed rivers.

RESUME

La valeur du débit à pleins bords ainsi que sa récurrence ont été évaluées dans trente-quatre rivières de moyenne et de haute Belgique. La superficie de leur bassin versant varie de 4 km² à 1600 km². Il s'agit principalement de rivière à charge caillouteuse située sur un substrat imperméable et, dans une moindre mesure, de rivières à charge caillouteuse sur un substrat perméable. Quelques rivières à charge sableuse et à charge limoneuse ont également été étudiées.

La valeur du débit à pleins bords augmente avec la taille du bassin hydrographique. Il en est de même pour sa récurrence. Elle est inférieure à 0,4 an (en utilisant la série partielle des débits) pour des rivières de dimension modeste à charge caillouteuse sur substrat imperméable mais atteint 1,5 ans (s.p.) lorsque la taille de la rivière est plus importante (bassin hydrographique supérieur à 1000 km²). Les rivières qui ont un débit de base soutenu - sur terrain perméable - ont une récurrence plus élevée du débit à pleins bords, toujours plus de 2 ans sur la série annuelle.

Dans un même bassin hydrographique, la valeur du débit à pleins bords augmente lorsque la pente longitudinale de la rivière diminue. Ceci résulte certes de la relation implicite qui lie la pente de la rivière à la taille de son bassin, mais des différences régionales ont été mises en évidence entre le nord et le sud de l'Ardenne, probablement en relation avec une évolution géomorphologique plus générale.

Il n'est pas exclu qu'il existe une relation entre la dimension du matériel qui constitue le lit et la valeur du débit à pleins bords, les rivières à charge sableuse ayant une contenance du lit supérieure, vu leur plus grande profondeur et la présence de levées naturelles, tandis qu'une charge caillouteuse trop grossière entrave l'approfondissement du lit. Mais ceci ne ressort pas clairement de notre relation, basée sur trop peu de données quantifiées concernant la dimension du matériel du fond du lit.

ABSTRACT

Channel capacity at the bankfull stage and bankfull discharge recurrence interval are evaluated for thirty-four rivers in middle and upland Belgium. Their catchment areas range between 4 km² and 1600 km². They are mainly gravel bed rivers with an impermeable catchment but there are also some gravel bed rivers with baseflow dominant. A few rivers with sandy or silty bed material are studied too.

* Laboratoire de Géographie physique, Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Université de Liège

** Inspection Générale de l'Eau (District de Marche-en-Famenne). Ministère de la Région wallonne.

Bankfull channel capacity increases with the size of the catchment area. It is the same for bankfull discharge recurrence interval. The latter is only 0.4 year on the partial duration series for small gravel bed rivers with impermeable catchments but reaches 1.5 year (partial series) when the size of the same kind of rivers is more important (more than 1000 km²). Baseflow-dominated streams experience less frequent bankfull discharges, with a recurrence interval higher than 2 years at least on the annual series.

In the same catchment area, bankfull channel capacity increases as the longitudinal river slope decreases. Of course, this results from the relationship between the river gradient and the size of the catchment area. But regional distinctions emerge with the Vesdre, Amblève and Hoegne rivers in the North of the Ardenne on the one hand, the Semois river and her tributaries in the South of the Ardenne on the other hand. This probably results from a different geomorphological activity of these rivers.

It is not unthinkable that there might be a relationship between the size of the bed's material and the bankfull channel capacity, with sandy rivers assuming higher bankfull discharges thanks to their more important depth and the alluvial levee edification, while coarser pebbly bed material restrains channel deepening and thus reduces bankfull channel capacity. However, this does not appear clearly from our relation because too few values about bed material size are now available.

INTRODUCTION

Parmi les débits caractéristiques qu'il convient de prendre en compte dans l'analyse du régime d'une rivière, et pour lequel il est intéressant de connaître la fréquence de retour, le débit à pleins bords apparaît certainement parmi les plus importants, pour des raisons de trois ordres.

Le débit à pleins bords se présente, en effet, comme le meilleur moyen d'évaluer les risques de débordement et donc d'inondation dans la plaine alluviale, avec ce que ceci implique notamment au point de vue de l'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 pourront se produire dans le lit majeur : édification éventuelle de levées naturelles, décantation de matériel fin dans la plaine alluviale. De même, certains phénomènes d'érosion dans le lit majeur, qui peuvent provoquer des changements de tracé de la rivière en conditions naturelles, ne peuvent être générés que par des débits supérieurs au débit à pleins bords. Il s'agit notamment des phénomènes de recouplement de méandre par plunge pool et du scalping du tapis végétal pouvant aboutir à l'initialisation de chenaux de recouplement (MOSLEY, 1975; MAIRE, 1977; PETIT, 1984). Il est évident que la portée de ces processus sera fonction de l'occurrence plus ou moins grande des débits d'inondation, et c'est dans cette optique que l'on prend généralement le débit à pleins bords comme valeur limite. D'autre part, plusieurs auteurs considèrent que le début du phénomène de charriage de la charge de fond ne se produit que pour des débits voisins du débit à pleins bords. C'est notamment ce qu'il ressort des expériences

menées par FRECAUT (1972) sur la Moselle à l'aide de cailloux marqués avec des isotopes. Par ailleurs, pour des raisons hydrauliques - accroissement des vitesses et du rayon hydraulique allant de pair avec une diminution de la rugosité, ceci juste avant l'étalement du flux dans la plaine alluviale - le débit à pleins bords a souvent été considéré comme le point optimum d'efficacité pour les modifications géomorphologiques au sein du lit mineur (LEOPOLD *et al.*, 1964; DURY, 1969) et notamment pour le façonnement des méandres (TRICART, 1977). Ceci explique d'ailleurs que plusieurs relations aient été établies entre le débit à pleins bords d'une part et les paramètres géométriques des rivières, largeur, mais surtout longueur d'onde des méandres d'autre part (DURY, 1956; SCHUMM, 1968; ACKERS & CHARLTON, 1970).

Enfin, d'un point de vue hydrologique, il est intéressant de connaître la valeur du débit à pleins bords car l'onde de crue a une plus grande chance de se propager rapidement vers l'aval pour ce débit qu'en période de crue avec inondation, du fait que, dans ce dernier cas, une masse d'eau est alors temporairement immobilisée dans la plaine alluviale (BULTOT & DUPRIEZ, 1976). C'est un phénomène de ce type qui a été mis en évidence sur le Geer où des diminutions de débit ont été observées entre une station située en amont, au débouché d'une zone où la rivière avait été recalibrée, et une station située plus en aval, ceci à la suite d'inondations survenues dans la zone située entre les deux stations là où la rivière était restée à l'état naturel (MABILLE & PETIT, 1986).

Une telle diminution des débits vers l'aval, liée à la présence de zones inondables, a également été mise en évidence par LAMBERT & WALLING (1987), cette diminution des débits s'accompagnant d'ailleurs d'une réduction sensible de la charge en suspension (de près de 30%) du fait de l'importance de la sédimentation dans la plaine alluviale (près de 0,5 mm.an⁻¹).

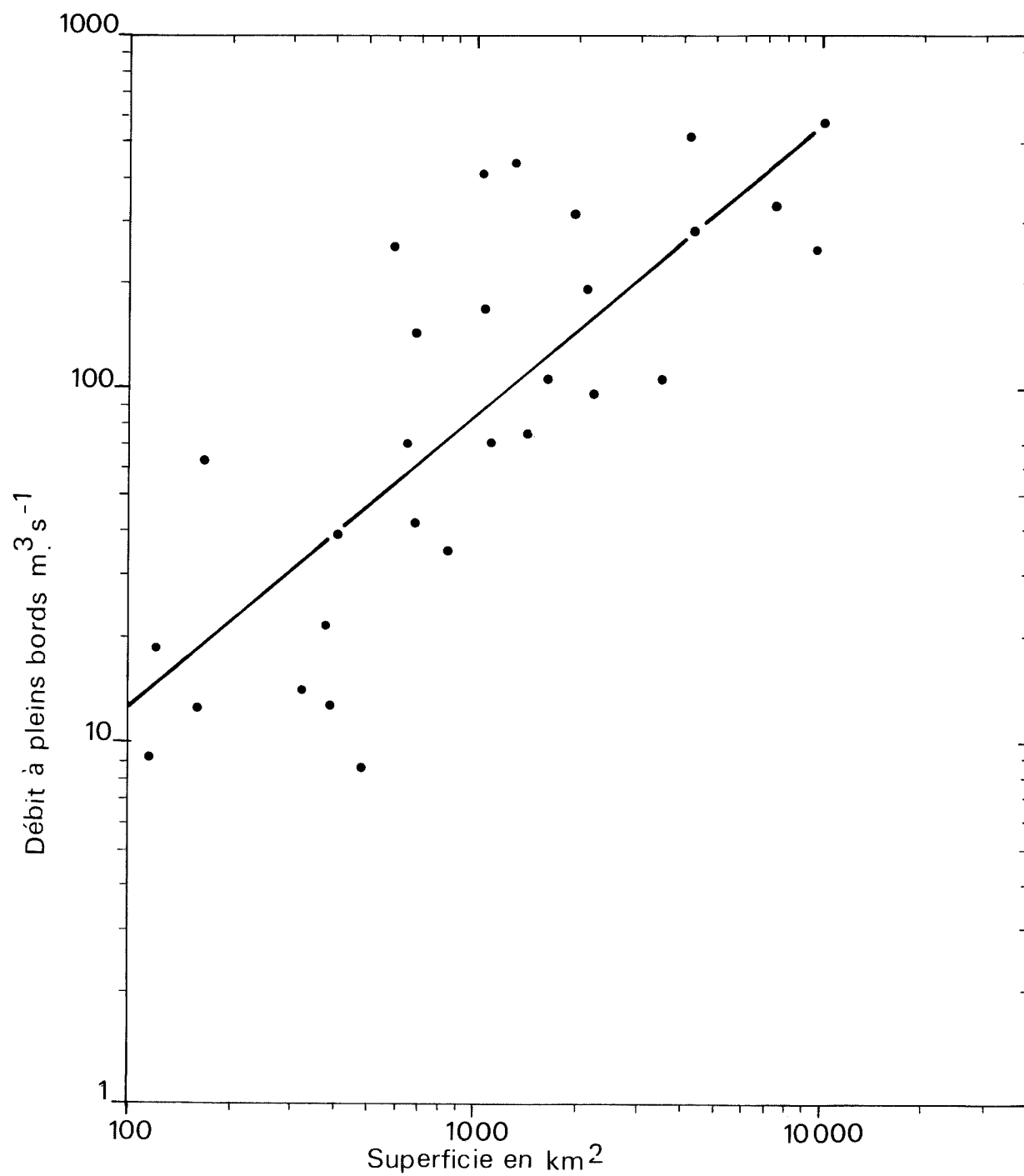


Fig. 1 : Relation entre la valeur du débit à pleins bords et la taille du bassin hydrographique, d'après NIXON (1959).

Les raisons exposées ci-dessus montrent à suffisance l'intérêt de connaître, pour une rivière, la valeur de son débit à pleins bords et surtout sa fréquence de retour.

I. ETAT DES CONNAISSANCES

Les études systématiques concernant le débit à pleins bords sont relativement peu nombreuses et elles portent le plus souvent sur la fréquence de retour de ce débit. Très peu d'informations sont disponibles concernant les variables qui contrôlent la valeur même du débit à pleins bords.

En revanche, les différentes méthodes indirectes qui permettent l'identification de ce débit ont été passées en revue par RILEY (1972), par GREGORY & WALLING (1973) et, plus récemment, par RICHARDS (1982). Elles sont basées sur des critères sédimentologiques, sur la limite de la végétation (herbacée et arbustive), sur les variations de paramètres morphologiques, mais ces méthodes ne peuvent cependant remplacer l'observation directe sur le terrain.

Différents travaux ont montré que la contenance du lit d'une rivière au niveau à pleins bords s'accroît régulièrement suivant l'allongement de son cours ou, en d'autres termes, qu'il existe une relation entre la valeur du débit à pleins bords d'une rivière et la superficie de son bassin versant (PETTS, 1977). Toutefois, ce type de relation ne ressortait pas clairement de la première étude de ce genre effectuée par NIXON (1959) sur vingt-neuf rivières d'Angleterre et du Pays de Galles. Effectivement, dans la relation qui lie la valeur du débit à pleins bords et la taille des bassins versants, le coefficient de corrélation est relativement peu élevé (0,76, Fig. 1). Mais le cadre géographique des rivières étudiées est diversifié, cet auteur montrant d'ailleurs que les rivières dont le bassin reçoit de faibles précipitations (lame d'eau annuelle de l'ordre de 600 mm) ont des valeurs du débit à pleins bords nettement plus faibles que celles de rivières mieux arrosées (lame d'eau de l'ordre de 1300 mm).

Le rôle du régime hydrologique des rivières sur l'importance des valeurs du débit à pleins bords a été confirmé par HARVEY (1969) ainsi que par PICKUP & WARNER (1984), les rivières à régime contrasté ayant une plus grande contenance du chenal que les rivières à régime relativement stable.

Toutefois, lorsque l'on se limite à un contexte régional relativement homogène, il existe bien une relation linéaire entre la valeur du débit à pleins bords et la taille du bassin versant (GREGORY & WALLING, 1973; PETTS, 1977). Ceci ressort d'ailleurs de l'étude effectuée par HEY (*in* RICHARDS, 1982) dans différentes stations d'une même rivière du pays de Galles (Fig. 2). De même ANDREWS (1980), dans un contexte différent mais

relativement homogène lui aussi (Montagnes Rocheuses, Arizona), trouve également une relation fiable entre les valeurs du débit à pleins bords et la taille des bassins versants. Enfin, les valeurs présentées par différents auteurs qui tous ont étudié des rivières à charge caillouteuse du centre de l'Angleterre - Derbyshire (PETTS, 1977), Cheshire (HOOKE, 1987) et chaîne Pennine (CARLING, 1988) - permettent la mise en évidence d'une relation fiable ($r = 0,95$) dont les caractéristiques sont différentes de la relation déduite des valeurs de HEY (Fig. 2).

Quelques exceptions à ce schéma ont cependant été mises en évidence (NANSON & YOUNG, 1981), le plus souvent en relation avec des modifications locales des caractéristiques de la rivière. C'est ainsi que LEWIN (1989) a observé une diminution vers l'aval de la contenance du chenal. Le secteur où ce phénomène se produit est caractérisé par un changement radical de la dynamique de la rivière : à l'amont, la pente de la rivière est marquée, le matériel du lit grossier et la mobilité latérale de la rivière importante. Par contre, la pente du lit diminue vers l'aval, le chenal y est stable et entaille des sédiments fins. Cette diminution de la contenance du chenal génère évidemment une zone soumise à de plus fréquentes inondations.

Ce dernier exemple montre bien que l'influence des caractéristiques du lit ne peut évidemment pas être négligée puisque la contenance du chenal est fonction de la largeur et de la profondeur qui toutes deux sont étroitement associées aux paramètres sédimentologiques (ROBERTS, 1989). Ainsi, au terme d'une analyse où des valeurs du débit à pleins bords ont été mises en relation avec onze autres variables, PRESTEGAARD (1983) a montré que le débit était évidemment bien corrélé avec les paramètres géométriques (largeur et profondeur), mais aussi avec la taille du matériel qui constitue le fond alors qu'il n'y a pas de corrélation avec la rugosité relative ou avec d'autres formes de résistance ou de rugosité.

Les relations entre taille des sédiments et valeur du débit à pleins bords peuvent être mises en évidence de façon indirecte, lorsque l'on examine les différentes variables qui conditionnent la contenance du chenal. Ainsi, les rivières à charge de fond fine sont généralement 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 peu mobilisable, la profondeur est moindre, bien qu'une tendance à l'élargissement de la rivière devrait alors se manifester. D'autre part, l'un d'entre nous a montré que,

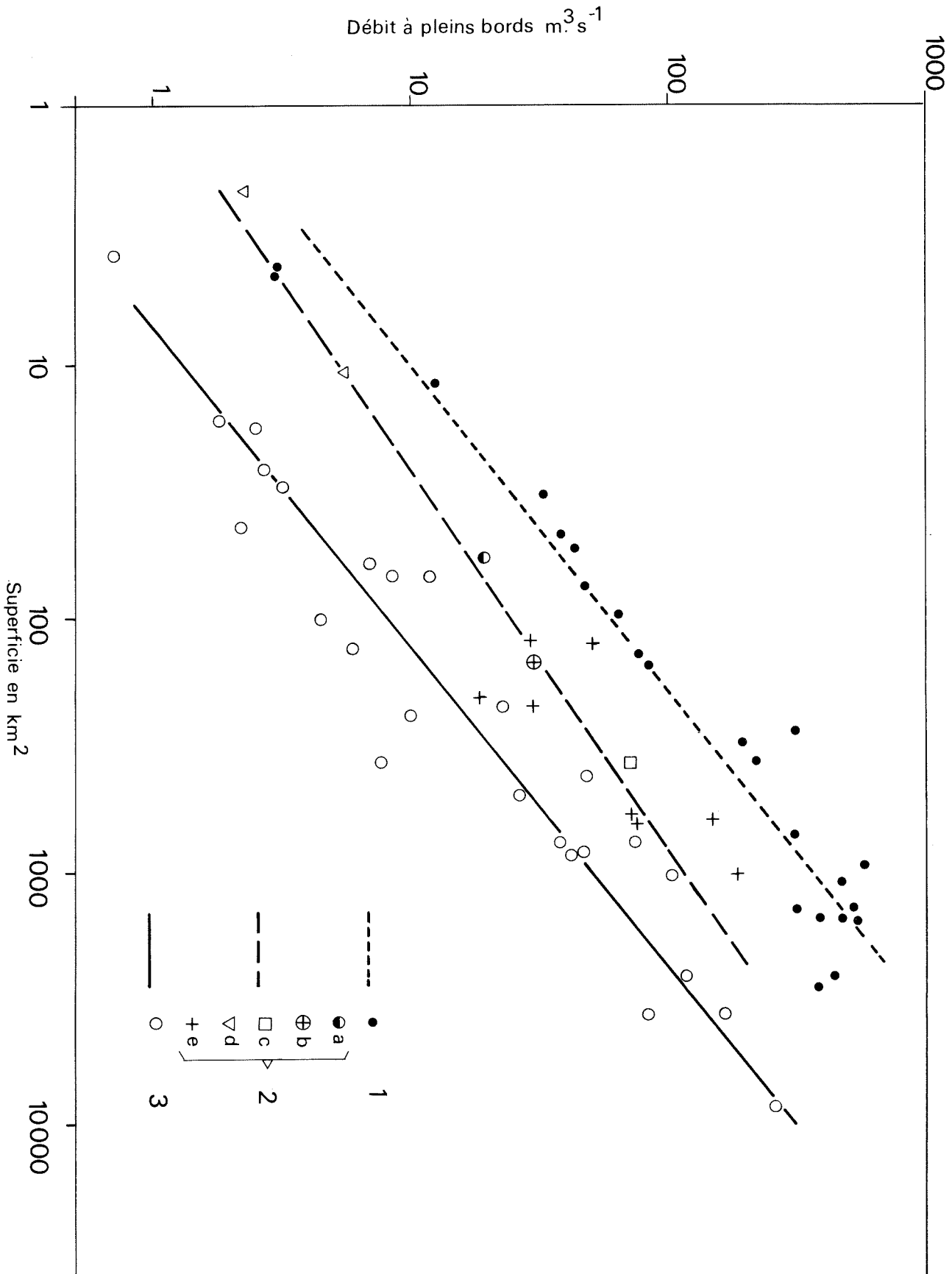


Fig. 2 : Relation entre la valeur du débit à pleins bords et la taille du bassin hydrographique.
 (1) Relation tracée d'après les observations de HEY in RICHARDS (1982).
 (2) Relation tracée d'après les observations de (a) THOMPSON (1985), (b) HOOKE (1987),
 (c) THORNE & LEWIN (1979), (d) CARLING (1988), (e) PETTS (1977).
 (3) Relation tracée d'après les observations de ANDREWS (1980).

dans des rivières à charge caillouteuse avec des méandres bien développés, l'abondance d'un matériel pré-calibré (anciennes lentilles caillouteuses affleurant dans les berges) conditionne l'édification et le renforcement de seuils d'accumulation à un niveau altimétrique élevé. Ils font ainsi office de barrage et favorisent les débordements de la rivière pour des débits relativement faibles (PETIT, 1984).

Les premières études effectuées en géomorphologie ont suggéré une période de retour du débit à pleins bords oscillant entre 1 an et 2 ans (LEOPOLD et al., 1964; TRICART, 1977), et définie par la suite par une récurrence de 1,58 ans (DURY, 1973, 1977). Cette dernière valeur représente en fait la crue annuelle la plus probable dans la distribution de GUMBEL Type I (EVI), lorsque la seule série des crues maximales annuelles est traitée (ROBERTS, 1989), ce qui correspond schématiquement à un événement d'une récurrence de 1 an sur la série partielle des débits. La série partielle des débits (= s.p.) consiste à prendre en considération tous les débits maximums supérieurs à un seuil fixé arbitrairement pourvu qu'ils soient indépendants les uns des autres; la série annuelle (= s.a.), en ne considérant qu'un seul maximum chaque année, n'est en fait qu'un cas spécial où le nombre de valeurs prises en considération est égal au nombre d'années d'observations (RICHARDS, 1982). Utilisée principalement lorsque la période d'observations est trop courte, la série partielle permet d'estimer valablement la crue annuelle ou d'autres événements qui ont une période de retour inférieure à 10 ans. Par ailleurs, RICHARDS considère que si au moins 1,65 événements se présentent, cette série partielle permet d'évaluer des débits qui ont une période de retour inférieure à la crue annuelle.

De façon générale, la relation entre les périodes de retour sur les séries annuelles (T_a) et sur les séries partielles (T_p) est définie comme suit (RICHARDS, 1982) :

$$T_a = T_p + 0,5$$

bien que ANDREWS (1980), par exemple, trouve un écart voisin de 0,7 au lieu de 0,5.

A partir d'une analyse effectuée dans trente-six stations différentes, WILLIAMS (1978) confirme bien que la récurrence du débit à pleins bords est en moyenne de 1,5 ans (s.a), mais il observe une dispersion considérable des points, les valeurs extrêmes allant de 1,01 à 32 ans. D'autres études de détail montrent bien qu'une récurrence moyenne du débit à pleins bords est une simplification extrême.

Tout d'abord, la lithologie du bassin versant joue un rôle important par le biais du régime hydrologique. Ainsi, HARVEY (1969) a montré que dans le cas de rivières à régime contrasté dont le bassin versant s'étend sur des

argiles à blocs, la récurrence du débit à pleins bords était de l'ordre de 1,8 ans (s.a). En revanche, dans le cas d'une rivière caractérisée par un écoulement de base dominant, vu la perméabilité de son bassin, la récurrence du débit à pleins bords atteignait 7 ans (s.a.). Un tel comportement a été confirmé par les exemples présentés par ROBERTS (1989); les rivières coulant sur terrain perméable ont une récurrence du débit à pleins bords supérieure à 2 ans (s.p.) tandis que, dans le cas de rivières sur terrain non perméable, cette récurrence oscille entre 4 mois et 8 mois.

La fréquence du débit à pleins bords est également fonction de la taille de son bassin versant. Les relevés effectués par HEY (in RICHARDS, 1982) dans différentes stations d'une même rivière montrent que la récurrence de ce débit est nettement inférieure à 1,5 ans (s.a.) dans les stations situées en tête de bassin hydrographique, tandis que dans les sites les plus en aval, elle excède nettement cette valeur, le débit à pleins bords ayant une récurrence de 1,5 ans pour une superficie du bassin versant voisine de 200 km². Cette diminution de la fréquence du débit à pleins bords vers l'aval se justifie du fait que, de façon générale, la durée d'une crue de fréquence donnée augmente vers l'aval (DURY, 1961) - un même événement pouvant alors perdurer plusieurs jours. Ceci résulte de l'atténuation des débits de pointe vers l'aval, qui se marque d'autant plus que la pente de la rivière est faible (PETTS & FOSTER, 1985).

La diminution de la fréquence du débit à pleins bords vers l'aval ne semble cependant pas encore faire l'unanimité (ROBERTS, 1989). Effectivement, certaines études montrent un accroissement de la fréquence de ce débit vers l'aval (WOLLMAN, 1955; PICKUP & WARNER, 1984) mais, semble-t-il, ceci ne fait que refléter des stades de développement de la plaine alluviale très différents : tracé subrectiligne de la rivière, quasi-absence de plaine alluviale et proximité des versants dans les secteurs amont.

D'autre part, HEY (in RICHARDS, 1982) suggère que la récurrence du débit à pleins bords est en moyenne de 1 an (s.p.) pour des rivières à lit caillouteux. Toujours selon HEY, le débit à pleins bords serait plus fréquent dans des rivières à charge sableuse, ce qui nous semble paradoxal puisque ces rivières ont, en principe, une plus grande contenance avant débordement.

Il ressort de ces différentes études que le rôle des différentes variables - taille du bassin versant, nature de la charge de fond, importance de la pente longitudinale - n'est pas encore clairement défini tant pour les valeurs du débit à pleins bords que pour sa récurrence. C'est pourquoi, nous avons envisagé dans la présente étude, différents types de rivières situées dans un contexte régional assez homogène (haute Belgique).

II. RIVIERES ETUDIEES

Nous avons tout d'abord sélectionné une série de rivières à charge caillouteuse dont le bassin versant est constitué de roches imperméables (Fig. 3). Ces rivières peuvent être schématiquement regroupées en trois ensembles distincts :

- Sud de l'Ardenne : Rulles, Mellier, Vierre, Sûre,
- Nord de l'Ardenne : Lienne, ruisseau de Belleva, Hoegne, Eau Rouge, Aisne, Amblève, Vesdre,
- Famenne : Eau d'Heure, Marchette.

Ont également été retenues quelques rivières à charge caillouteuse à substrat plus ou moins perméable. Elles sont situées soit dans l'Entre-Vesdre-et-Meuse (la Berwinne), soit en Hesbaye (Méhaigne et Burdinale). Ont également été analysées certaines rivières à charge sableuse situées essentiellement en Lorraine belge (Eau Rouge, Ton, Semois supérieure) et à charge limono-sableuse situées en Hesbaye (Burdinale, Geer).

Enfin, en vue de couvrir une gamme de surface de bassins versants suffisamment vaste, nous avons retenu des rivières de plus grande dimension qui couvrent forcément plusieurs régions naturelles.

III. METHODES D'ETUDE

D'un point de vue méthodologique, le point le plus litigieux reste l'identification du débit à pleins bords de chacune des rivières étudiées. En effet, une fois ce débit connu, il existe en hydrologie un éventail de lois statistiques qui permettent le calcul fiable des récurrences d'événements extrêmes, telles la loi de Galton, la loi de Gumbel ou la loi de Pearson (DUBREUIL, 1974; BULTOT & DUPRIEZ, 1976).

Si la notion de débit à pleins bords est simple - le débit d'une rivière juste avant débordement -, l'évaluation de ce débit n'est toutefois pas aussi simple, surtout si on se limite à une analyse indirecte (RILEY, 1972). Seules des observations de terrain minutieuses, au moment où se présentent des débits de ce type, permettent de les identifier. Mais, là encore, il se présente deux types de difficultés. Le premier est de connaître le débit, et donc d'être à proximité d'une station limnimétrique ou limnigraphique. La seconde difficulté réside dans le fait que le niveau de débordement d'une rivière n'est évidemment pas rigoureusement identique sur tout le cours et même dans des tronçons de rivière assez rapprochés. Il convient donc de s'exprimer plutôt en termes de niveau de débordement moyen.

Aussi, avons-nous sélectionné des rivières où existait un contact net entre lit mineur et plaine alluviale, dans des tronçons de rivière situés à proximité d'une station limnimétrique ou limnigraphique. Dans un certain

nombre de cas, spécialement des rivières de dimension modeste, des observations régulières ont été effectuées à différents stades des débits, si bien que le débit à pleins bords a pu être évalué par observations directes sur le terrain. Il s'agit notamment de la Lienne (MASSON, 1971), du ruisseau de Belleva (MERCENIER, 1973), du ruisseau de Wavelinse (DAVE, 1974, LOTHER, 1977), de la Rulles (PETTT, 1983), du Geer (MABILLE, 1985), de la Burdinale et de la Méhaigne (LAMALLE, 1987).

Malheureusement, de telles informations ne sont que rarement disponibles. Aussi, aux stations limnimétriques et limnigraphiques concernées, l'un de nous a évalué - lorsque le site s'y prêtait suffisamment bien - le niveau de débordement par lecture directe à l'échelle et ensuite a converti cette hauteur en débit grâce à la courbe de tarage propre à chacune des stations. Ces valeurs ont été vérifiées tout d'abord en répertoriant dans la presse les moments où les inondations ont été signalées dans chacune des vallées concernées, la valeur du débit des jours concernés étant ensuite demandée aux organismes qui gèrent ces stations. Il s'est vérifié que ces valeurs étaient toujours supérieures à la valeur du débit à pleins bords mise en évidence car, de façon générale, seules sont signalées des inondations d'une certaine ampleur provoquant des dégâts importants. Toutefois, il arrive que dans la presse on trouve des mentions de fortes eaux qui toutefois ne provoquent pas encore des inondations. Ces débits représentent alors une situation par défaut qui, en relation avec les valeurs par excès obtenues lors des inondations, permettent d'établir une fourchette. Enfin, en complément à ces valeurs, des visites ont été effectuées régulièrement aux différentes stations, après des périodes de fortes eaux, afin d'observer le niveau des laisses de crue.

Par ailleurs, la gestion de la plupart des rivières étudiées incombe à l'Inspection Générale de l'Eau (anciennement Hydraulique Agricole). Cet organisme s'est constitué une abondante documentation photographique couvrant les crues (et les alertes de crue) survenues durant ces quinze dernières années, de sorte qu'il a été possible de définir à chaque station une valeur du débit à pleins bords et de la confronter à celle déduite par la première approche. Il convient de souligner la concordance plus que satisfaisante des résultats alors que les analyses ont été menées séparément sans concertation préalable.

Précisons enfin que, dans quelques cas, le débit à pleins bords a dû être déterminé de façon indirecte. Ceci a été effectué en appliquant une méthodologie largement utilisée à cette fin (PETTS, 1977). Elle consiste à mesurer les caractéristiques géométriques et hydrauliques (pente longitudinale, vitesse moyenne, section mouillée, rayon hydraulique) à une station bien déterminée, de façon à calculer le coefficient de rugosité de Manning. Répétant cette opération pour différents débits, on peut de la sorte suivre la variation du coefficient de Manning

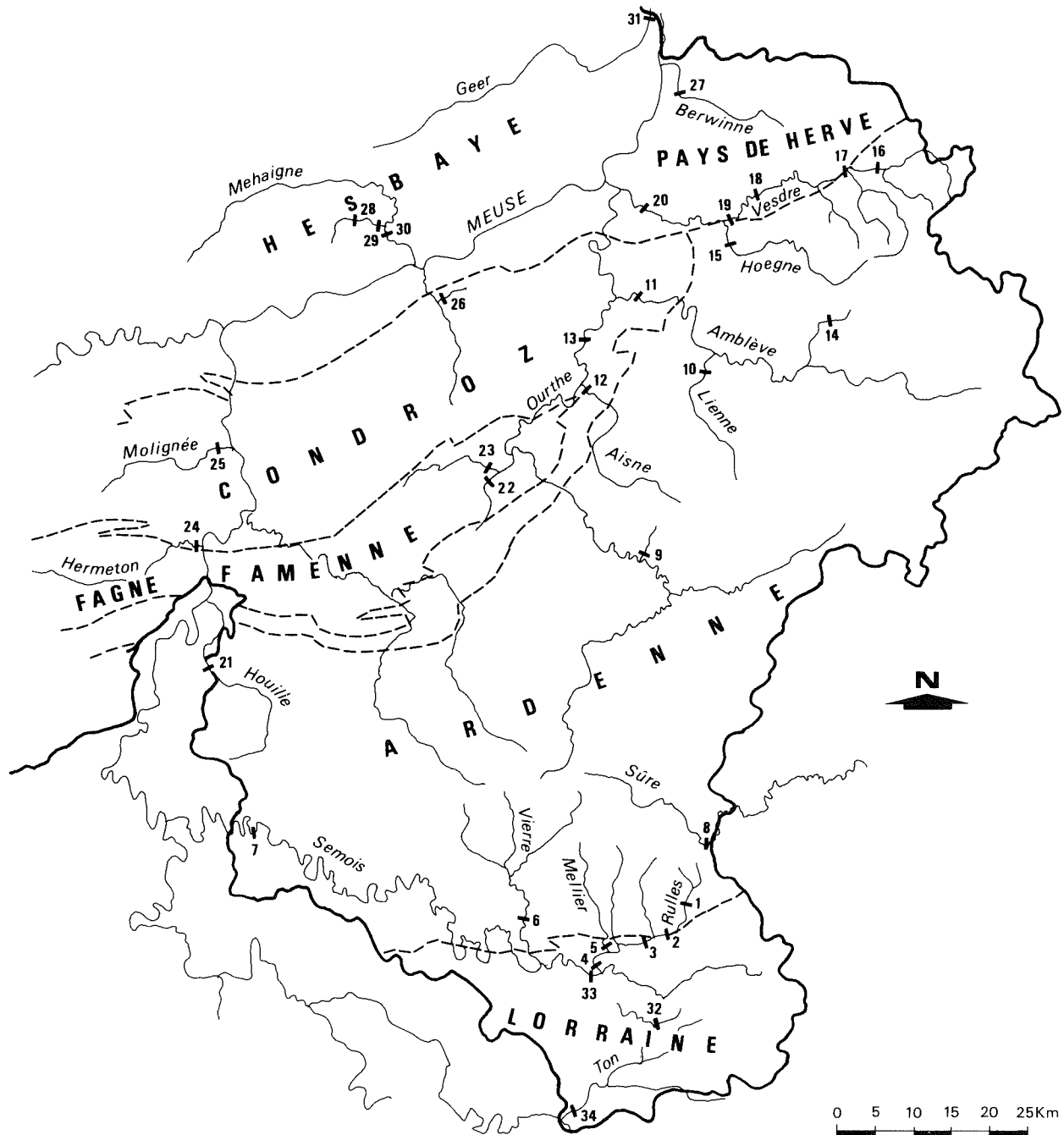


Fig. 3 : Localisation des rivières et des stations d'observations (les numéros renvoient au tableau I).

qui, de façon générale, tend vers une valeur constante pour des débits élevés (mais inférieurs au débit à pleins bords) (DINGHAM, 1984; PETIT, 1989).

La récurrence du débit à pleins bords a été calculée pour chaque rivière en traitant les crues maximales annuelles journalières par la méthode des moments dans la distribution de Gumbel (DUBREUIL, 1974). Nous avons également effectué les traitements de la série partielle des débits dans la distribution de Gumbel. Le seuil à partir duquel nous avons retenu tous les débits journaliers indépendants, en vue de constituer la série partielle, correspond en général à 0,6 fois la valeur du débit à pleins bords mise en évidence.

IV. RESULTATS

Les valeurs du débit à pleins bords, leur récurrence (s.p. et s.a.), la taille des bassins hydrographiques ainsi que certaines caractéristiques des rivières sont reprises au tableau I.

En ce qui concerne les seules rivières à charge caillouteuse sur substrat imperméable, il se dégage une relation fiable ($r = 0,94$) entre la valeur du débit à pleins bords et la **superficie de l'aire de drainage** (Fig. 4). Cette bonne régression ne doit cependant pas masquer un certain nombre de paradoxes qui vont apparaître dans l'analyse ci-dessous.

Une remarque s'impose d'emblée concernant la Vesdre où des valeurs nettement plus élevées du débit à pleins bords s'individualisent en tête de bassin. Ceci pourrait résulter de l'influence des deux barrages qui sont situés en tête du bassin de la Vesdre et de ses principaux affluents et qui bloquent ainsi l'essentiel de la charge caillouteuse provenant du rebord septentrional des Fagnes. La réduction dans la quantité de matériel caillouteux pourrait ainsi favoriser un approfondissement du lit mineur et donc une augmentation de la contenance lors de l'écoulement à pleins bords. A l'appui de cette hypothèse, on constate que le surcalibrage du lit s'estompe vers l'aval, du fait que la Vesdre reçoit alors des apports de ses affluents et spécialement de la Hoegne. Il convient néanmoins d'être prudent à cet égard, car on sait que le cheminement de la charge de fond est très lent, de l'ordre de 500 m par siècle d'après les estimations faites par DUCHESNE et PISSART (1985) sur l'Ourthe, bien que TRICART et VOGT (1967) aient mis en évidence des valeurs très nettement supérieures (5 km en 25 ans) dans l'Hérault, il est vrai, rivière à pente forte caractérisée par des crues violentes, donc, comme le soulignent ces auteurs, dans des conditions optimales pour le charriage des galets. Ainsi, face à un déplacement aussi lent de la charge de fond, il semble donc que l'édification des barrages apparaisse comme un phénomène très récent

(1875 pour le barrage de la Gileppe, 1952 pour celui de la Vesdre), phénomène qui ne jouerait qu'un rôle secondaire dans l'évolution de la rivière et probablement limité aux zones strictement amont. En revanche, la contenance plus grande 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 qui paraît tectoniquement active et où plusieurs géomorphologues reconnaissent des traces de soulèvement (DEMOULIN, 1987; PISSART et LAMBOT, 1989). Ajoutons enfin que la récurrence du débit à pleins bords de la Vesdre n'a pas été calculée puisque le régime de cette rivière est entièrement contrôlé par les lâchers et les retenues des barrages.

Les deux rivières qui coulent presque exclusivement en Famenne ont des valeurs du débit à pleins bords fort élevées, ce qui d'ailleurs se marque par une récurrence anormalement élevée de ce débit (supérieure à 4 ans). Une explication résiderait dans le fait que ces rivières sont en contact avec une roche en place particulièrement friable, ce qui permettrait un approfondissement facile du lit et ne produirait finalement qu'une charge caillouteuse minime.

Si on envisage la taille du matériel constituant le lit des rivières, on note un comportement assez identique des rivières du sud de l'Ardenne (Vierre, Mellier, Sûre) qui ont une dynamique comparable à celle de la Rulles (taille de la charge de fond en relation avec la compétence des rivières mais abondance relative de la charge conditionnant des seuils d'accumulation élevés). D'après les observations minutieuses faites par MASSON (1971), la Liègne semble également participer à une dynamique de ce type. La présence dans le ruisseau de Belleva (MERCENIER, 1973) et dans le ruisseau du Fond de Wavelinse (DAVE, 1974), d'une charge de fond grossière qui tend à contrecarrer la dynamique de la rivière expliquerait les faibles valeurs du débit à pleins bords de ces rivières. Ceci se vérifie dans le cas de l'Aisne mais non pour l'Eau Rouge ni la Hoegne. D'autre part, on ne note pas de divergence sensible des valeurs du débit à pleins bords dans les rivières à charge sableuse, bien qu'il s'y individualise des levées naturelles - spécialement dans le cas du Ton - qui devraient accroître sensiblement la contenance du chenal lors de l'écoulement à pleins bords.

Nous avons tenté de mettre en relation les valeurs du débit à pleins bords et la dimension de la taille du matériel constituant le lit malgré le peu de valeurs quantifiées disponibles. Bien qu'aucune relation significative ne se soit dégagée ($r = - 0,28$ lorsqu'on envisage le D_{50} et $r = - 0,37$ lorsque c'est le D_{90} qui est pris en compte), on ne peut cependant exclure *a priori* qu'il puisse exister une tendance à voir la valeur du débit à pleins bords diminuer lorsque le diamètre du matériel augmente.

RIVIERE-STATION	SUPERFICIE Km ²	Qb m ³ .s ⁻¹	Ta an	Tp an	Période de référence	Pente m.m ⁻¹	Q̄ spécif. l.s ⁻¹ .Km ⁻²	D ₅₀ mm	D ₉₀ mm	
SUD ARDENNE										
1 RULLES (Passée Cerf)	16	1,3	1,02	0,4	1973-1980	0,0124	19,28	16,5*	38*-70*	PETIT 1983
2 RULLES (Habay-la-neuve)	48	4,5-5	----	0,37-0,44	1974-1977	0,0095	----			
3 RULLES (Habay-la-vieille)	96	10-12	1,15-1,37	0,4-0,6	1981-1987	0,0082	----			
4 RULLES (Tintigny)	220	23-25	1,09-1,18	0,35-0,43	1974-1987	0,0055	20,12			
5 MELLIER (Marbehan)	63	10-12	1,41-2,05	0,7-1,3	1975-1987	0,0066	21,00			
6 VIERRE (Suxy)	226	20	1,06	0,37	1974-1982	0,0050	19,26			
7 SEMOIS (Membre)	1235	170	2,81	----	1929-1981	0,00132	21,48			
8 SURE (Martelange)	209	28	(1,49)	0,65	1974-1981	0,0073	----			
NORD ARDENNE										
9 R ^{seau} BELLEVA	12,5	0,8	----	----	1971-1973	0,0492	----	21*	90*	MERCENIER, 1973
10 LIENNE Lorcé	146	16-16,5	1,6-1,7	0,62-0,67	1977-1987	0,0123	----	40-60*	>200	MASSON, 1971
11 AMBLEVE Martinrive	1044	140	2,65	1,45	1966-1986	0,0072	18,11			
12 AISNE Juzaine	184	13	(1,19)	0,32	1976-1981	0,0157	----			
13 OURTHE Tabreux	1597	160	2,06	1,17	1966-1981	0,0013	14,36		125▲	TARGE, 1970
14 EAU ROUGE Bernister	6,7	1,7●	----	----	----	0,014	----		>200●	PETIT & SCHUMACKER, 1986
15 HOGNE Thaux	190	35	1,60	0,68	1976-1987	0,0169	14,29			
16 VESDRE Eupen 1	70	40	□	----	----	0,0207	----			H.REINERTZ*
17 VESDRE Eupen 2	148	55	□	----	----	0,0184	----			H.REINERTZ*
18 VESDRE Verviers	333	153	□	----	----	----	----			
19 VESDRE Pepinster	568	160	□	----	----	0,0105	----			H.REINERTZ*
20 VESDRE Chaudf.	677	>160	□	----	----	0,0082	13,33			
21 HOUILLE Félenne	110	11,6	1,8	----	1969-1987	0,0167	15,03			MONTES, 1989
FAMENNE-FAGNE										
22 MARCHETTE Bailionville	43	7,2	4,14	4,3	1977-1981	0,0150	----			
23 EAU D'HEURE Bailionville	66	14-16	5,3-8,2	4,4-8,6	1974-1987	0,0155	11,06			
24 HERMETON Hastière	166	14	1,4	----	1969-1987	0,0057	10,72			MONTES, 1989
CONDROZ										
25 MOLIGNEE Warnant	121	8,2	3,2	----	1969-1987	0,0095	9,46			MONTES, 1989
26 R ^{seau} Wavelinse	4,3	0,2	----	----	1974-1975	0,0240	----	33*	100	DAVE, 1975
ENTRE VESDRE MEUSE										
27 BERWINNE Dalhem	198	18	2,44	1,49	1974-1987	0,0119	9,25	23*		HANDGRAAF, 1979
HESBAYE										
28 BURDINALE Lamontzée	7,2	0,8	----	----	1985-1987	0,0120	----	<0,05		LAMALLE, 1987
29 BURDINALE Marneffe	26	2,2	----	----	1985-1987	0,0102	----	26*	60*	LAMALLE, 1987
30 MEHAIGNE Moha	345	15	2,1	1,23	1967-1986	0,0021	----			
31 GEER Karne	500	7■	----	----	----	0,0009	----	0,05▲	0,1▲	MABILLE, 1985
LORRAINE BELGE										
32 ROUGE EAU	10	0,97●	>7	----	1973-1980	0,0160	13,0	0,17*	0,20*	PETIT, 1986
33 SEMOIS Tintigny	378	37	1,05	----	1979-1988	0,0018	21,0			
34 TON Rouvroy	293	22-23	4,7-6,0	4,8-6,9	1975-1987	0,0072	13,52	0,17	0,20	

*Service des barrages, communication orale

LEGENDE :

- * Pièges à sédiments
- Cailloux (marqués) résiduels
- ▲ Analyse dépôt
- Par méthode Manning
- Régime des crues perturbé par régulation du Service Barrages
- Débit à Kanne lors des débordements à Bassenge

Qb = valeur du débit à pleins bords (en m³.s⁻¹)

Ta = récurrence (en année) à partir de la série annuelle

Tp = récurrence (en année) à partir de la série partielle

Pente = pente longitudinale totale de la rivière (en m.m⁻¹) en amont de la station considéréeQ̄ spécif. = débit moyen spécifique (en l.s⁻¹.Km⁻²)D₅₀ = diamètre médian (en mm) du matériel constituant le fond du litD₉₀ = diamètre équivalent (en mm) pour lequel 90% d'un échantillon ont une valeur inférieure ou égale

- Les numéros 1 à 34 permettent la localisation des stations sur la fig. 3

TABLEAU I : Principales caractéristiques des rivières étudiées

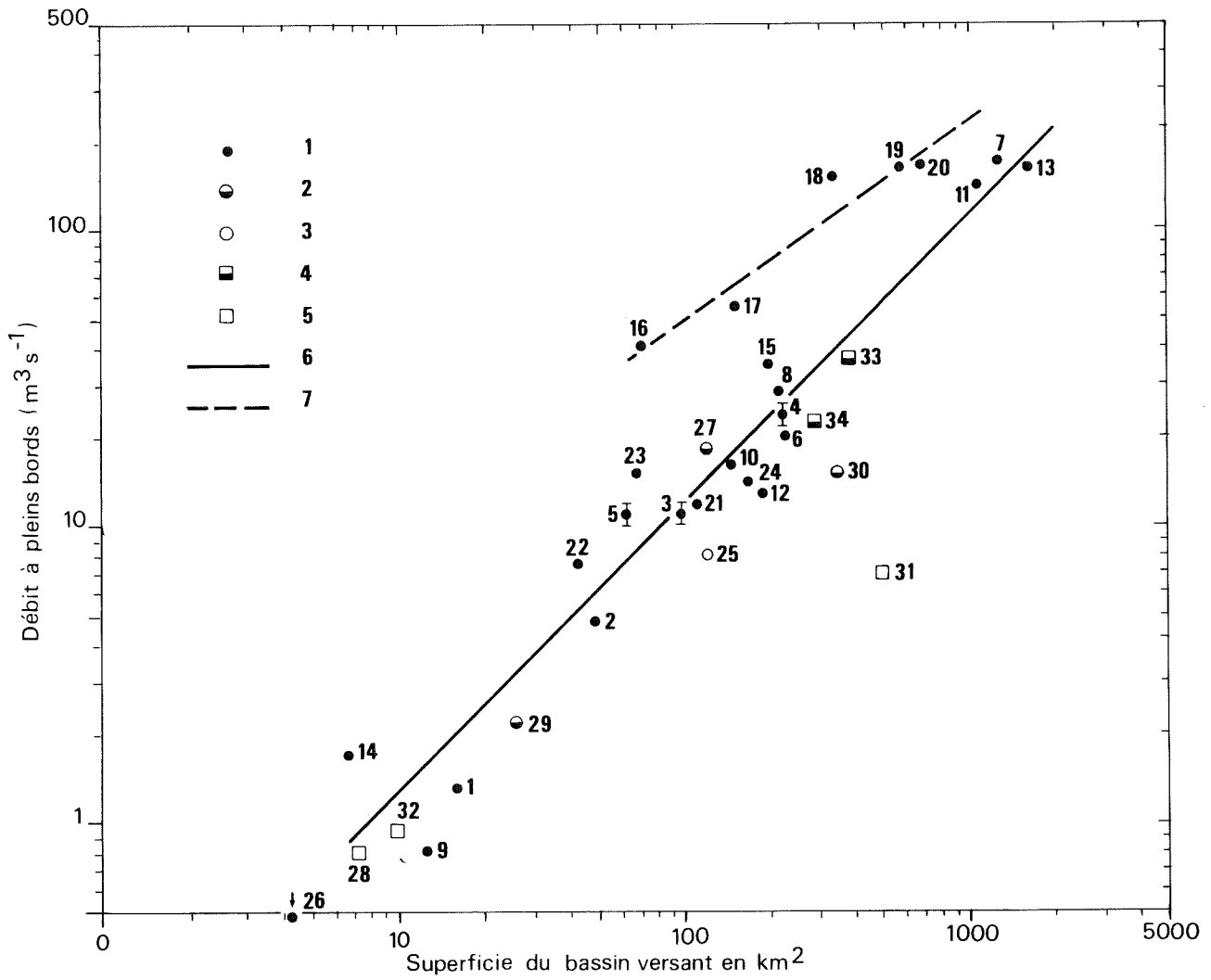


Fig. 4 : Relation entre la valeur du débit à pleins bords et la taille du bassin versant. Les numéros renvoient au tableau I et à la figure 3.

- (1) Rivière à charge caillouteuse sur substrat imperméable.
- (2) Rivière à charge caillouteuse en partie sur substrat imperméable.
- (3) Rivière à charge caillouteuse sur substrat perméable.
- (4) Rivière à charge sableuse en partie sur substrat imperméable.
- (5) Rivière à charge sableuse ou limoneuse sur substrat perméable.
- (6) Relation pour les rivières à charge caillouteuse sur substrat imperméable, à l'exclusion de la Vesdre.
- (7) Relation pour la Vesdre seule.

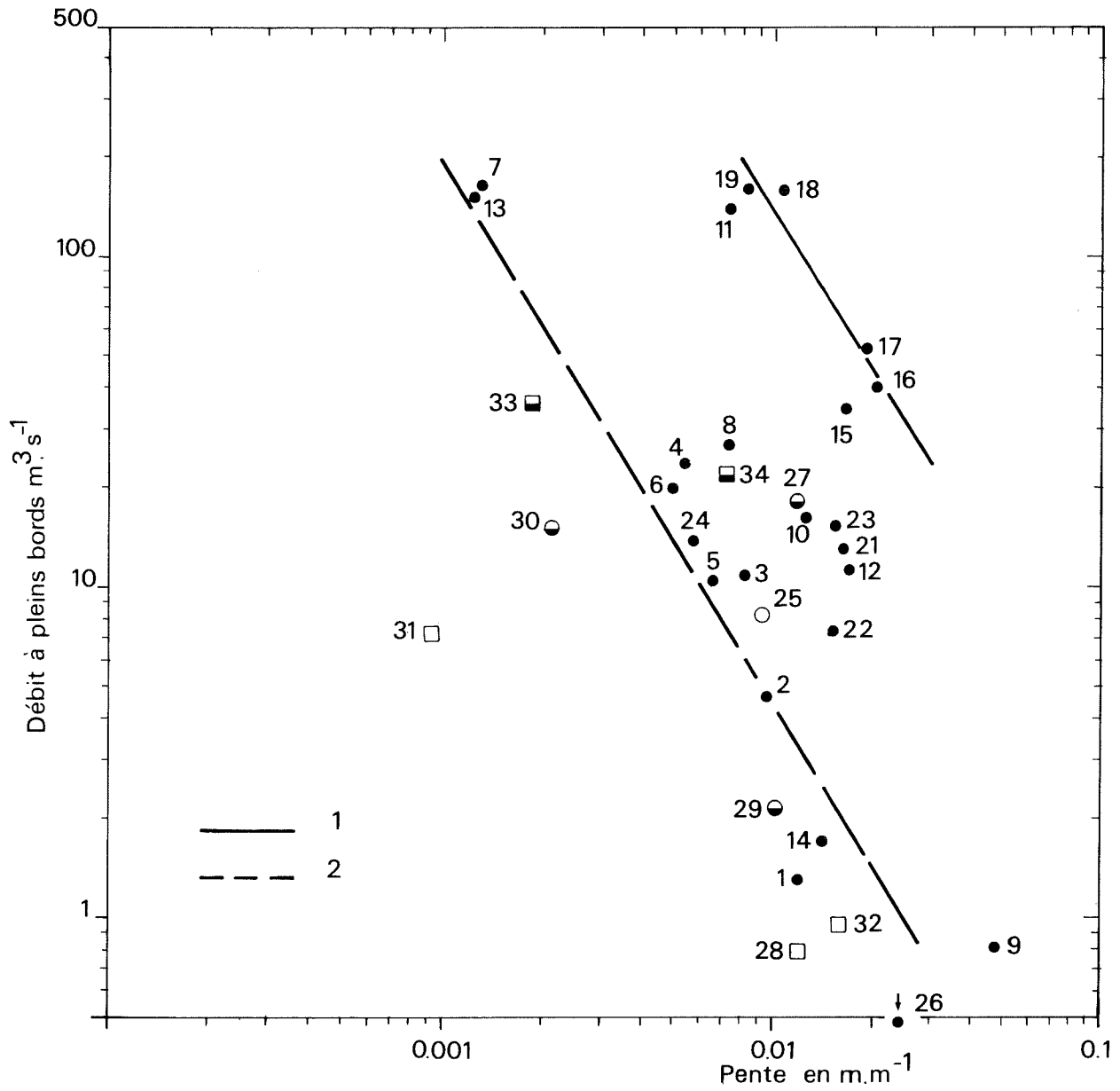


Fig. 5 : Relation entre la valeur du débit à pleins bords et la pente longitudinale des rivières.
 La différenciation des points est identique à celle de la figure 4; la numérotation se rapporte à celle du tableau I et de la figure 3.
 (1) Régression calculée pour la Vesdre, la Hoegne et l'Amblève.
 (2) Régression calculée pour la Semois et ses affluents.

En ce qui concerne l'influence du substrat, il se vérifie que les rivières à débit de base dominant ont effectivement une contenance moindre lors de l'écoulement à pleins bords. C'est le cas du Geer, de la Méhaigne, de la Mollignée, de la Burdinale mais pas de la Berwinne qui, il est vrai, n'est qu'en partie sur substrat perméable. Afin de tenter de cerner le poids de cette composante hydrologique, nous avons mis les valeurs du débit à pleins bords en relation avec celles du débit spécifique moyen, mais il ne s'est dégagé aucune relation ($r = 0,16$), ce qui laisse apparaître que, dans ce cas, le débit moyen est un indicateur trop rudimentaire du régime.

Il ne se dégage, non plus, aucune relation entre la pente longitudinale des rivières et les valeurs de leur débit à pleins bords ($r = -0,17$, Fig. 5). Toutefois, lorsqu'on envisage une même rivière ou un même bassin, on note alors une bonne relation ($r = -0,97$ pour la Vesdre; $r = -0,92$ pour l'ensemble du bassin de la Semois), relation qui pourrait résulter du simple fait qu'il existe implicitement une relation entre la pente de la rivière et la superficie de son bassin d'alimentation, ce qui revient à démontrer le rôle prépondérant de ce dernier paramètre. Il se dégage cependant une nette différenciation régionale dans cette relation avec, d'une part, les rivières du nord de l'Ardenne (Vesdre, Amblève, Hoegne), qui pourraient tendre à se ré-inciser, probablement en relation avec des mouvements tectoniques, et, d'autre part, les rivières du sud de l'Ardenne (ensemble des rivières tributaires de la Semois) dont on sait que la tendance à l'incision est limitée (PETIT, 1987).

La récurrence du débit à pleins bords augmente avec la taille du bassin hydrographique. Elle est en moyenne de 1,3 ans (s.a.) ou de 0,6 ans (s.p.) pour les rivières de dimension modeste à charge caillouteuse sur substrat imperméable. Lorsque la taille du bassin augmente, les autres paramètres restant inchangés, elle atteint 2,5 ans (s.a.) ou 1,5 ans (s.p.). La relation mise en évidence à la Fig. 6 est cependant peu significative ($r = 0,70$) ce qui résulte du fait que le contexte régional est différent (versant septentrional et méridional de l'Ardenne) mais aussi du fait que les séries de mesures sont souvent très courtes et que, d'une station à l'autre, elles ne couvrent pas nécessairement les mêmes périodes. Et il est clair qu'une augmentation des débits élevés s'est marquée à partir de 1980, essentiellement pour des raisons climatiques.

D'autre part, il se vérifie bien que les rivières à substrat perméable ont des récurrences nettement plus élevées du débit à pleins bords : toujours supérieure à 2 ans (s.a.) et parfois même plus (Mollignée et Eau Rouge).

Epinglons enfin un cas relevant d'interventions

anthropiques. Le Ton se caractérise par une récurrence élevée de son débit à pleins bords (de l'ordre de 5 ans sur la série annuelle). Ceci résulte du fait qu'un bassin écrêteur de crues a été aménagé en 1979 sur la Vire, son principal affluent d'une importance presque équivalente à celle du Ton, ce qui démontre bien l'efficacité de ce bassin écrêteur.

V. CONCLUSIONS

Etant donné la méthodologie adoptée pour l'identification du débit à pleins bords à chaque station et qui laisse subsister une certaine imprécision quant à la détermination de cette valeur, étant donné aussi la durée relativement courte des périodes de mesures (rarement plus de quinze ans), il est clair que la présente étude ne doit être considérée que comme une première tentative de la détermination des valeurs de débit à pleins bords des rivières de Haute Belgique et de leur récurrence.

Certains points méritent cependant d'être retenus qui permettront de préciser ou de nuancer les résultats des études faites précédemment en la matière. Ainsi, dans un contexte géographique homogène, il est clair que la valeur du débit à pleins bords augmente avec la taille du bassin hydrographique, rejoignant en cela les conclusions de HEY. Il en est de même pour la récurrence de ce débit. Elle est inférieure à 0,6 ans (s.p.) pour des rivières à charge caillouteuse sur substrat imperméable mais atteint 1,5 ans (s.p.) lorsque la taille des rivières est plus importante.

Il se vérifie que les rivières à débit de base soutenu - sur terrain perméable - ont une récurrence plus élevée du débit à pleins bords : toujours supérieure à 2 ans (s.a.) souvent beaucoup plus.

Dans un même bassin, l'importance du débit à pleins bords augmente lorsque la pente longitudinale diminue. Certes, ce type de relation résulte de la relation implicite qui lie la pente longitudinale d'une rivière et la taille de son bassin versant, mais il existe une différenciation régionale entre le nord et le sud de l'Ardenne qui pourrait résulter d'une évolution géomorphologique plus générale.

Il se peut qu'il existe une relation entre la dimension du matériel constituant le lit et l'importance du débit à pleins bords, les rivières à charge sableuse ayant probablement une contenance plus grande pour l'écoulement à pleins bords, vu leur plus grande profondeur et la présence de levées naturelles, tandis qu'une charge caillouteuse trop grossière entraverait l'approfondissement du lit. Mais ceci ne ressort pas clairement de nos résultats, basés sur trop peu de données quantifiées, il est vrai.

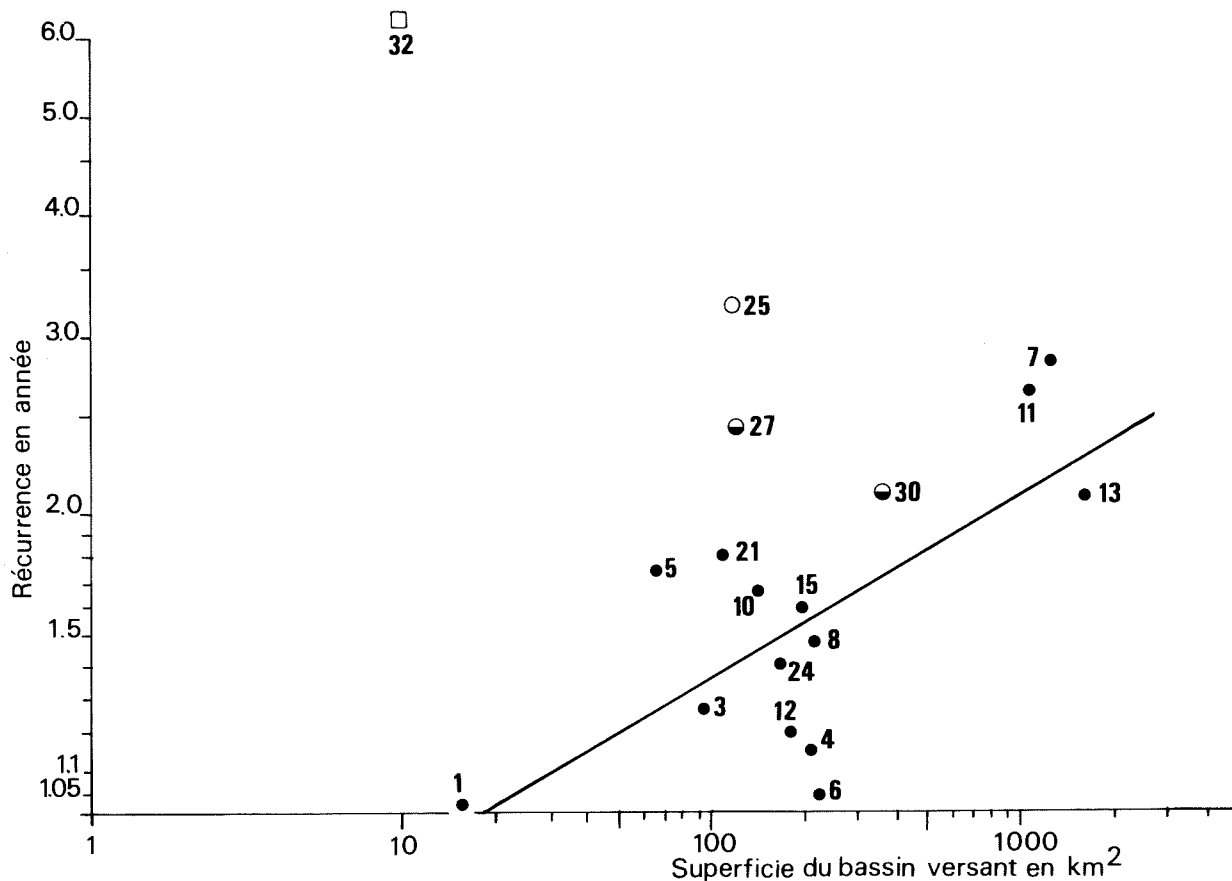


Fig. 6 : Relation entre la récurrence du débit à pleins bords (calculée sur la série annuelle des débits) et la superficie du bassin versant. La différenciation des points est identique à celle de la figure 4 et la numérotation se rapporte à celle du tableau I et de la figure 3.

La régression a été calculée à partir des observations faites sur les rivières à charge caillouteuse sur substrat imperméable, excluant l'Eau d'Heure et la Marchette.

Face au nombre de variables en jeu et vu leur interconnexion, il s'avère indispensable de multiplier le nombre de rivières étudiées, d'identifier les indicateurs adéquats et d'arriver à une quantification des variables, de façon à pouvoir effectuer un traitement en analyse multivariée.

BIBLIOGRAPHIE

- ACKERS, P. & CHARLTON, F.G., 1970. Meander geometry arising from varying flows. *J. Hydrology*, 11: 230-252.
- ANDREWS, E.D., 1980. Effective and bankfull discharges of streams in the Yampa river basin, Colorado and Wyoming. *J. Hydrology*, 46: 311-330.
- ANDREWS, E.D., 1984. Bed material entrainment and hydraulic geometry of gravel-bed rivers in Colorado. *Geol. Soc. Americ. Bull.*, 95: 371-378.
- BULTOT, F. et DUPRIEZ, G.L., 1976. Bilans hydriques et données hydrologiques pour la conception de projets de mise en valeur des ressources en eau dans les bassins hydrographiques belges. Bassin de la Semois. *Publ. IRM, Série A*, 96, 148 p.
- CARLING, P., 1988. The concept of dominant discharge applied to two gravel-bed streams in relation to channel stability thresholds. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13: 355-367.
- DAVE, C., 1975. *Etude de la dynamique fluviale d'un petit ruisseau de type torrentiel*. Mém. Lic. Sc. géogr., Univ. Liège, Inédit, 148 p.
- DEMOULIN, A., 1987. Les terrasses de la Vesdre et la tectonique quaternaire sur le flanc nord du massif ardennais. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 110: 209-216.
- DINGMAN, S.L., 1984. *Fluvial Hydrology*, Freeman, 383 p.
- DUBREUIL, P., 1974. *Initiation à l'analyse hydrologique*, Masson, 216 p.
- DUCHESNE, F. et PISSART, A., 1985. Valeur statistique des comptages de cailloux de différentes lithologies. Application aux alluvions actuelles de l'Ourthe. *Bull. Soc. géogr. Liège*, 21: 13-23.

- DURY, G.H., 1955. Bedwidth and wave-length in meandering valleys, *Nature*, 176, 31 p.
- DURY, G.H., 1973. Magnitude-frequency analysis and channel morphometry. In *Fluvial Geomorphology*, MORISAWA, M. (Ed.): 89-121.
- DURY, G.H., 1977. Underfit streams : retrospect, perspect and prospect. In *River channel changes*, GREGORY, K.J. (Ed.): 281-293.
- FRECAUT, R., 1972. *La Moselle et son bassin, Contribution à l'hydrologie et à la dynamique fluviales en milieu tempéré océanique*. Thèse de doctorat d'Etat, Univ. de Brest, 840 p. In *Comptes rendus critiques*, TRICART, J., *Revue de Géomorphologie dynamique*, XXII, 41-42.
- GREGORY, K.J. and WALLING, D.E., 1973. *Drainage basin form and process, A geomorphological approach*, Arnold, 458 p.
- HANDGRAAF, T., 1979. *La Berwinne. Problèmes d'environnement en milieu fluvial*. Mém. Lic. en Sc. géogr., Univ. Liège, Inédit, 116 p.
- HARVEY, A.M., 1969. Channel capacity and the adjustment of streams to hydrologic regime. *J. Hydrology*, 8: 82-98.
- HOOKE, J.M., 1987. Discussion à propos de l'article de NEWSON, M.D. & LEEKS, G.J., Transport processes and the catchment scale, in *Sediment transport in gravel bed river*, THORNE, C.R., BATHURST, J.C. and HEY, R.D. (Eds.), Wiley: 219-222.
- LAMALLE, C., 1987. *Les transports en suspension et en solution dans la Burdinale*. Mém. Lic. en Sc. géogr., Univ. Liège, Inédit, 193 p.
- LAMBERT, C.P. and WALLING, D.E., 1987. Floodplain sedimentation : a preliminary investigation of contemporary deposition within the lower reaches of the River Culm, Devon. U.K.; *Geogr. Ann.*, 69 A (3-4): 393-404.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. and MILLER, J.P., 1964. *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman and Cy, San Francisco, 522 p.
- LEWIN, J., 1989. Floods in fluvial geomorphology, in *Floods, hydrological, sedimentological and geomorphological implications*. BEVEN, K. and CARLING, P. (Eds.), Wiley: 265-284.
- LOTHER, P., 1977. *Dynamique et expérimentation sur une rivière de type torrentiel, Le ruisseau du Fond de Wavelinse*. Mém. Lic. Sc. géogr., Univ. Liège, Inédit, 188 p.
- MABILLE, G., 1985. *Influence des aménagements du cours du Geer et de son bassin versant sur le comportement hydrologique et géomorphologique de la rivière*. Mém. Lic. Sc. géogr., Univ. Liège, Inédit, 167 p. + annexes.
- MABILLE, G. et PETIT, F., 1986. Influence des aménagements du cours d'une rivière de Moyenne Belgique et de son bassin hydrographique sur le comportement hydrologique de la rivière. In *Crues et inondations*, HUMBERT, J. (Ed.), *Recherches géog. Strasbourg* : 279-293.
- MAIRE, G., 1977. Façonnement des berges, sinuosité et méandres : quelques aspects de dynamique fluviale de la Saux Marnaise. *Recherches géog. Strasbourg*, 4: 5-21.
- MASSON, M.-H., 1971. *Contribution à l'étude de la dynamique fluviale de la Lienne*. Mém. Lic. Sc. géogr., Univ. Liège, Inédit, 95 p.
- MERCENIER, J., 1973. *Dynamique fluviale dans un petit bassin du rebord méridional du plateau des Tailles*. Mém. Lic. Sc. géogr., Univ. Liège, Inédit, 147 p.
- MONTES, L., 1989. *Etude comparative du comportement hydrologique dans trois bassins versants*. Mém. Maîtrise Inter. Géol. Terr. Superficiels, Univ. Liège, Inédit, 107 p. + annexes.
- MOSLEY, P., 1975. Meanders cutoffs on the river Bollin, Cheshire in July 1973. *Rev. Géom. dynamique*, XXIV (1): 21-31.
- NANSON G.C. & YOUNG, R.W., 1981. Downstream reduction of rural channel size with contrasting urban effects in small coastal streams of southeastern Australia. *J. Hydrology*, 52, 239-255.
- NIXON, M.B.E., 1959. A study of the bank-full discharges of rivers in England and Wales. *Proceed Inst. Civil Eng.*, Paper nr 6322: 157-173.
- PETIT, F., 1983. *Les processus de façonnement en milieu naturel du lit d'une rivière à sédiments limono-caillouteux. La Rulles en forêt d'Anlier*. Thèse Doc. Sc. géogr., Univ. Liège, Inédit, 648 p.
- PETIT, F., 1984. Les processus contrôlant l'évolution du tracé d'une rivière ardennaise. *Z. Geomorph., N.F.*, Suppl. Bd. 49: 95-109.
- PETIT, F., 1986. Channel development in two streams of contrasting bed-load and regime. *Int. Geomorph.*, GARDINER, V. (Ed.), Wiley: 611-622.
- PETIT, F., 1987. L'influence de la schistosité sur le tracé des méandres ancrés dans le bedrock. *Bull. Soc. belge Et. géogr.*, 56 (2): 217-225.
- PETIT, F., 1989. Evaluation of grain shear stresses required to initiate movement of particles in natural rivers. *Earth Surf. Proc. Landforms* (sous presse).
- PETIT, F. et SCHUMACKER, R., 1986. *Etude des débits de l'Eau Rouge à son franchissement par l'A 27*. Rapport Minist. Trav. Publics, 25 p. + annexes.

- PETTS, G.E., 1977. Channel response to flow regulation : the case of the river Derwent, Derbyshire. *In* River channel changes, GREGORY, K.J. (Ed.), Wiley, ch. 9: 145-164.
- PETTS, G.E. & FOSTER, I., 1985. *Rivers and landscape*, Arnold, 274 p.
- PICKUP, G. and WARNER, R.F., 1976. Effects of hydrologic regime on magnitude and frequency of dominant discharge. *J. Hydrology*, 29: 51-75.
- PICKUP, G. and WARNER, R.F., 1984. Geomorphology of tropical rivers. Part II. Channel adjustment to sediment load and discharge in the fly and lower Purari, Papua New Guinea. *In* Channel Processes, Water sediment, Catchment Controls, SHICK, A.P. (Ed.), *Catena*, supplement 5: 19-41.
- PISSART, A. et LAMBOT, P. 1989. Les mouvements actuels du sol en Belgique. Comparaison de deux nivellements I.G.N. (1946-1948 et 1976-1980). *Ann. Soc. géol. Belg.*, sous presse.
- PRESTEGAARD, K.L., 1983. Variable influencing water-surface slopes in gravel-bed streams at bankfull stage. *Geol. Soc. Am. Bul.*, 94: 673-678.
- RICHARDS, K.J., 1982. *Rivers, forms and process in alluvial channels*. Methuen, 358 p.
- RILEY, S.J., 1972. A comparison of morphometric measures of bankfull. *J. Hydrology*, 17: 23-31.
- ROBERTS, C.R., 1989. Flood frequency and urban-induced channel change: some British examples. *In* Floods : Hydrological, sedimentological and geomorphological implications, BEVEN, K. & CARLING, P. (Eds.), Wiley: 57-82.
- SCHUMM, S.A., 1968. *River adjustment to altered hydrologic regimes. Murrumbidgee River and paleochannels, Australia*. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, 598.
- TARGE, J.-C., 1970. *La plaine alluviale de l'Ourthe*. Mém. Lic. Sc. géogr., Univ. Liège, Inédit, 148 p.
- THOMPSON, A., 1985. Channel patterns and channel change on upland streams of the Bowland fells. Guide to field Excursion in Northwest England. 1st Intern. Conf. Geomorphol., Manchester: 43-48.
- THORNE, C.R. & LEWIN, J., 1979. Bank processes, bed material movement and planform development in a meandering river. *In* Adjustments of the fluvial system, RHODES, D.D. & WILLIAMS, G.P. (Eds), Dubuque, Iowa: 117-137.
- TRICART, J., 1977. *Précis de géomorphologie - Part 2. Géomorphologie dynamique générale*, SEDES CDU, Paris, 345 p.
- TRICART, J. et VOGT, H., 1967. Quelques aspects du transport des alluvions grossières et du façonnement des lits fluviaux. *Geog. Ann.*, 49 A (2-4): 351-366.
- WILLIAMS, G.P., 1978. Bankfull discharge of rivers. *Water Res. Research*, 14 (6): 1141-1154.
- WOLMAN, M.G., 1955. The national channel of Brandywine Creek, Pennsylvania, *US Geol. Survey Prof. Paper*, 271, 56 p.