

## COMPORTEMENT HYDROLOGIQUE DE DEUX BASSINS VERSANTS SE DIFFERENCIANT PAR LEUR COUVERT VEGETAL ET LEUR EPAISSEUR DE TOURBE

MBUYU Numbi et PETIT François\*

### RESUME

Le comportement hydrologique de deux petits bassins situés sur le rebord septentrional des Hautes-Fagnes - l'un couvert d'une lande installée sur un substrat tourbeux épais et l'autre dans une pessière (*Picea abies*) plantée sur une couverture tourbeuse peu épaisse - est analysé en période de crue et en période de sécheresse.

La réponse aux précipitations et l'évaluation des coefficients de décrue montrent qu'en période estivale, le bassin couvert d'épicéas réagit plus rapidement que la fagne mais que la fonte des neiges se déclenche d'abord dans le bassin en tourbière. Ce n'est qu'en période hivernale que l'interception des précipitations par le couvert forestier joue un rôle non négligeable dans l'évolution du régime hydrique des deux milieux. Par contre, en période estivale le bassin sous couverture forestière répond aux précipitations alors que celui de tourbière reconstitue prioritairement ses réserves et fonctionne plus souvent par écoulement hypodermique que par ruissellement. A de tels moments, l'épaisseur de la tourbe, plus que tout autre facteur, contrôle le comportement des différents bassins versants des Hautes-Fagnes.

### INTRODUCTION

L'analyse hydrologique à l'échelle du bassin élémentaire constitue la base d'interprétation des processus guidant l'écoulement sur des bassins plus importants, de nature similaire. Elle permet, par des observations de détail, de caractériser les phénomènes de ruissellement, qu'ils soient générés sur l'ensemble du bassin, comme dans la théorie bien connue de HORTON, qu'ils découlent de la zone saturée de fond de vallée (notion bien connue de "Contributing area"), ou encore qu'ils soient engendrés par effet piston (HUMBERT, 1985; COSANDEY, 1986). C'est aussi à petite échelle qu'il est possible de mieux ap-

\* Laboratoire de Géographie physique, Université de Liège.

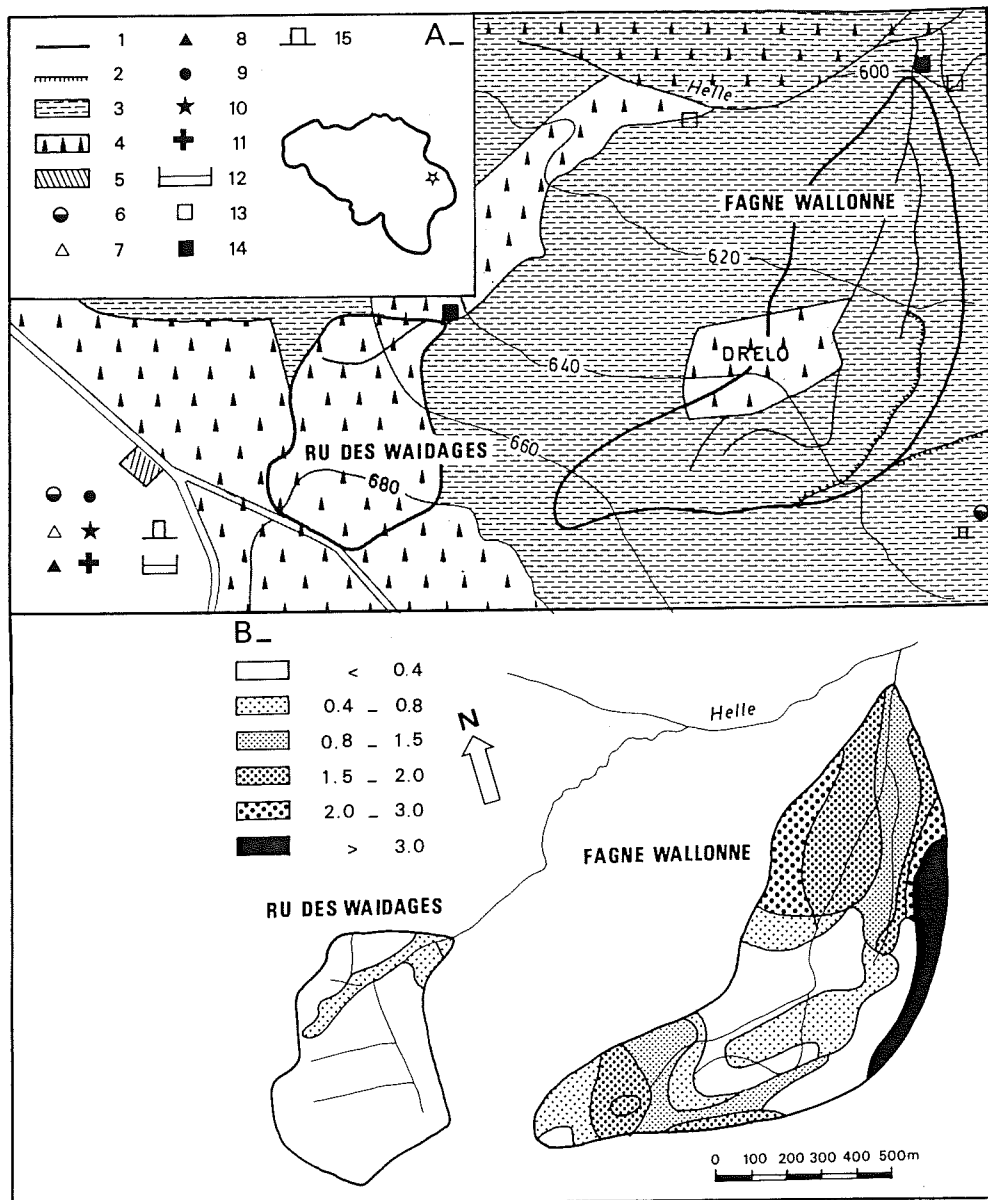


Fig. 1. A : Equipement et caractéristiques des deux bassins versants :  
 1) limite des bassins versants; 2) front de la tourbière; 3) lande; 4) pessière; 5) surface bâtie; 6) thermohygrographe; 7) pluviographe; 8) pluviomètre; 9) observation de la neige; 10) héliographe; 11) anémographe; 12) bac évaporatoire; 13) lame déversante; 14) limnigraphe; 15) évaporimètre de Piche.  
 R. : Epaisseur de tourbe en mètres (d'après PAHAUT & TAVERNIER, 1973 et d'après ANCIÓN, 1977).

prélever le comportement des bassins en fonction de leur nature physique (végétation, sol, sous-sol, topographie, densité de drainage,...), notamment sur le plan de la réponse du bassin aux précipitations comme l'ont fait notamment LAMBERT (1968, 1975) ou plus récemment HUMBERT (1982).

Suivant une approche similaire, la présente analyse a porté sur la région du plateau des Hautes Fagnes (700 m d'altitude). Dans cette région, la plantation intensive d'épicéas depuis la fin du siècle dernier a rendu nécessaire le creusement de drains à ciel ouvert (SPORCK, 1951; FROMENT, 1968) de telle sorte qu'à l'heure actuelle, le réseau hydrographique est très dense, atteignant 5 à 7 km. km<sup>2</sup>, c'est-à-dire près du triple du réseau original (MBUYU, 1989). Les conséquences de cet aménagement se sont fait ressentir sur le plan de l'équilibre biologique (BOUILLENNE, 1954) ainsi que sur le plan de l'évacuation rapide des eaux (SORÉE, 1980; JONLET, 1981) provoquant ainsi des crues brusques et violentes à l'exutoire de bassins plus importants (PISSART, 1961; PETIT & SCHUMACKER, 1986).

Dans le cadre général de la réponse des bassins élémentaires aux précipitations, cette analyse est fondée sur l'exemple du comportement hydrologique de deux drains à ciel ouvert collectant les eaux de bassins versants assez différenciés : d'une part, la couverture végétale traduit un contraste flagrant entre une dominance de tourbière haute à sphaignes dans le bassin de Fagne Wallonne (74 ha), et les plantations d'épicéas dans le bassin du Ru des Waidâges (26 ha) (tableau I et fig. 1a) et d'autre part, l'épaisseur de la tourbe varie sensiblement entre les deux bassins (tableau I et fig. 1b).

L'analyse permettra d'apprécier l'influence de ces deux types de milieu sur le comportement des drains durant une période commune d'observation dans cette région de Belgique où il tombe 1400 mm d'eau par an dont près du quart sous forme neigeuse.

## 1. LE MILIEU PHYSIQUE

Les deux bassins étudiés sont localisés dans la partie amont du bassin de la Helle, entre les altitudes de 600 et 700 m. Le tableau I présente sommairement leurs caractéristiques physiques et morphométriques.

Le substratum géologique des deux bassins présente peu de différence : quartzites et quartzophyllades du Cambrien altérés à des degrés divers, ce qui a permis le développement d'une couche argileuse d'épaisseur variable assurant l'imperméabilité des bassins versants. On note cependant l'existence de quelques poches de sables, vestige de la transgression oligocène, ainsi que des placages de limon éolien quaternaire, localisés principalement sur les sommets (DEMOULIN, 1980). Ces dépôts superficiels qui assurent évidemment un meilleur drainage naturel du sol, affectent principalement la partie supérieure du bassin drainé par le Ru des Waidâges.

Tableau I : Caractéristiques physiques des deux bassins versants.

	FAGNE WALLONNE	RUE DES WADAGES
Superficie	0,74 km <sup>2</sup>	0,26 km <sup>2</sup>
Périmètre	4,5 km	2,5 km
Rectangle équivalent	longueur : 1,85 km largeur : 0,4 km	longueur : 0,99 km largeur : 0,26 km
Coefficient de compacité de Gravelius (*)	Kc : 1,48	Kc : 1,38
Pente moyenne	3,3 %	4,6 %
Hypsométrie	régulière de l'amont à l'aval	aplatis au sommet plus encaissé vers l'aval
Végétation	lande à <i>Sphagnum</i>	peaussière
Épaisseur de tourbe	80 % du bassin comprend : une tourbière haute intacte inactive, dont l'épaisseur varie de 3 à 5 m.	épaisseur inférieure à 80 cm

(\*) Le coefficient de compacité de Gravelius (Kc) est obtenu en comparant le périmètre du bassin (P) à celui d'un cercle qui aurait la même surface (A); de telle sorte

$$Kc = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} \approx 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \text{ (ROCHE, 1963, p. 144).}$$

Les caractéristiques morphométriques des deux bassins sont assez semblables, mis à part une différence sensible de longueur du cours des drains. En définitive, les deux bassins étudiés se différencient principalement par leur couvert végétal et l'épaisseur de la tourbe (fig. 1).

## II. MATERIEL ET METHODE D'ETUDES

Les deux bassins ont été équipés chacun d'une lame déversante en paroi mince et d'un limnigraphe qui ont fonctionné pendant trois années consécutives (1980-1983). Une station météorologique complète est installée à la station scientifique de l'Université de Liège, au Mont Rigi, à quelques centaines de mètres des bassins étudiés (fig. 1A). Elle est équipée d'un pluviographe et de tous les appareils nécessaires à l'évaluation de l'évapotranspiration potentielle par la formule de PENMAN (thermohygrographe, héliographe, anémographe) ainsi que d'un bac évaporatoire, d'un évaporimètre de PICHE et d'un bilan-mètre.

Par ailleurs, des mesures permettant le calcul de l'évapotranspiration effective par la méthode du bilan global d'énergie ont été effectuées dans une tourbière active, ceci lors de campagnes de courte durée (EVERBECQ, 1977) et plus récemment dans une peaussière située à moins de trois kilomètres (PETIT & ERPICUM, 1983), ainsi qu'à la station du Mont Rigi (KALOMBO, 1986). Ces différentes données devraient aboutir à établir des bilans hydrologiques comparatifs entre les deux bassins grâce à un modèle hydrologique conceptuel,

à pas de temps journalier, élaboré et testé avec succès par BULTOT et DUPRIEZ (1976, 1981). Ce modèle, conçu pour reproduire les transferts hydriques ainsi que les différents types d'écoulements à l'exutoire du bassin considère deux parties dans la zone d'aération du sol, la couche supérieure dont la saturation doit être atteinte avant d'engendrer le ruissellement d'une part et la couche inférieure d'autre part.

Le but de la présente analyse étant d'appréhender le comportement des drains en réponse aux précipitations sous diverses conditions d'humidité du sol, c'est l'évolution des réserves en eau de la zone d'aération du sol qui nous intéresse en premier chef. Aussi, dans cette étude, l'utilisation du modèle se limitera à cette étape. Dans le modèle mis au point par BULTOT et DUPRIEZ (1976, p. 274), la détermination du seuil de saturation de la couche supérieure du sol, est basée sur une analyse systématique du surplus de submersion (c'est-à-dire la lame d'eau en excès, égale à la lame d'eau précipitée dont on déduit la lame d'eau évaporée ainsi que la quantité nécessaire pour combler le déficit de saturation), en attribuant arbitrairement différentes valeurs au seuil de saturation. La comparaison avec l'hydrogramme effectivement observé permet d'établir des scores variant de -1 à +1, selon que les résultats obtenus avec un seuil de saturation déterminé sont trop bas, suffisants ou trop élevés pour justifier les lames d'eau effectivement écoulées. Une régression effectuée sur un grand nombre de valeurs permet ainsi de déterminer la valeur du seuil de saturation. Comme le soulignent BULTOT et DUPRIEZ, cette procédure permet d'avoir une évaluation correcte du seuil de saturation car elle est basée sur l'analyse systématique d'un grand nombre d'hydrogrammes, les erreurs inhérentes aux appréciations de chaque cas particulier et la grande variabilité des réactions de l'ensemble d'un bassin, étant compensées de la sorte.

Une telle analyse a permis de mettre en évidence un seuil de saturation égal à 70 mm dans le bassin versant de la Fagne Wallonne et à 30 mm pour le Ru des Waidâges (MBUYU, 1989). De la sorte, il a été possible d'évaluer le contenu en eau de la zone supérieure du sol et de suivre son évolution au pas de temps journalier.

D'autre part, l'application de cette partie du modèle sur les deux bassins étudiés nous a permis de comparer les résultats simulés à ceux obtenus grâce à des observations de terrain effectuées ces dernières années (STREEL *et al.*, 1985). Ces observations ont porté sur des mesures de la variation de la nappe d'eau en affleurement dans certains secteurs de la région. La confrontation des résultats confirme bien que, soumises à de fortes évaporations (période de juillet à août), la nappe superficielle et la zone d'aération évoluaient de manière similaire. Dans cette analyse, l'année 1982 a été retenue car elle a présenté de nombreux contrastes saisonniers : couverture neigeuse importante, période de sécheresse estivale marquée, violents orages d'été. Ainsi, l'analyse des cas a porté sur la comparaison des hydrogrammes de crues consécutives à la fonte des neiges

mais aussi à des averses isolées bien marquées. Cette analyse a été complétée par des comparaisons effectuées en période de tarissement sur base notamment de l'évaluation des coefficients de décrue déduits de la loi de récession exponentielle.

### III. RESULTATS

L'analyse de la réponse du débit aux précipitations et l'évaluation du rapport entre les lames d'eau écoulée et les lames d'eau précipitée permettent de dégager différents types de comportement en relation avec l'évolution des réserves en eau de la zone d'aération du sol.

**A. En période de saturation hivernale (fig. 2) :** en réponse à des pluies d'une importance modérée (25 mm en trois jours, début mars), les crues se produisent quasi simultanément dans les deux bassins. Etant donné l'état de saturation du sol et le niveau de la nappe, fort élevé, un ruissellement direct se produit sur les secteurs saturés en eau et donc un écoulement rapide de crue, ceci, tant en pessière que dans la tourbière.

Par ailleurs, le volume écoulé est plus important à l'exutoire de la tourbière qu'à celui de la pessière (tableau II). Ceci confirme l'importance de l'interception par le couvert forestier - et de l'évaporation directe qui s'ensuit - importance

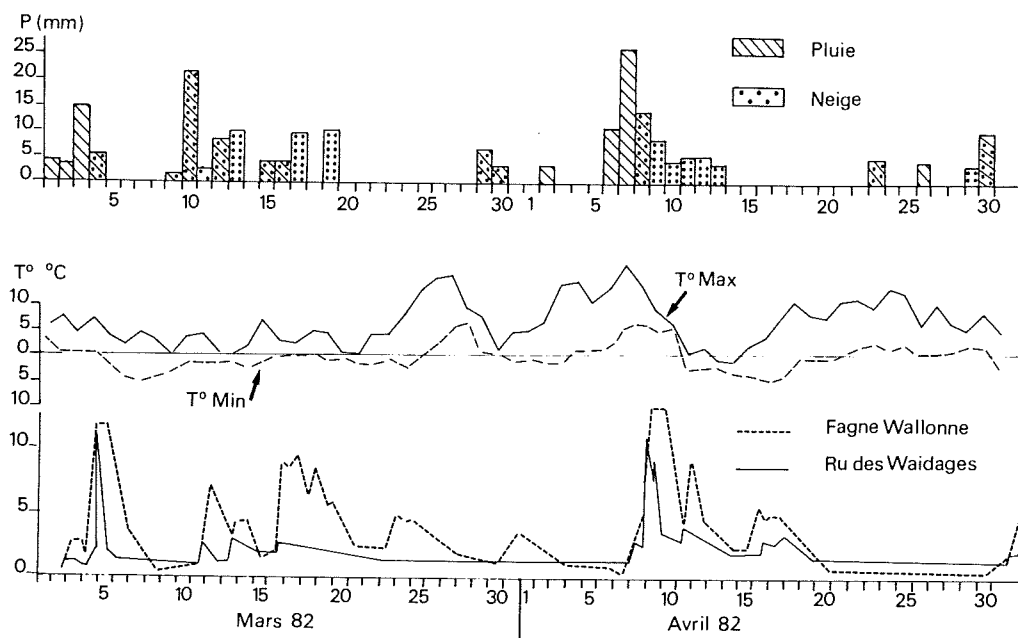


Fig. 2. Réponse des débits aux précipitations en période de saturation et de fonte des neiges.

déjà soulignée et quantifiée grâce à des mesures d'interception faites dans des pessières du même âge (PETIT & KALOMBO, 1984).

Face à des précipitations neigeuses (à partir du 10 mars), la différence de comportement hydrologique des deux bassins s'accroît encore : réponse rapide des débits à la fonte des neiges en Fagne Wallonne, écrêtement des crues et fonte retardée sous épicéas étant donné la protection du tapis neigeux par le couvert forestier, même lorsque les températures de l'air sont nettement positives. Ce retard de la fonte en milieu forestier est un problème bien connu (CHARBONEAU *et al.*, 1979; PLAMONDON *et al.*, 1984) qui de façon générale n'affecte pas de façon sensible le volume total de la crue. Toutefois, dans notre étude, il ressort que la quantité totale évacuée à l'exutoire de la tourbière représente le double de celle évacuée à l'exutoire de la pessière (tableau II), confirmant l'importance de l'évaporation (humectation des cimes) et probablement de la sublimation liée à l'interception par le couvert forestier même en présence de précipitation neigeuse (PETIT, 1985).

**B. Lors d'une période estivale** marquée globalement par une évaporation importante et par des pluies isolées de forte intensité, les situations suivantes se dégagent.

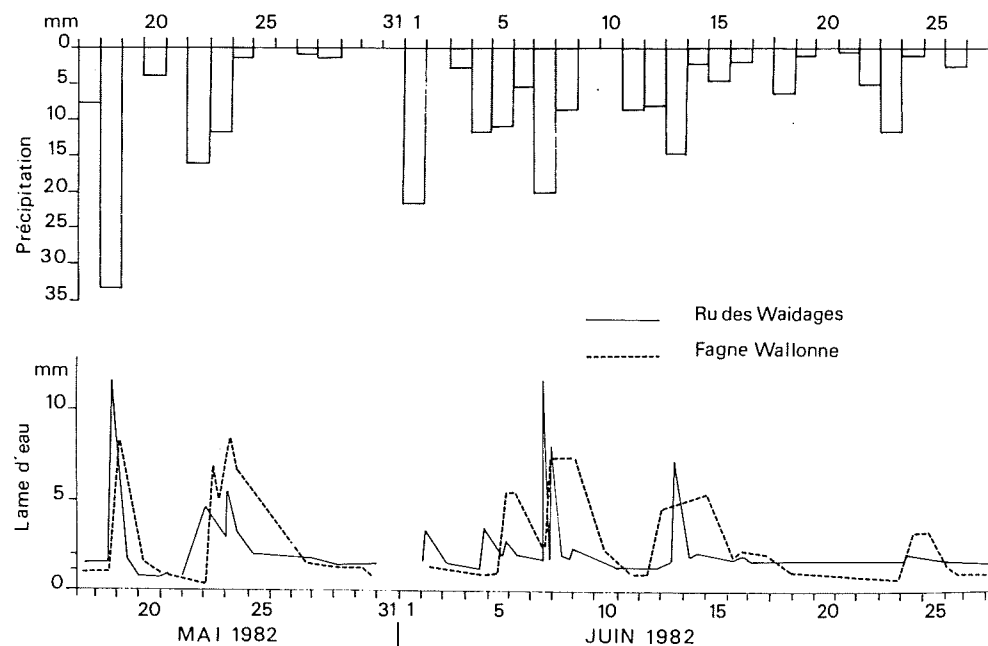


Fig. 3. Réponse des débits aux précipitations en début de période estivale.

- Au début de l'été (durant le mois de mai 1982 - fig. 3) alors que le déficit en eau du sol s'amorce assez lentement, les deux drains réagissent à chaque événement pluvieux, mais avec des temps de réponse plus courts pour le drain sous épicéas. Ce fait ne peut s'expliquer par les seules différenciations morphométriques des deux bassins. Certes, le bassin sous pessière présente une forme plus compacte et une pente moyenne plus accentuée, de même la longueur totale du drain est légèrement moindre. Mais ces éléments ne jouaient pas en période de saturation (cf. réponse des débits au début mars). Comme nous allons le démontrer ci-dessous, il s'agit de genèse d'écoulement de crue de type différent.
- Au mois de juin 1982, le déficit en eau s'accroît (l'ETP a atteint 34 mm au cours de la seconde quinzaine de mai), on constate que, malgré l'interception des pluies par le couvert forestier, les réactions du bassin sous épicéas sont plus nettes encore, présentant des pics bien individualisés, par exemple les 2, 4, 5, 7 et 8 juin. Par contre, en tourbière les montées sont plus lentes et les crues estompées, sans maximum bien individualisé (fig. 3).

Dès qu'on revient dans une période plus sèche qui fait suite à une forte évapotranspiration (plus de 50 mm lors des 12 premiers jours de juillet), on remarque une fois de plus que le drain sous couverture forestière réagit nettement alors qu'aucune réponse des débits n'est enregistrée à l'exutoire de la tourbière.

Ces trois situations appellent les commentaires suivants. Lorsque le niveau de la nappe est peu élevé, du fait de la sollicitation du stock d'eau à la suite d'une forte évapotranspiration, les pluies reconstituent prioritairement le stock d'eau dans le sol, et comme l'ont montré des observations in situ, peuvent même permettre une remontée de la nappe (STREEL *et al.*, 1985). Dans de telles situa-

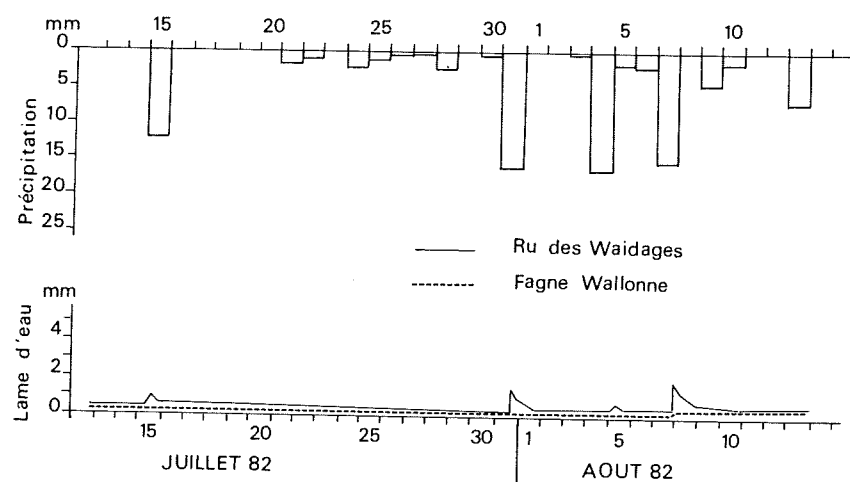


Fig. 4. Réponse des débits aux précipitations en pleine période estivale.

tions, aucun écoulement de crues ne se produit et il y a absence de toute réponse des débits aux précipitations. Ceci démontre donc que le processus prédominant n'est pas un ruissellement de type hortonien mais bien un écoulement rapide de crue qui fait intervenir les notions de "partial contributing area" de "saturation overland flow" et de "return flow", notions formulées initialement par KIRKBY & CHORLEY (1967) ainsi que par HEWLETT & HIBBERT (1967) et développées ultérieurement dans plusieurs études (DUNNE & BLACK, 1970; HUMBERT, 1982; COSANDEY 1986, 1988).

Tableau II. Comparaison entre lames d'eau à l'exutoire des bassins versants de la Fagne Wallonne et du Ru des Waidages (année 1982)

	Ru des Waidages (pessières)			Fagne Wallonne				
	P	ETP	Q	Q/P	D	Q	Q/P	D
1.3 - 7.3	26.8	29.8	11.5	(0.43)	15.3	27.0	(1.00)	0.0
8.3 - 30.3	79.3		35.6	(0.45)	43.7	74.9	(0.94)	4.4
31.3 - 30.4	100.2	47.9	58.1	(0.58)	42.1	90.1	(0.90)	10.1
17.5 - 30.5	78.0	36.2	17.1	(0.22)	60.9	42.8	(0.55)	35.2
2.6 - 27.6	125.4	58.3	38.0	(0.30)	87.4	51.0	(0.41)	74.4
12.7 - 14.8	74.4	87.6	14.1	(0.19)	60.3	5.8	(0.08)	68.6
30.8 - 4.1	74.2	54.8	15.1	(0.20)	59.1	15.5	(0.21)	58.7

P précipitations à Mont Rigi (en mm)

ETP évapotranspiration potentielle (en mm) calculée à Mont Rigi par la méthode de Penman

Q débit (en mm)

D déficit d'écoulement (en mm)

Q/P coefficient d'écoulement

L'absence de réponse des débits aux précipitations se marque le mieux dans le bassin en fagne, du fait que le déficit à combler peut atteindre des valeurs plus importantes. Ce principe se vérifie en mai-juin, mais à un degré moindre, puisque l'évapotranspiration a sollicité le stock d'eau mais seulement de façon modérée, ce qui explique le léger retard dans la réponse des débits aux précipitations.

Les différences mises en évidence en période hivernale, quant à l'importance des lames d'eau écoulée à l'exutoire de chacun des bassins, tendent non seulement à s'estomper en début de période estivale, mais s'inversent même en juillet-août (tableau II). Ceci du fait qu'en fagne, le déficit en eau à combler est plus important, mais ceci implique également que la plus grande disponibilité en eau permet d'entretenir une évapotranspiration effective plus importante, comme cela a d'ailleurs été mis en évidence par EVERBECQ (1979). Cette influence prépondérante de l'évaporation sur les variations de niveau des nappes situées dans la tourbe a d'ailleurs été clairement démontrée par TOMLINSON

(1979), cet auteur attribuant à la seule évaporation, les variations du niveau de la nappe en dessous d'une profondeur critique (estimée à 6-8 cm), elle-même fonction de la diminution de la perméabilité de la tourbe avec la profondeur. D'autre part, le coefficient d'écoulement moyen estival est, pour le Ru des Waidâges, fort comparable à celui obtenu par MONJOIE et CAJOT (1983), dans le bassin versant de la Robinette, tout proche et lui aussi entièrement couvert de résineux,  $Q/P = 0.25$ , alors que le coefficient d'écoulement moyen annuel y atteint 0.47.

**C. Période de tarissement.** De façon générale, l'analyse de la vidange des aquifères en période de non réalimentation des nappes permet de calculer les coefficients liés à l'écoulement hypodermique d'une part, ceux liés à l'écoulement de base d'autre part, ces derniers résultant soit de la vidange des nappes situées dans le bed-rock altéré, soit dans la zone sous-jacente fissurée mais compacte. Ces coefficients ont été systématiquement calculés dans chacun des bassins en appliquant la loi de MAILLET (*in* LOUP, 1974) où le coefficient est obtenu à partir de l'équation de la courbe de tarissement  $Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$  (où  $Q_0$  est le débit initial du régime considéré et  $Q_t$  le débit après un temps  $t$ ).

En diagramme semi-logarithmique, ce coefficient  $\alpha$  correspond au coefficient angulaire de la droite de tarissement.

Les valeurs des différents coefficients calculés pour l'été et l'automne 1982 caractérisé par une période de sécheresse marquée sont présentées au tableau III. A titre de comparaison, ont également été repris sur ce tableau, les résultats obtenus par SORÉE (1980) et JONLET (1981) sur ces mêmes bassins versants.

Tableau III : Coefficient de décrue (en jours<sup>-1</sup>)

	Fagne Wallonne				Ru des Waidages		
	$\alpha_1$	$\alpha_2$	$\alpha_2'$	$\alpha_3$	$\alpha_1$	$\alpha_2$	$\alpha_3$
MBUYU & PETIT (1982)		0.12	0.09	0.06		0.05	0.018
SORÉE (1979)	0.30	0.12	0.08				
JONLET (1980)	0.34	0.10		0.06	0.48	0.05	

En Fagne Wallonne, trois familles de droites se détachent : l'une avec des valeurs de l'ordre de  $0.3 \text{ j}^{-1}$  correspondant probablement à l'écoulement hypodermique, l'autre avec des valeurs oscillant autour de  $0.10 \text{ j}^{-1}$  et une dernière avec des valeurs de l'ordre de  $0.06 \text{ j}^{-1}$ . Dans le Ru des Waidâges, trois familles apparaissent également - écoulement hypodermique avec des valeurs proches de  $0.5 \text{ j}^{-1}$ , écoulement de base avec des valeurs de  $0.05 \text{ j}^{-1}$  et avec des valeurs beaucoup plus faibles encore ( $0.02 \text{ j}^{-1}$ ).

Les valeurs du bassin de la Fagne Wallonne concordent bien avec celles trou-

vées par ANCION (1977) à l'exutoire de la tourbière active, située en Fagne Wallonne également ( $\alpha_1 = 0.4$  et  $\alpha_2 = 0.114$ ). Par ailleurs, les valeurs du Ru des Waidâges peuvent être mises en relation avec celles obtenues par MONJOIE et CAJOT (1983) dans le bassin versant de la Robinette ( $\alpha_1 = 0.5$  et  $\alpha_2 = 0.15$ ), valeurs qui correspondraient respectivement à l'écoulement hypodermique d'une part, à la vidange de la nappe située dans le bed-rock altéré et de la zone sous-jacente fissurée d'autre part. En synthèse des différents aquifères présents dans le massif des hautes Fagnes, MONJOIE et CAJOT (1985) distinguent quatre types d'aquifères :

- nappes de fissures dans les zones failleuses ou altérées caractérisées par des coefficients de tarissement généralement faibles ( $0.05 \text{ j}^{-1}$  à  $0.1 \text{ j}^{-1}$ );
- nappe logée dans le manteau d'altération avec des coefficients de tarissement de l'ordre de  $0.4 \text{ j}^{-1}$  à  $0.6 \text{ j}^{-1}$ , ce qui pourrait représenter une forme d'écoulement hypodermique;
- petites nappes locales dans les dépôts tertiaires;
- nappe des formations tourbeuses avec des coefficients variant de  $0.1$  à  $0.4 \text{ j}^{-1}$ .

Ces valeurs cadrent bien avec celles mises en évidence dans les deux bassins étudiés. D'autre part, lorsqu'on analyse l'ensemble de la période sèche de juillet à octobre 1982, il apparaît que le tarissement s'amorce plus tôt sous épicéas alors qu'en fagne l'écoulement hypodermique dure plus longtemps. Il n'est pas exclu que, vu la disposition de la tourbe en différentes couches et la réduction de sa perméabilité avec la profondeur qui, selon TOMLINSON (1979) entrave la percolation, il se développe probablement un écoulement latéral à faible profondeur.

Enfin, l'évaluation des réserves en eau, calculée en septembre 1982 sur base du coefficient de tarissement (les réserves sont égales au quotient du débit de base par le coefficient de tarissement) montrent qu'elles sont plus importantes dans le bassin de la fagne (25 mm) que sous épicéas (16 mm).

## CONCLUSION

En période hivernale - lorsque l'on se trouve à saturation - l'influence du substrat tourbeux se fait peu sentir. Il existe un écoulement rapide de crue dans le bassin drainant la lande tourbeuse, tout comme dans le bassin forestier. La différence de couvert végétal est alors prépondérante en terme de bilan, puisque le bassin forestier - du fait de l'interception et de l'évaporation directe qui en résulte - évacue une lame d'eau nettement moins importante que le bassin drainant la lande tourbeuse. En présence d'une couverture neigeuse, il se vérifie que la crue résultant de la fonte de la neige est retardée sous couvert forestier et que le volume total écoulé se trouve réduit.

En revanche, l'influence du substrat tourbeux se marque nettement en période

estivale, lorsque l'évapotranspiration a pu solliciter le stock d'eau. Même en présence de fortes pluies, il ne se déclenche pas d'écoulement rapide de crue dans le bassin sur tourbe, car elles servent prioritairement à reconstituer le stock en eau. Toutefois, il peut se produire un écoulement de type hypodermique, dû probablement à un effet piston tel que décrit par COSANDEY (1988), favorisé en outre par la réduction de la perméabilité de la tourbe en fonction de la profondeur et par la stratification qui existerait en son sein.

Par ailleurs, il apparaît que le seuil de saturation nettement moins important dans le bassin forestier, y permettrait une circulation plus rapide et y provoquerait un ruissellement plus important et bien généralisé - avec prédominance d'écoulement superficiel de type hortonien associé à un taux de recharge assez faible.

Enfin, comme le notait ALEXANDRE (1978) en synthèse de travaux effectués en Fagne Wallonne, le substrat tourbeux apparaît comme un pourvoyeur d'eau qui permet surtout d'entretenir l'évaporation durant les périodes sèches, les quantités rétrocedées à l'exutoire du bassin étant alors fort limitées, voisines, sinon moindres en importance que celles écoulées à l'exutoire de la pessière.

## REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient le Professeur R. SCHUMACKER et son équipe de la Station scientifique du Mont Rigi (Université de Liège) ainsi que le Service des Barrages du Ministère des Travaux Publics pour avoir mis à leur disposition certains documents nécessaires à l'élaboration de ce travail. Ils remercient également les Professeurs J. ALEXANDRE et A. PISSART (Université de Liège) pour leurs remarques et suggestions faites lors de la lecture critique du manuscrit.

## BIBLIOGRAPHIE

- ANCIEN, L., 1977. Contribution à l'écologie de la tourbière de la Fagne Wallonne. Mémoire Lic. Sc. Géogr., inédit, conservé à l'Univ. Liège, 82 p.
- ALEXANDRE, J., 1978. La Fagne Wallonne et la station du Mont Rigi. Excursion du 31 octobre 1978, L'environnement, Colloque International, Liège : 133-136.
- BOUILLENNE, 1954. Le régime hydrique des Hautes Fagnes et la végétation des tourbières, La technique de l'eau. Déc. 1953, janv.-fév. 1954 : 1-11.
- BULTOT, F. & DUPRIEZ, G.L., 1976. Conceptual hydrological model for an average-size catchment area, J. Hydrol., 29 : 251-292.
- BULTOT, F. & DUPRIEZ, G.L., 1981. Bilans hydriques et données hydrologiques pour la conception des projets de mise en valeur de ressources en eau dans les bassins hydrographiques belges, Publ. IRM série A, 107, 149 p.
- CHARBONNEAU, R., MORIN, G. & FORTIN, J.P., 1979. Effet du pourcentage et de la distribution des surfaces boisées sur les crues de fonte de neige, J. Hydrol., 41, 93-103.

- COSANDEY, C., 1986. De l'origine de l'écoulement rapide de crue dans un petit bassin versant forestier breton, Z. Géomorph. N.F. Suppl. - Bd, 60 : 177-186.
- COSANDEY, C., 1988. Etude de la formation de l'écoulement rapide de crue dans un petit bassin versant forestier breton, La Houille blanche, 5 (6) : 381-383.
- DEMOULIN, A., 1980. L'évolution géomorphologique du plateau des Hautes Fagnes et de son versant septentrional, Bull. Soc. Belg. Géogr., 49 (1) : 21-45.
- DUNNE, T., & BLACK, R.D., 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England Watershed. Water Resources Res., 6(5) : 12-96.
- EVERBECQ, P., 1977. Observations climatologiques dans une tourbière des Hautes Fagnes, Mémoire Lic. Sc. Géogr., inédit, conservé à l'Univ. Liège, 95 p.
- FROMENT, A., 1968. L'ancienne économie rurale de l'Ardenne et son incidence sur la végétation des Hautes Fagnes, Bull. Soc. Géogr. Liège, 4 : 23-39.
- HEWELETT, J.D. & HIBBERT, A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas, in SOPPER, W.E. & LULL, H.W. (Eds) International Symposium on Forest Hydrology, Oxford, 275-290.
- HUMBERT, J., 1982. Cinq années de bilans hydrologiques mensuels sur un petit bassin versant des Hautes Vosges (1976-1980), Le bassin du Ringelbach, Recherches Géog. Strasbourg, 19-21 : 105-122.
- HUMBERT, J., 1985. Genèse et développement des crues dans deux vallées vosgiennes (Fecht et Weiss) : l'exemple des crues d'avril et mai 1983, Mosella, n° spécial "Les crues de 1983 en Alsace et en Lorraine" Hommage à René Frécault, 15 : 67-125.
- JONLET, P., 1981. Adaption d'un modèle à réservoirs en vue de la prévision du débit journalier d'une rivière des Hautes Fagnes. Observations de terrain et traitement des données, Mémoire Lic. Sc. Géogr., inédit, conservé à l'Univ. Liège, 196 p.
- KALOMBO, K., 1986. La mesure et les facteurs de l'évaporation effective sur le plateau des Hautes Fagnes (Belgique), Thèse doctorat Sc. Géogr., inédit, conservé à l'Univ. Liège, 367 p.
- KIRKBY, M.J. & CHORLEY, R.J., 1967. Throughflow, overland flow and erosion. Bull. Internat. Ass. Scient. Hydrology, 12, 5-21.
- LAMBERT, R., 1968. Recherche de la structure hydrologique d'un bassin versant. Ann. Géog., 77 : 687-706.
- LAMBERT, J., 1975. Recherches hydrologiques dans le sud est du bassin garonnais. Thèse doctorat, Univ. Toulouse; in Comptes rendus critiques de J. TRICART, Revue Géom. Dyn., 25 : 73-75.
- LOUP, J., 1974. Les eaux terrestres. Masson, Paris, 173 p.
- MBUYU, N., 1989. Etude des paramètres influençant les relations pluie-débit. Modèle de prévision des crues. Application aux bassins alimentant le lac d'Eupen : Helle, Getz et Vesdre. Thèse doctorat Sc. Géogr., inédit, conservé à l'Univ. Liège, 302 p.
- MONJOIE, A. & CAJOT, O., 1983. Aspects hydrologiques des bassins expérimentaux de la Robinette et du Waroneux. In Les Ecosystèmes forestiers en Wallonie, comptes rendus du colloque du Groupe Wallon d'Etude des écosystèmes forestiers, HANOTIAUX Ed. Gembloux, 57-69.
- MONJOIE, A. & CAJOT, O., 1985. Les aquifères présents dans le Massif des Hautes Fagnes, Hautes Fagnes, 51(3) : 80-81.
- PAHAUT & TAVERNIER, 1973. Texte explicatif de la planchette de Hoffrai, 149 E., in : La carte des sols de la Belgique. Publication du Comité pour l'établissement de la carte des sols et de la végétation de la Belgique. IRSIA.
- PETIT, F., 1985. L'évaporation résultant de l'interception de la neige par différents types de couverts forestiers, Bull. Soc. Géogr. Liège, 21 : 89-96.
- PETIT, F. & ERPICUM, M., 1983. Evaluation de l'évapotranspiration réelle d'une pessière. Comparaison avec l'évapotranspiration potentielle, Bull. Soc. Géogr. Liège, 19, 139-159.

- PETIT, F. & KALOMBO, K., 1984. L'interception des pluies par différents types de couverts forestiers. Bull. Soc. Géogr. Liège, 20 : 99-127.
- PETIT, F. & SCHUMACKER, R., 1986. Etude des débits de l'Eau Rouge (Bernister) à son franchissement par l'A.27. Rapport à l'Administration des Routes; Division des tracés spéciaux, Univ. Liège, 25 p. + annexes.
- PISSART, A., 1961. Les inondations dans la région de Verviers-Eupen. Etude préalable à un aménagement du territoire. Bull. Cebedeau, 123 : 62-75.
- PLAMONDON, A.P., PREVOST, M. & NAUD, R.C., 1984. Accumulation et fonte de la neige en milieux boisés et déboisés, Géog. physique et Quaternaire, 38(1) : 27-35.
- ROCHE, M., 1963. Hydrologie de surface, Gauthier-Villars, Paris, 429 p.
- SORÉE, M. 1980. Facteurs naturels du débit d'une rivière des Hautes Fagnes. Essais d'adaptation de modèles. Mémoire Lic. Sc. Géogr., inédit, conservé à l'Univ. Liège, 93 p.
- SPORCK, J., 1951. Etude du régime du ruisseau de la Gileppe d'après les relevés quotidiens effectués au barrage, de 1880 à 1947, Ann. Soc. Géol. Belgique, 75 : 97-109.
- STREEL, M., ERPICUM, M., GROULARD, J.M. & CRAHAY, M. 1985. Variations de la nappe d'eau superficielle en relation avec le colmatage des drains en Fagne des Deux Séries, Hautes Fagnes, 51(4) : 104-105.
- TOMLINSON, R.W., 1979. Water levels in peatlands and some implications for runoff and erosional processes. *in* Geographical approaches to fluvial processes. PITTY, A.F. Ed. Geo Abstracts, Norwich, 149-162.