

MODÉLISATION HYDROLOGIQUE SUR LE SUPER SITE CENTRAL EST D'HAPEX-SAHEL. PREMIÈRE ÉTAPE : DES PARCELLES EXPÉRIMENTALES AUX MICRO-BASSINS VERSANTS

**C. PEUGEOT^{1,3}, B. CAPPELAERE¹, P. CHEVALLIER¹, M. ESTEVES², S. GALLE²,
J.L. RAJOT², J.P. VANDERVAERE³.**

RÉSUMÉ

Dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel, un modèle hydrologique distribué à bases physiques est testé sur trois petits bassins versants sahéliens de la région de Niamey (Niger) afin d'estimer la répartition des flux de surface entre infiltration sur les versants et dans le lit du cours d'eau, et écoulement à l'exutoire. Les paramètres de la production et du transfert de ruissellement sur les versants sont estimés séparément à partir des crues enregistrées à l'échelle de deux parcelles de ruissellement, avant d'être transposés à l'échelle des petits bassins, décomposés en différentes unités hydrologiques dont le fonctionnement est assimilé à celui des parcelles. Le modèle reconstitue bien les crues sur les parcelles pour la majeure partie des événements mais la production de ruissellement sur les versants des bassins semble surestimée. Des adaptations du modèle sont nécessaires avant de pouvoir améliorer la qualité des simulations et son utilisation sur des bassins plus grands.

¹Laboratoire d'Hydrologie, Orstom, BP 5045, 34032 Montpellier cedex.

²Orstom, BP 11416, Niamey, Niger.

³Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (CNRS URA 1512, UJF, INPG), BP 53 38041 Grenoble cedex 9.

INTRODUCTION

Au Sahel, à l'échelle d'un degré carré ou de la maille de calcul des modèles de circulation générale de l'atmosphère, la composante *ruissellement de surface* peut être négligée dans le bilan hydrologique, devant l'évaporation et la recharge des aquifères par infiltration. Dans la zone d'étude (70 km à l'est de Niamey, Niger) les grands bassins versants fonctionnels sont rares. Mais, si l'on réduit la maille d'observation, le ruissellement de surface prend une part croissante et, à l'échelle d'un versant, on mesure des écoulements dans les axes de drainage au moment des averses. La redistribution de l'eau vers les nappes ou vers l'atmosphère s'opère à l'échelle locale et cependant, on connaît mal les chemins de l'eau sur un versant.

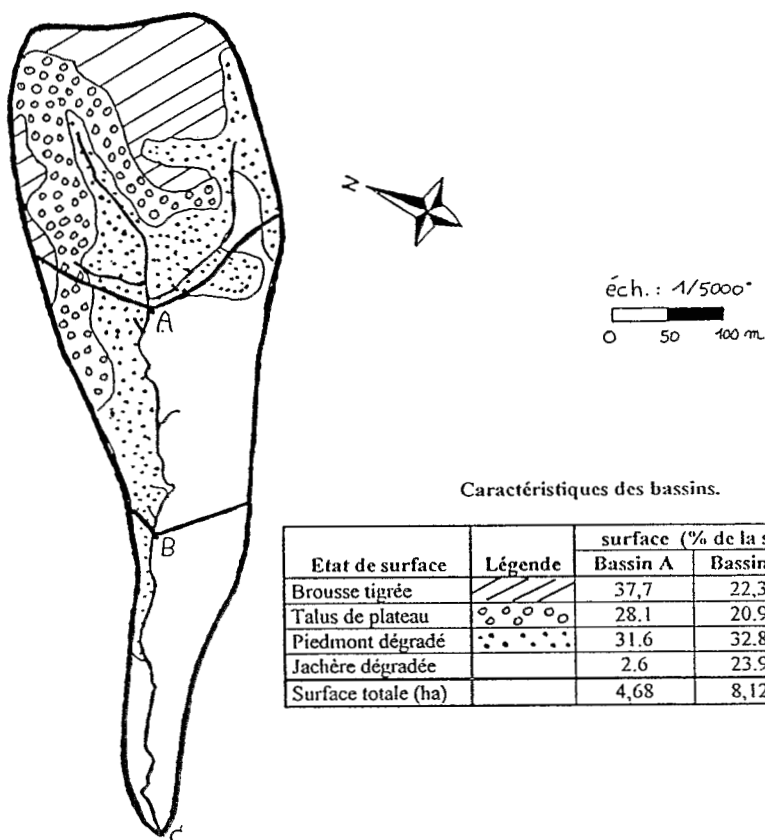
Cette étude constitue une première étape dans la détermination de la répartition des flux d'eau de surface à l'échelle du versant. À partir des mesures réalisées sur des petits bassins du Super site central est de l'expérience Hapex-Sahel, on se propose de déterminer, en particulier, la production de ruissellement propre aux versants et la fraction de pluie infiltrée dans le fond du cours d'eau.

Pour cela, un modèle hydrologique distribué à bases physiques est appliqué d'abord à l'échelle locale puis à l'échelle des bassins. Un autre objectif de l'étude consiste à vérifier que ce modèle est adapté au contexte des sols encroûtés caractéristiques de la zone d'étude en vue de la modélisation ultérieure de bassins plus vastes.

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Au cours des saisons des pluies 92 et 93, un suivi hydrologique intensif a été mené sur le bassin de Banizoumbou, et plus particulièrement sur un versant de ce bassin qui constitue une toposéquence caractéristique de la région. On y rencontre, d'amont en aval, un plateau cuirassé de pente très faible occupé par des arcs de végétation alternant avec des bandes de sol nu (brousse tigrée), et un talus de plateau abrupt recouvert par endroits d'un placage sableux qui descend en pente douce vers un petit bas-fond. (COURAULT *et al.*, 1990). Le ruissellement est essentiellement produit sur les bords de plateau et sur les zones dégradées (figure 1). Les mesures de débits montrent que d'importantes quantités d'eau s'infiltrent dans le fond de la ravine. On se propose de les quantifier.

Pendant la saison des pluies 1993, un suivi hydrologique intensif a été réalisé sur deux parcelles de ruissellement installées l'une sur le sol nu (très argileux) du plateau et l'autre sur une jachère dégradée (sol sableux).



Caractéristiques des bassins.

Etat de surface	Légende	surface (% de la surface totale)		
		Bassin A	Bassin B	Bassin C
Brousse tigrée		37,7	22,3	18,2
Talus de plateau		28,1	20,9	17,1
Piedmont dégradé		31,6	32,8	28,1
Jachère dégradée		2,6	23,9	36,6
Surface totale (ha)		4,68	8,12	9,95

Figure 1 :

Caractéristiques des bassins étudiés
(D'après RAJOT et ESTEVES, 1994).

Les parcelles de ruissellement sont des surfaces naturelles rectangulaires de 5 mètres de largeur et d'une vingtaine de mètres de longueur délimitées par une bordure métallique et équipées à l'aval d'une cuve et d'un limnimètre automatique permettant la mesure des volumes ruisselés et l'enregistrement des crues. On a également observé les crues de trois petits bassins versants naturels définis par trois stations de jaugeage implantées le long d'une ravine qui prend naissance au bord du plateau et se prolonge vers le bas-fond (figure 1). Quatre états de surface principaux constituent ces bassins : le sol nu de brousse tigrée (avec quelques arcs de végétation) et le talus de plateau d'une part, le piedmont dégradé et des jachères plus ou moins dégradées d'autre part.

Pour chaque crue, on dispose du hyétogramme de l'averse enregistrée sur un poste du réseau Epsat Niger situé sur les bassins (LEBEL *et al.*, 1992), et des hydrogrammes enregistrés sur les parcelles (PEUGEOT, 1994) et les bassins (ESTEVEs, 1994). L'humidité du sol est mesurée après chaque averse sur les parcelles et sur une toposéquence voisine. Un petit modèle simple (GALLE, 1994, com. personnelle) donne pour chaque site une estimation de l'état du sol au début de l'averse. Les *états de surface* des bassins, qui désignent les caractéristiques de la surface du sol (type de croûte, végétation, micro-relief), ont été cartographiés à partir de photographies aériennes (RAJOT et ESTEVES, 1994). Leur répartition servira à la décomposition des bassins en unités hydrologiques homogènes.

Sur notre zone d'étude, comme plus généralement en zone sahélienne, les écoulements des versants sont essentiellement dus au ruissellement de surface et les aquifères sont généralement profonds. On se limitera donc à la simulation de l'alimentation du cours d'eau par le ruissellement des versants et au transfert de l'eau jusqu'à l'exutoire des bassins.

Pour cela, nous avons utilisé un modèle hydrologique distribué à bases physiques : le modèle Swatch (MOREL-SEYTOUX et ALHASSOUN, 1987).

Dans ce modèle, la surface topographique d'un bassin versant est décomposée en une succession de plans rectangulaires (unités) de pente variable. Le réseau hydrographique est fragmenté, si nécessaire, en une succession de biefs rectilignes qui reçoivent les écoulements issus des plans. Swatch ne permet pas sous sa forme actuelle de simuler la présence d'une croûte en surface. Le compartiment sol est donc supposé homogène. Toutes les simulations que nous avons réalisées utilisent principalement trois modules du modèle : l'infiltration de l'eau dans le sol, le transfert du ruissellement sur les versants et le transfert de l'eau dans le cours d'eau.

Pour le calcul des transferts en zone non saturée, le modèle utilise la loi d'infiltration formulée par GREEN et AMPT (1911), dans laquelle la pression capillaire au front d'infiltration est exprimée en fonction de sa valeur maximale H_c (MOREL-SEYTOUX, 1978). Ce module utilise 5 paramètres : l'humidité à saturation et résiduelle et l'humidité initiale, qui sont mesurées, la conductivité hydraulique à saturation (K_s) et H_c dont les valeurs sont déterminées par calage.

Le transfert de l'eau sur les versants est représenté par les équations de l'onde cinématique, résolues sous forme analytique par la méthode des caractéristiques. Outre les caractéristiques géométriques des versants, il faut connaître une valeur la rugosité (n) de la surface (coefficient de Manning) ; elle est également déterminée par calage.

Enfin, le modèle laisse le choix à l'utilisateur entre trois méthodes pour le calcul du transfert en chenal (onde cinématique, Muskingum, ou réservoir linéaire). Pour des raisons de simplicité, nous avons retenu la dernière méthode, qui

considère chaque bief comme un réservoir linéaire. La section d'un bief est supposée constante et rectangulaire et ses dimensions sont déterminées à partir des données de terrain. Deux paramètres sont nécessaires à ce module : la constante de temps du réservoir et le temps de retard qui permet d'opérer une translation selon l'axe des temps.

Le modèle a dû être adapté pour permettre la modélisation des crues à pas de temps fin. Le pas de temps de la minute (deux minutes pour les plus gros événements) a été retenu pour l'ensemble des simulations.

RÉSULTATS À L'ÉCHELLE DES PARCELLES

La géométrie simple des parcelles de ruissellement rend aisée leur représentation dans Swatch : une unité aux dimensions réelles de la parcelle alimente un bief de dimensions réduites dans lequel on ne simule aucun transfert. Dans un souci de vraisemblance, on s'est attaché à déterminer d'abord les paramètres de la fonction de production afin de reconstituer au mieux le bilan pour chaque averse. On considère le transfert sur les versants dans une seconde étape, et l'on procède au calage des paramètres de la fonction transfert afin d'optimiser la reconstitution de la forme des hydrogrammes. Cette démarche est rendue possible par la représentation des parcelles en une seule unité : sans apports de l'amont, le ruissellement ne provient que de la pluie. On privilégie ainsi la simulation des volumes ruisselés plutôt que celle des formes des crues afin de pouvoir estimer la production des versants.

On répartit les crues dans trois classes selon la valeur de la lame ruisselée observée et l'on extrait de chaque classe la moitié des crues pour constituer un échantillon de calage, l'autre moitié étant destinée à la validation.

CALAGE DE LA FONCTION DE PRODUCTION

Pour chaque crue de l'échantillon de calibration, on recherche les couples (Hc, Ks) qui satisfont à la relation

$$Lr_{calc}(Hc, Ks) = Lr_{obs} \quad (1)$$

où Lr est la lame ruisselée.

L'intersection des courbes $Hc=f(Ks)$ détermine le couple de paramètres optimal qui permet de satisfaire la relation (1) pour toutes les crues observées. En fait, ce couple optimal est difficile à calculer car les courbes $Hc=f(Ks)$ n'ont pas d'intersection commune évidente (figure 2).

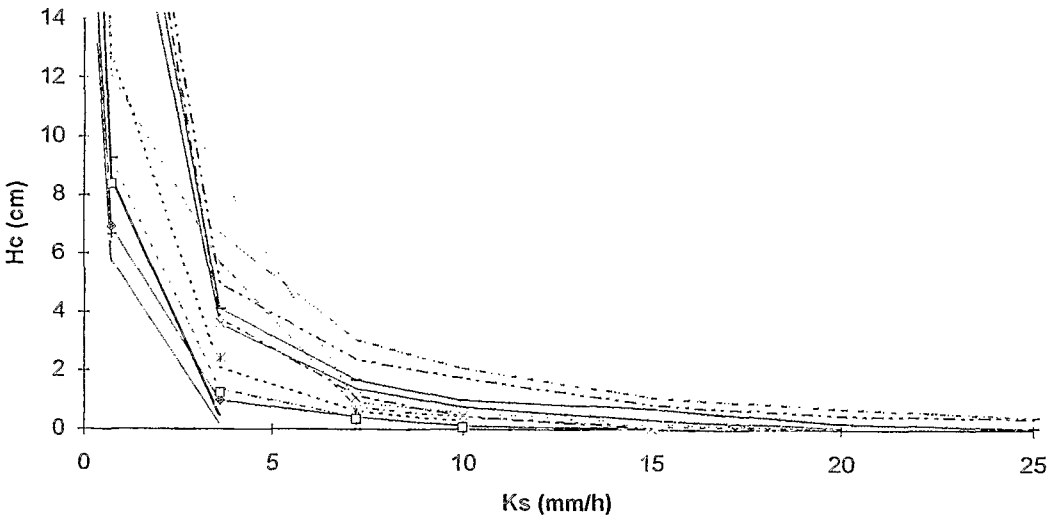


Figure 2 :

Relations $H_c=f(K_s)$ satisfaisant à (1), établies pour 16 crues de l'année 1993 sur la parcelle de brousse tigrée.

On choisit donc de fixer la valeur de la conductivité hydraulique à saturation en respectant trois conditions : la valeur de K_s doit être du même ordre de grandeur que la valeur mesurée *in situ*, elle doit correspondre à une gamme la plus réduite possible de valeurs de H_c et doit définir un domaine dans lequel il existe une valeur de H_c qui permette de satisfaire la relation (1) pour chaque crue (en effet, pour une valeur donnée de la conductivité hydraulique, la valeur de la lame ruisselée calculée est maximale pour $H_c=0$; si cette valeur maximale est inférieure à la lame observée, il n'est pas possible de reconstituer la crue). Pour le site de brousse tigrée, la valeur mesurée permet de réaliser les trois conditions ci-dessus et pour le site de jachère la valeur adoptée est proche de la borne supérieure de l'intervalle de confiance sur la mesure (tableau 1).

Tableau 1
Valeurs choisies pour K_s et valeurs mesurées

Site	K_s fixé (mm/h)	K_s mesuré (mm/h)	Int. de conf. sur la mesure (+/- $1.\sigma$)
sol nu brousse tigrée	7,9	7,9 (*)	-
jachère dégradée	19,8	6,8 (**)	1,4 - 17,5

(*) : conductivité du sol sous-jacent à la croûte (VANDERVAERE *et al.*, 1994).

(**) : conductivité d'une croûte algale sur jachère dégradée. VANDERVAERE, 1994 (communication personnelle).

La valeur de Ks étant maintenant connue, on calcule pour chaque crue la valeur de Hc permettant de réaliser la condition (1). On obtient une gamme de valeurs assez étendue, dont les plus fortes valeurs correspondent aux fortes crues.

La moyenne arithmétique des valeurs Hc sur l'échantillon d'analyse est retenue comme valeur de calage du paramètre.

CALAGE DE LA FONCTION DE TRANSFERT

On cherche maintenant à déterminer le coefficient de rugosité de Manning (n) de la surface du sol qui intervient dans le transfert sur les versants, et temps de retard (tr) du réservoir linéaire qui entre en jeu dans le transfert en rivière. On ne simule pas de transfert en chenal à cette échelle mais on a constaté un décalage de durée variable entre les heures des averses et des crues dû à un défaut de synchronisation des limnigraphes et du pluviographe. Le paramètre tr nous permet donc de tenir compte des incertitudes sur les heures du début des averses et des crues qu'il n'a pas été possible de corriger totalement.

Pour chaque crue de l'échantillon de calage, on détermine le couple (n , tr) qui permet une reconstitution optimale de la crue, au sens du critère de NASH (1969) défini par :

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obs_i} - Q_{calc_i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{obs_i} - \bar{Q})^2} \quad (2)$$

Pour une série de N débits observés Q_{obs_i} , ce critère mesure l'efficacité de la reconstitution des débits calculés Q_{calc_i} . Le couple optimal de paramètres (n , t_r) pour une crue donnée correspond à la valeur de E la plus proche de l'unité.

Comme à l'étape précédente, la valeur de calage de n est la moyenne arithmétique \bar{n} des valeurs de rugosité. Le paramètre t_r (calculé pour chaque crue) est considéré comme un paramètre correctif et la valeur propre à chaque crue est conservée pour la validation.

VALIDATION

Les valeurs des paramètres déterminées par calage sont résumées dans le tableau 2. L'ordre de grandeur des valeurs de Hc est satisfaisant au regard des types de sol correspondant mais les valeurs obtenues pour n sont faibles et il semble qu'ici, ce paramètre ne représente pas uniquement la rugosité de la surface du sol.

Tableau 2
Valeurs de H_c et n obtenues par calage et intervalle de confiance

Site	H_c moyen (cm)	$H_c \pm 1\sigma$	n	$n \pm 1\sigma$
Sol nu brousse tigrée	0,68	[0,24 - 1,12]	0,022	[0,005 - 0,039]
Jachère dégradée	1,48	[0 - 2,87]	0,0063	[0,001 - 0,01]

Le modèle appliqué avec ces valeurs aux crues des échantillons de validation permet une reconstitution satisfaisante de la lame écoulee sur les deux parcelles (figure 3 (a) et (b)) excepté pour les deux plus gros événements de la parcelle de jachère (22/8/93 et 3/9/93) pour lesquels la valeur de calage de H_c est manifestement trop faible ce qui mène à une surestimation du volume ruisselé.

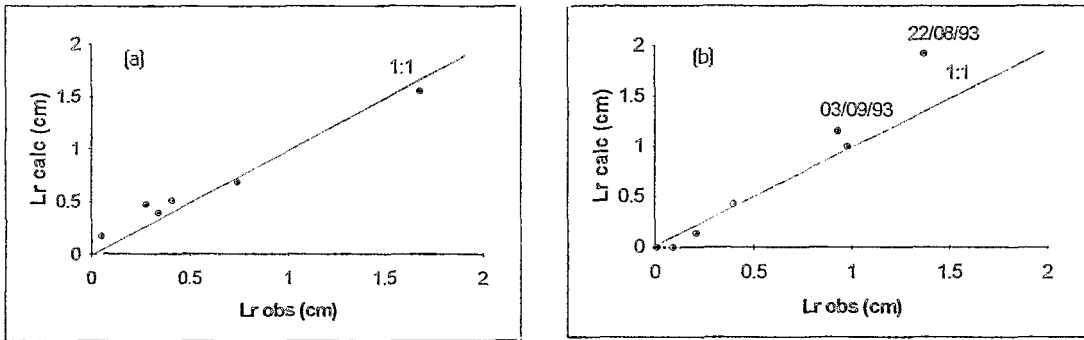


Figure 3 :
Validation. Lames ruisselées reconstituées pour la parcelle de brousse tigrée (a) et de jachère (b).

De la même manière, la simulation de la forme des hydrogrammes à partir de la valeur de calage de n et de la valeur de t_r propre à chaque crue est satisfaisante sur la parcelle de brousse tigrée avec E supérieur à 80 % pour la plupart des événements (tableau 3). Les résultats sont moins bons sur la parcelle de jachère.

Tableau 3
Reconstitution des crues. Événements classés par ordre croissant de la valeur du critère de NASH

Site de brousse tigrée		Site de jachère	
Date crue	E (Nash)	Date crue	E (Nash)
29/07/1993	0,69		
18/09/1993	0,71		
06/07/1993	0,8	03/09/1993	0,22
03/09/1993	0,82	18/09/1993	0,54
07/07/1993	0,84	14/07/1993	0,7
31/07/1993	0,93	29/07/1993	0,93
22/08/1993	0,94		

Les figures 4 (a) et (b) présentent les hydrogrammes calculés et observés pour l'événement le plus important observé sur chaque parcelle, et illustrent la tendance observée dans le tableau 3.

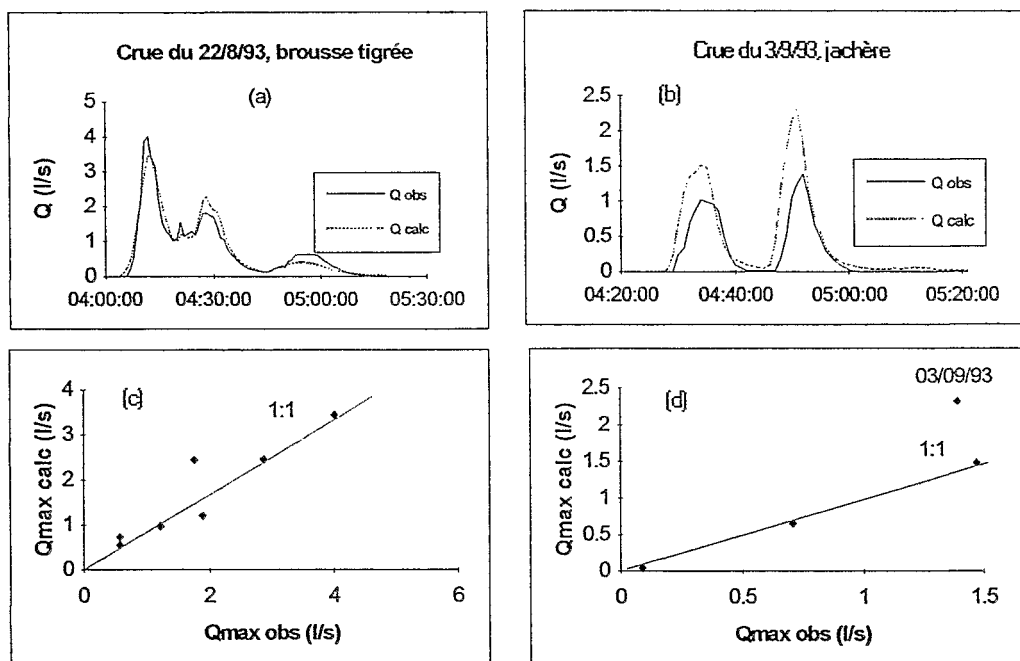


Figure 4 :

Validation. Crues simulées et observées, et reconstitution des débits maxima pour la parcelle de brousse tigrée [(a) et (c)] et pour la parcelle de jachère [(b) et (d)].

La reconstitution des débits de pointe des crues est satisfaisante (figure 4 (c) et (d)), excepté pour la crue du 3/9/93 sur la parcelle de jachère.

Contrairement à la surface du plateau qui reste totalement nue, la surface de la jachère voit se développer au cours de la saison un tapis graminéen peu dense qui peut modifier les caractéristiques de la surface et l'aptitude au ruissellement. Cette évolution temporelle des états de surface n'est pas prise en compte par le modèle et peut expliquer les résultats moins bons obtenus sur cette parcelle. Par ailleurs, un échantillon de crues plus important pourrait peut-être améliorer les simulations.

MODÉLISATION À L'ÉCHELLE DES PETITS BASSINS

Nous allons maintenant considérer que les versants des bassins se comportent comme les parcelles de ruissellement, et appliquer les paramètres déterminés précédemment à l'échelle des bassins pour simuler les crues observées aux trois stations. Préalablement, la représentation des bassins sous une forme compatible avec le modèle est nécessaire.

On fait l'hypothèse que le plateau et le talus réagissent comme la parcelle de brousse tigrée et l'on assimile le piedmont et la jachère dégradée au fonctionnement de la parcelle de jachère. Ce regroupement est certainement un peu abusif en ce qui concerne le talus de plateau dont on peut penser, en raison de sa constitution, qu'il ruisselle moins que le sol nu, mais on ne dispose pas de mesure du ruissellement sur ce type de surface. On néglige les petits diverticules et l'on ne considère qu'un seul axe de drainage.

Les bassins schématiques sont constitués d'un bief rectiligne de section rectangulaire et pente constante auquel sont associés, de part et d'autre, des panneaux rectangulaires qui représentent les unités jachère et brousse tigrée, et dont les dimensions sont calculées de manière à conserver les surfaces réellement occupées par ces unités. La pente des panneaux et des biefs est la pente moyenne calculée à partir de la topographie. (figure 5).

Sous sa forme actuelle, le modèle Swatch prend mal en compte les infiltrations dans le lit du cours d'eau et il ne permet donc pas la reconstitution des crues observées sur les bassins. Cependant, pour chaque crue on peut calculer la production des versants et en déduire, à partir de la lame observée à l'exutoire, une estimation des volumes infiltrés dans le fond de la ravine. Ainsi, pour les crues communes aux trois bassins, on soustrait la lame cumulée observée à l'exutoire de la lame cumulée ruisselée sur les versants issue du modèle (figure 6).

Avec les caractéristiques des bassins que nous avons retenues et les crues utilisées pour le calcul, l'infiltration sur les versants représente environ 45 % de la pluie précipitée, et 30 % de ce volume parvient à l'exutoire. Afin de vérifier si cette répartition de l'eau est réaliste, nous avons cherché à déterminer une vitesse d'infiltration moyenne de l'eau à travers le lit du cours d'eau. Pour cela, on néglige la couche de sable que l'on observe dans le fond de la ravine. Par ailleurs, le placage sableux sur lequel sont situés les bassins est constitué d'un matériau assez homogène et on considère que la conductivité hydraulique à saturation du sol sous la ravine est comparable à celle des versants.

On dispose d'une valeur de K_s pour l'horizon sous-jacent à l'horizon de surface déterminée à proximité de la parcelle de jachère (VANDERVAERE *et al.*, 1994). Connaissant les volumes perdus, nous calculons cette vitesse d'infiltration moyenne en rapportant le volume infiltré dans le chenal, exprimé en millimètres, à la durée de la crue (tableau 4).

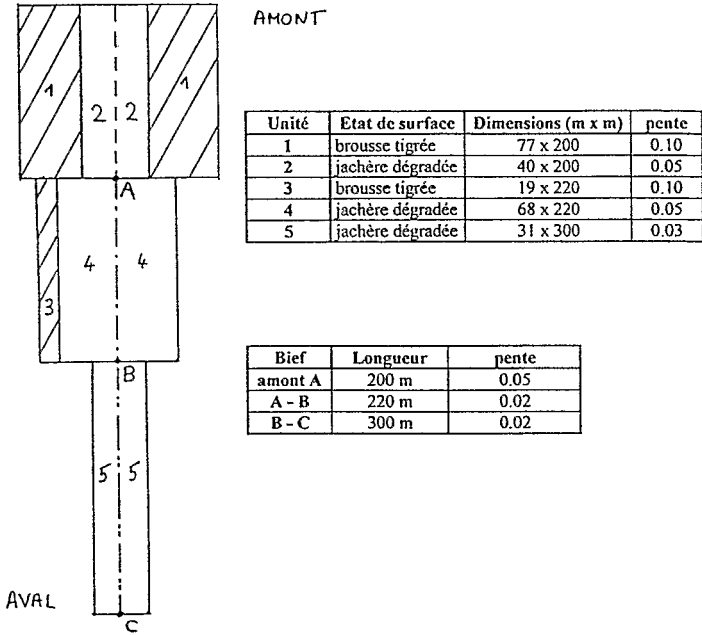


Figure 5 :
Schématisation des bassins pour Swatch.

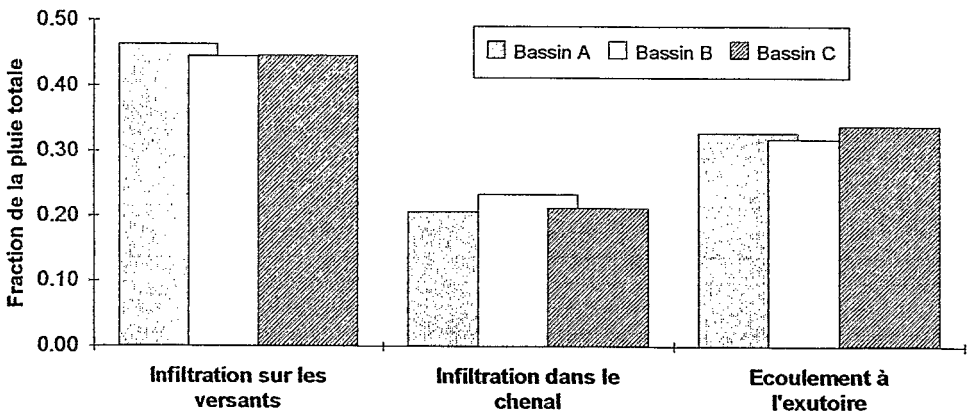


Figure 6 :
Bilan en eau de surface cumulé sur les événements pour lesquels on a observé un écoulement simultané sur les trois bassins.

Tableau 4
Vitesse d'infiltration moyenne au fond de la ravine
pour les trois bassins

	Vitesse d'infiltration (mm/h) et int. de confiance (+/-1 σ)	Ks mesuré (mm/h)
Bassin A	515 [137 ; 892]	97
Bassin B	605 [154 ; 1055]	
Bassin C	400 [162 ; 637]	

La vitesse d'infiltration calculée de cette manière est nécessairement supérieure à la conductivité hydraulique à saturation puisqu'elle correspond à une infiltration sous charge. Les valeurs moyennes du tableau 4, de quatre à six fois plus fortes que K_s environ ne semblent pas aberrantes. Il conviendra néanmoins de valider ces résultats de manière plus fine, en utilisant des valeurs mesurées d'infiltrabilité dans le lit de la ravine.

CONCLUSION

Le modèle Swatch permet une reconstitution satisfaisante des crues sur les parcelles de ruissellement, même s'il a tendance à surestimer les grosses crues sur la parcelle de jachère. Il est vrai que la variabilité temporelle des états de surface sur ce site n'a pas été prise en compte dans le modèle.

La transposition aux bassins des paramètres déterminés à l'échelle locale en assimilant les unités hydrologiques au fonctionnement des parcelles permet d'estimer qu'environ 45 % des pluies qui produisent du ruissellement s'infiltreront sous les versants, alors que 25 % s'infiltreront dans le fond du cours d'eau, le reste s'écoulant en aval de l'exutoire des bassins. Ces valeurs ne semblent pas aberrantes a priori mais elles doivent être validées par des mesures de terrain.

Ce travail constitue une première étape dans la modélisation hydrologique sur les petits bassins de l'expérience Hapex-Sahel. Dans sa conception générale, le modèle Swatch semble être adapté à la simulation de ces bassins sahéliens. Il convient néanmoins d'approfondir la représentation qui est faite de certains phénomènes (ex. infiltration dans le chenal) avant d'affiner la décomposition des bassins et de tester le modèle sur des bassins plus grands.

REMERCIEMENTS

Les auteurs sont reconnaissants à l'équipe Epsat-Niger d'avoir bien voulu mettre à leur disposition les enregistrements pluviométriques utilisés dans cette étude.

BIBLIOGRAPHIE

- CASENAVE A., VALENTIN C., 1989. Les états de surface de la zone sahé-lienne. Influences sur l'infiltration. Éditions Orstom, Paris.
- COURAULT D., D'HERBES J. M., VALENTIN C., 1990. Le bassin versant de Sama Dey. Premières observations pédologiques et phytoécologiques. Multigraphie Orstom Bondy, 36 p.
- ESTEVEES M., 1994. Rapport de campagne hydrologique 1993. Multigraphie Orstom, à paraître.
- GALLE S., 1994. Mesures d'humidité du sol sur le site central d'Hapex Sahel. Non publié.
- GREEN W.H., AMPT C.A., 1911. Studies on soil physics : I. flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci.*, vol. 4 pp. 1-24.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPPFNER M., GUILLOT B., HUBERT P., 1992. Rainfall estimation in the Sahel : the Epsat-Niger experiment. *J. of Hydrological Sciences*, vol. 37, n° 3, 210-216.
- MOREL-SEYTOUX H. J., 1978. Derivation of equations for variables rainfall infiltration. *Water Resources Research Journal*, vol. 4, n°4, 561-568.
- MOREL-SEYTOUX H. J., ALHASSOUN S. A., 1987. Swatch : a multi-process watershed model for simulation of surface and subsurface flows in a soil-aquifer-stream hydrologic system. Report n° 87.3, Hydrowar reports division, Hydrology days publications. Reprinted 1992.
- NASH J.E., 1969. A course of lectures on parametric or analytical hydrology. Great Lake Institute. Univ. of Toronto, Pr 38, lect. n°12.
- PEUGEOT C., 1995. Mesures hydrologiques sur parcelles de ruissellement. Campagnes 1992 et 1993. Multigraphie Orstom, à paraître.
- RAJOT J.L., ESTEVES M., 1994. Cartographie des états de surface de petits bassins de la région de Niamey. Note. Orstom Niamey, 10 p. 3 cartes.

VANDERVAERE J. P., ANGULO JARAMILLO R., PEUGEOT C., VAUCLIN M., 1994.
Caractérisation hydrodynamique *in situ* de sols encroûtés. Compte
rendu des journées hydrologiques de l'Orstom, 1994. Éd. Orstom, coll.
Colloques et Séminaires.