

## **Incidence de l'incertitude pluviométrique sur la modélisation pluie–débit**

**RADHIA M'CHIRGUI, ZOUBEIDA BARGAOU**

*Ecole Nationale d'Ingénieurs de Tunis, BP 37, 1002 Tunis, Tunisie*  
e-mail: [zoubeida.kebaili@enit.rnu.tn](mailto:zoubeida.kebaili@enit.rnu.tn)

**ANDRAS BARDOSSY**

*Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart, Pfaffenwaldring 61, D-70550 Stuttgart, Allemagne*

**Résumé** Le modèle hydrologique HBV (Bergström, 1992), modèle conceptuel distribué, est appliqué à l'estimation des débits moyens journaliers du bassin versant de l'oued Tessa (Tunisie), au niveau d'une station hydrométrique contrôlant une superficie de 1950 km<sup>2</sup>. La pluviométrie, connue à travers un réseau de 26 stations, est de 460 mm an<sup>-1</sup> en moyenne inter-annuelle. L'écoulement moyen inter-annuel est de 74 Mm<sup>3</sup>. L'objectif du présent article est de caractériser l'incidence de l'incertitude liée à la pluviométrie, sur les débits simulés par le modèle. Nous considérons d'une part, l'incertitude liée à la qualité des données pluviométriques, d'autre part celle relative à l'interpolation spatiale de la pluie. Dans une première étape, le contrôle des données hydro-pluviométriques est réalisé en examinant la relation pluie–débit à l'échelle de l'événement: concomitance des crues sur le bassin, réponse du bassin aux précipitations, comparaison des lames écoulées et précipitées, de façon à dégager les événements douteux ou incertains. L'interpolation des champs pluviométriques pour les différentes averses adopte la méthode du krigeage. Nous montrons dans une deuxième étape que les variogrammes obtenus à partir des champs krigés sont marqués par un palier plus faible que celui caractérisant les variogrammes issus des observations. Le krigeage opère ainsi un lissage pouvant conduire, s'il était suffisamment fort, à une sous-estimation des débits simulés. Alternativement, la méthode proposée consiste alors à générer des champs pluviométriques par simulation conditionnelle et à calculer les débits résultants pour chaque simulation. Cette méthodologie est appliquée pour un seul événement, identifié comme douteux lors de la première étape. La distribution de probabilité empirique des débits générés sur les 19 simulations effectuées montre que la probabilité au non dépassement de la lame écoulee observée est de 0.85, ce qui semble valider les observations.

**Mots clés** modèle pluie–débit; incertitude; krigeage; pluie; simulation conditionnelle; modèle HBV; validation de données hydro-pluviométriques

**Key words** rainfall–runoff model; uncertainty; kriging; rainfall; conditional simulation; HBV model; validation of hydro-pluviometric data

### **INTRODUCTION**

L'aléa climatique caractéristique des séries hydro-pluviométriques est certainement responsable d'une part importante des incertitudes accompagnant la modélisation pluie–débit. Cet aléa intervient en effet à deux niveaux dont le premier est relatif à la longueur, nécessairement limitée, des périodes d'observation. Au second niveau, l'aléa résulte de la variabilité spatio-temporelle des pluies, dont la connaissance est

appréhendée à travers un réseau de mesures disponible. Plus précisément, nous cherchons à quantifier l'effet, sur la modélisation des débits, des incertitudes issues de l'interpolation spatiale des pluies. Les incertitudes relatives à la qualité des données de pluie et de débit s'ajoutent aux premières pour compliquer le problème. Notre démarche consistera à commencer par analyser la qualité des données de manière à dégager des événements douteux, puis à simuler la variabilité spatiale des pluies pour les événements ainsi identifiés. La section prochaine présente le modèle et le cadre de l'étude, et dans les sections suivantes sont exposées les méthodes de contrôle de données adoptées ainsi que les événements douteux qu'elles ont conduit à identifier. Les caractéristiques de variabilité spatiale des champs pluviométriques sont modélisées par l'outil variographique, l'interpolation par krigeage ayant été adoptée. Les variogrammes-type pour les observations et les valeurs krigées sont obtenus, et leurs structures de variabilité sont comparées. Dans la dernière section, le modèle est appliqué une première fois avec comme entrée un champ obtenu par krigeage à partir du réseau, pour un événement identifié comme douteux. Par suite, 19 champs pluviométriques obtenus par simulation conditionnelle sont à tour de rôle introduits comme entrée du modèle. Les débits résultants sont analysés du point de vue de leur distribution statistique.

## LE MODELE HBV ET LE CADRE DE L'ETUDE

Le modèle HBV est un modèle conceptuel discrétisé (Bergström, 1992) dont la fonction de production est présentée en Fig. 1. Les entrées du modèle sont les précipitations et les températures journalières. L'acheminement des pluies se fait à travers un réservoir d'interception alors qu'un module contrôle la fonte et l'accumulation de la neige. Ces modules font intervenir trois paramètres (un seuil de température,  $TT$ , une capacité de stockage maximal,  $VINTERC$ , et une vitesse de fonte en  $\text{mm } ^\circ\text{C jour}^{-1}$ ,  $DD$ ). Les quantités de pluie non stockées par interception et celles résultant de la fonte de neige constituent la pluie effective,  $Pe$ . Elles se dirigent vers un réservoir "état de surface" qui réalise le bilan du ruissellement en faisant intervenir deux paramètres: le pourcentage de surface imperméable ( $AUFT$ ), et le seuil au-dessus duquel il y a ruissellement ( $HL_1$  en mm). La pluie effective se subdivise alors en deux parties: le ruissellement direct,  $Qs$  et l'infiltration,  $PE$ . Au niveau de la zone non saturée (réservoir  $SOL$ ) qui reçoit la quantité  $PE$ , s'opère la recharge de l'humidité du sol ainsi que la percolation vers les horizons plus profonds, en fonction de trois paramètres: la capacité au champ du sol,  $FC$ , un paramètre de forme  $\beta$  qui conditionne la répartition entre accumulation et percolation et un seuil,  $LP$ , d'humidité à partir duquel l'évapotranspiration s'effectue à un taux potentiel.

L'évapotranspiration réelle est pompée dans le réservoir d'interception en premier lieu, et dans le réservoir  $SOL$  en complément. Le débit  $QD$  quittant le réservoir  $SOL$  passe par une cascade de trois réservoirs en série dont les paramètres de vidange sont respectivement  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$ . Le premier de ces réservoirs est non linéaire avec un paramètre  $\alpha$ , les deux autres étant à vidange linéaire. Les deux premiers sont munis d'une vidange basse linéaire de paramètres respectivement  $per_1$  et  $per_2$ . Le débit calculé résulte de la somme du ruissellement direct sur les surfaces imperméables et des sorties du compartiment "sous-sol", après leur transfert dans le réseau hydrographique.

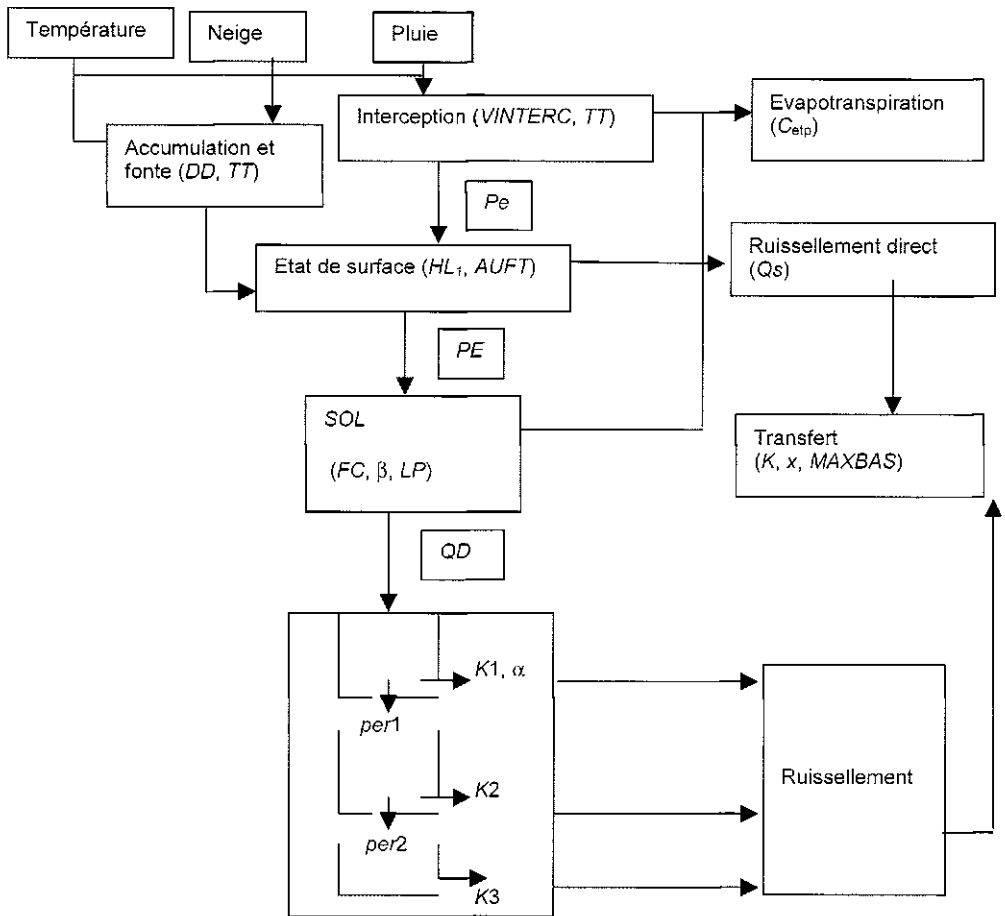


Fig. 1 Fonction de production et paramètres du modèle HBV.

Le transfert dans un sous-bassin est effectué à l'aide d'un hydrogramme unitaire triangulaire à un paramètre représentant son temps de base (*MAXBAS*). La propagation dans les tronçons des cours d'eau à l'extérieur des sous-bassins est réalisée par la méthode de Muskingum qui fait intervenir deux paramètres (*K*, *x*), caractéristiques du réseau hydrographique. Un coefficient de correction de l'évapotranspiration potentielle, *C<sub>etp</sub>* est considéré comme paramètre du modèle. Au total il s'agit de dix-huit paramètres.

**Le cadre de l'étude** Le bassin versant du Tessa se situe entre les latitudes 39°78'–40°67'E et les longitudes 7°12'–7°68'N. La zone étudiée couvre une superficie de 2410 km<sup>2</sup> dont 1950 km<sup>2</sup> sont contrôlés au niveau de la station Sidi Medien. La pluviométrie est suivie à l'aide d'un réseau de 22 postes répartis dans le bassin, encadré de quatre stations limitrophes au nord et d'une station au sud. La pluie moyenne inter-annuelle est estimée à 460 mm. Au total, quatre stations hydro-métriques ont permis la connaissance des écoulements dans le bassin: Izid (61 km<sup>2</sup>), Zouarines (408 km<sup>2</sup>), Souani (242 km<sup>2</sup>) situées en rive gauche du Tessa, alors que la

rive droite n'est pas contrôlée. L'écoulement moyen inter-annuel à Sidi Medien est de  $74 \text{ Mm}^3$ . Quinze pourcent des crues y ont lieu en septembre et 11% en avril.

La version du modèle HBV a été adaptée par l'IWS (Institut für Wasserbau Stuttgart). Le bassin a été découpé en 13 sous-bassins de superficies comprises entre  $64 \text{ km}^2$  et  $444 \text{ km}^2$ . L'estimation des débits moyens journaliers est effectuée en huit sections du réseau hydrographique dont la section 7 constitue la station de Sidi Medien. Le pas de temps de calcul est l'heure. La pluie journalière est supposée également répartie sur la journée.

## CONTROLE DE LA QUALITE DES DONNEES

Les débits sont obtenus par enregistrement limnimétrique alors que les pluviométries résultent au contraire, d'un relevé quotidien, ce qui justifie de séparer les critères de qualité pour ces deux types de variables. La qualité des données *hydrométriques* est généralement évaluée en considérant:

- (a) (i) les conditions hydrauliques caractérisant le site de mesure (méandre, remous, etc.),
- (ii) la stabilité de la section de mesure,
- (iii) la périodicité des vérifications de la courbe d'étalonnage,
- (iv) la concomitance des crues aux différentes stations,
- (v) la relation averse-crue.

Par contre, l'estimation de la qualité des données *pluviométriques* tiendra compte de

- (b) (i) la régularité des relevés,
- (ii) l'accessibilité de la station,
- (iii) la cohérence spatiale des observations.

La station Sidi Médien se trouve sous l'influence d'un remous en raison de sa proximité à la confluence entre le Tessa et l'un de ses affluents. Ainsi, sa stabilité peut elle être remise en cause en période d'étiage. Au contraire, les stations Izid et Souani n'ont pas de problème de type (a)(i), (a)(ii) ou (a)(iii). La station de Zouarine, emportée par des crues exceptionnelles en 1969, n'est pas considérée dans ce travail qui se limite à la période 1983–1992 durant laquelle les trois autres stations hydrométriques étaient en fonctionnement. Le contrôle de la qualité des données a été en définitive réalisé selon les cinq étapes suivantes:

### Examen de la concomitance des crues

Nous vérifions si les crues ont un caractère généralisé sur le bassin. Une seule crue, survenue en juillet 1990, est enregistrée à Sidi Médien alors que les deux autres stations sont restées à l'étiage. Toutes les autres crues ont été enregistrées aux trois stations. Elles sont ainsi "vraisemblables".

### Examen de la réponse du bassin aux précipitations

Nous comparons les hydrogrammes de débits moyens journaliers aux hyétogrammes de précipitations moyennes sur chacun des trois sous-bassins contrôlés. La seule crue

douteuse rencontrée reste celle de juillet 1990. Elle est enregistrée à la seule station de Sidi Medien, sans pluie notable sur le bassin. Pour cette crue, il est nécessaire de revenir aux limnimétries et aux relevés pluviométriques quotidiens.

### Comparaison des lames écoulées et des précipitations

Nous vérifions ici que les lames écoulées sont inférieures aux pluies brutes. A cet effet, nous avons sélectionné les crues les plus importantes chaque année. Un seuil de 30 mm de pluie observées sur au moins un poste du réseau a été fixé comme critère de sélection. Ce choix est justifié par la Fig. 2 qui montre que le ruissellement est significatif sur le bassin à partir de 30 mm de pluie moyenne. Au total, 51 événements ont été identifiés. La Fig. 2 montre que pour trois événements, les lames écoulées dépassent les pluviométries moyennes spatiales, ce qui est un résultat aberrant. Il s'agit des événements suivants: (a) celui du 25–28 mai 1988 avec un débit maximum journalier de  $157 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  et une lame écoulée de 14.1 mm; (b) celui du 11–13 juillet 1989 présentant un débit maximum journalier de  $281 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  et une lame écoulée de 18 mm; et (c) celui du 15–18 octobre 1990 avec un débit maximum journalier de  $485 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  et une lame écoulée de 30.7 mm. Les causes d'erreur pour ces trois événements sont soit des débits observés erronés (trop forts) ou des lames brutes interpolées erronées (trop faibles). Dans ce dernier cas, deux sources d'erreur peuvent se conjuguer: des erreurs de mesure aux stations, ou des erreurs d'interpolation spatiale. Evidemment, des observations erronées auront également une incidence sur l'interpolation du champ. Comme les lames écoulées des trois événements ne sont que très légèrement supérieures aux lames brutes, il reste difficile de trancher entre ces hypothèses. Mais, compte tenu de l'imprécision inévitable liée à l'estimation de la moyenne pluviométrique, un retour aux archives sera sans doute nécessaire aussi bien pour les débits que pour les pluviométries, avant de pouvoir tirer une conclusion.

### Examen de l'occurrence des crues en liaison avec la couverture pluviométrique

Nous essayons d'examiner si la couverture spatiale des pluies justifie l'importance des débits observés et *vice versa*. Nous avons considéré le pourcentage de la superficie du bassin couvert par une pluviométrie donnée (de 10–50 mm tous les 10 mm). L'interpolation spatiale a été effectuée par krigeage, comme présenté dans la section suivante. Soixante-huit pourcent des événements ont une pluie moyenne spatiale inférieure à 30 mm, montrant ainsi l'importance de l'abattement des pluies dans cette région; pour cinq événements, une pluie supérieure à 30 mm couvre entre 10 et 30% seulement de la superficie. Pour quatre événements enfin, la pluie est plus généralisée: plus de 50% de la superficie du bassin reçoit une pluie supérieure à 30 mm. Les caractéristiques de pluie et d'écoulement associées à ces quatre derniers événements sont présentées en Tableau 1. Les événements du 23 novembre 1991 et du 24 mai 1992 ont conduit à des débits de pointe et à des lames écoulées relativement faibles si l'on en juge (a) par l'importance de leur pluie brute totale, (b) par celle de leur couverture spatiale et (c) par celle de la moyenne journalière. Sur la Fig. 2, le point relatif à l'événement du 24 mai 1992 apparaît plus nettement comme un point singulier. Pour ces deux événements, il serait important de revenir aux limnigrammes.

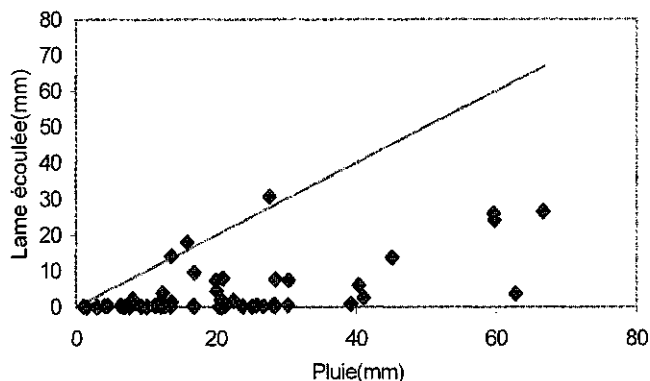


Fig. 2 Contrôle des données sur la base des pluies brutes et des lames écoulées.

**Tableau 1** Caractéristiques des quatre événements les plus importants par leur couverture spatiale.

Événement	Pluie moyenne totale (mm)	Débit maximal instantané ( $m^3 s^{-1}$ )	% superficie avec $P > 30$ mm	Lame écoulée (mm)	Moyenne journalière de la pluie ( $mm jour^{-1}$ )
23/12/90	59.8	397	50	24.2	14.9
16/11/90	66.7	573	55	26.4	13.3
23/11/91	41.1	50	75	2.5	8.2
24/05/92	62.8	80	97	3.6	15.7

### Examen de la qualité des données pluviométriques

Elle est appréhendée par le service pluviométrique tunisien en prenant en compte: la qualité et l'assiduité de la relève, la vérification sur archive des données publiées dans les annuaires, ainsi que le caractère observé ou reconstitué de la donnée. A l'échelle du mois des indices de performances sont ainsi publiés pour chaque station. Nous avons tenté d'évaluer sur l'historique étudié, l'évolution de ces performances sur le réseau. Soit l'indice 1: le pourcentage des mois-stations de la chronologie pour lesquels les observations ont été relevées de façon complète et les valeurs publiées ont été vérifiées en archive. En moyenne sur cinq ans, cet indice a été réalisé dans 92% des cas (Tableau 2). Soit l'indice 2: le pourcentage des mois-stations de la chronologie pour lesquels le total mensuel a été reconstitué par régression. Sur les cinq ans où ces informations sont disponibles, 3% des mois-stations étaient dans ce cas. Comme le

**Tableau 2** Pourcentages de réalisation des deux indices de qualité des données pluviométriques.

Année hydrologique	Indice 1	Indice 2
1983/1984	91.7	2.2
1984/1985	86.7	11.7
1985/1986	88.1	5.2
1987/1988	95.2	1.6
1989/1990	94.1	3.1
Moyenne sur les 5 ans	92	3

laisse cependant voir le Tableau 2, ces indicateurs varient notablement d'une année à l'autre. L'année 1984/1985 par exemple, est celle au cours de laquelle il y eu le plus de mois reconstitués. A l'issue de cette analyse, les postes présentant des lacunes journalières ont été retirés du réseau pour l'année considérée. La qualité des données semble assez bonne en général (taux de valeurs vérifiées = 92%).

Les erreurs liées à la pluviométrie journalière restent malgré tout difficiles à cerner. Pour chaque événement, nous avons estimé la moyenne journalière de l'événement, comme la somme des moyennes spatiales pour chaque jour de l'événement, rapportée à la durée de l'événement.

Trente-six événements sur 51 présentent une moyenne journalière comprise entre 4 et 5 mm jour<sup>-1</sup> alors que 10 ont une moyenne journalière égale ou supérieure à 10 mm jour<sup>-1</sup>. Pour se rendre compte de l'importance de la variabilité de la pluie durant les événements, il suffit de réaliser que 10 événements seulement ont un total dépassant 30 mm (Fig. 2).

Les services pluviométriques reconnaissent que certains observateurs font des relevés avec retard ou cumulent les pluies sur deux jours ou plus. Mais nous ne connaissons pas l'ampleur de cette pratique. Aussi, nous a-t-il paru important d'examiner l'incidence de l'incertitude liée à l'interpolation spatiale des pluies, sur les résultats de la modélisation.

## **MODELISATION DE LA VARIABILITE SPATIALE DE LA PLUIE JOURNALIERE**

Le krigeage est utilisé pour l'interpolation des champs pluviométriques. Les variogrammes expérimentaux ont été estimés pour chaque événement, avec un pas de discrétisation spatiale de 10 km. Sur l'ensemble des événements, on trouve que les portées varient entre 2 et 40 km, la valeur modale étant de 30 km. Pour 19 d'entre eux sur 51, la portée est de 30 km alors que 11 ont une portée de 40 km. Un effet de pépité variant entre 0 et 3000 mm<sup>2</sup> est trouvé. Cependant pour 43 événements, il reste inférieur ou égal à 500 mm<sup>2</sup>. Cet effet dépasse ou égale 1000 mm<sup>2</sup> pour seulement quatre événements. Les variogrammes modélisés sont dans leur grande majorité de type sphérique avec un palier compris entre 0 et 6000 mm<sup>2</sup>. Cette valeur est toutefois extrême. Trente deux paliers ne dépassent pas 1500 mm<sup>2</sup> et pour cinq paliers, seule la valeur 2000 mm<sup>2</sup> est dépassée. Le Tableau 3 donne pour les quatre crues les plus importantes ainsi que pour les trois événements jugés douteux, les caractéristiques de variabilité spatiale (M'Chirgui, 2000).

L'événement de mai 1992 cumule et l'effet de pépité et le palier les plus importants. Il présente des caractéristiques de variabilité spatiale assez singulières. Pour synthétiser les caractéristiques de variabilité spatiale des champs étudiés, un variogramme-type ou moyen est obtenu en moyennant les ordonnées des variogrammes modélisés. Notons au passage que le variogramme-type de la période de calage a un palier et un effet de pépité plus faibles que ceux correspondants au variogramme-type de la période de validation (Tableau 4, colonnes 2 et 3). Nous avons tenté d'évaluer l'effet, reconnu (Olsson & Niemczynowicz, 1996), du lissage produit par l'interpolation par krigeage. Les valeurs interpolées aux nœuds du maillage (2 km de côté) ont été utilisées pour calculer les variogrammes expérimentaux correspondant

**Tableau 3** Caractéristiques variographiques pour certains événements.

Événement	Portée (km)	Palier (mm <sup>2</sup> )	Pépite (mm <sup>2</sup> )
23/12/90*	35	3400	Pas de pépite
16/11/90*	25	300	100
23/11/91*	35	4500	1200
24/05/92*	35	6000	3000
26/05/88 <sup>†</sup>	40	900	300
12/07/89 <sup>†</sup>	35	1600	500
16/10/90 <sup>†</sup>	30	2000	400

\* événement important par sa couverture spatiale.

<sup>†</sup> jour marquant dans l'épisode pour lequel la comparaison des lames brutes et écoulées a conduit à une aberration.

**Tableau 4** Caractéristiques des variogrammes-type.

	Période de calage (1988/1992)	Période de validation (1984/1987)	Période de calage (lissage)	Période de validation (lissage)
Portée (km)	30	30	20	30
Pépite (mm <sup>2</sup> )	400	600	-	5
Palier (mm <sup>2</sup> )	800	1000	40	25

aux valeurs krigées. Après leur modélisation, un variogramme-type *lissé* en a été élaboré. Le Tableau 4 présente les caractéristiques des variogrammes-type lissés pour chaque période (calage et validation, colonnes 5 et 6). Si la portée reste sensiblement constante, les paliers, paramètres liés à la variabilité du champ, sont très fortement réduits par rapport aux paliers relatifs aux variogrammes-type issus des observations. Cela témoigne que l'effet de lissage opéré par le krigeage est important. L'est-il suffisamment pour conduire à une sous-estimation des débits simulés? C'est pour mesurer l'effet de l'interpolation pluviométrique sur le débit que nous avons entrepris la section prochaine.

## SIMULATION CONDITIONNELLE

L'événement du 25 mai 1992 est celui choisi parce qu'il présente des caractéristiques singulières autant du point de vue de la variabilité spatiale du champ que de la réponse du bassin. Le Tableau 5 montre l'exemple d'un poste du réseau (no. 51715) qui n'a pas reçu de pluie le 24 mai 1992, ce qui pourrait sembler aberrant compte tenu de l'importance de la pluie ce jour-là. Le 25 mai, la pluie maximale enregistrée sur le réseau était de 70 mm mais certains postes ont enregistré de très faibles quantités

**Tableau 5** Pluviométries en quelques postes pour l'événement de mai 1992 et débit moyen journalier à Sidi Medien.

Station	50421	52603	53922	57643	51715	$Q_{mj}$ (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )
24/05/92	51.9	56.5	40	53.3	0	0.79
25/05/92	22.4	11.2	0.8	3	61	79.6
26/05/92	0	0	0	0	0	0.59

comme par exemple le no. 53922. Pour la totalité de l'événement (la crue a duré du 23 au 26 mai 1992), la pluie moyenne journalière était de 15.7 mm jour<sup>-1</sup>.

Le modèle a été calé par essais et erreurs avec un coefficient de Nash de 0.44 et un coefficient de corrélation entre débits observés et calculés de 0.67, valeurs relativement faibles. Les paramètres sont (Hassini, 2000):  $TT = 0$ ,  $DD = 0$ ,  $VINTERC = 0.5$  mm,  $AUFT = 0.65$ ,  $HL_1 = 1.1$  mm,  $FC = 375$  mm,  $\beta = 0.79$ ,  $LP = 145$  mm,  $K_1 = 1.35$ ,  $K_2 = 550$ ,  $K_3 = 100$ ,  $\alpha = 0.5$ ,  $per_1 = per_2 = 0.005$ ,  $MAXBAS = 12$  h,  $C_{exp} = 0.15$ . Les paramètres  $K$  et  $x$  sont variables selon le tronçon.

La crue correspondante ayant connu sa pointe le 25 mai, nous avons simulé cette journée par la méthode des simulations conditionnelles. D'autre part, nous avons préféré simuler le 25 mai et non le 24, car pour ce dernier, le champ est assez régulier sauf en deux postes où la pluie observée est nulle. Le 25 mai, au contraire, le coefficient de variation des pluies sur le réseau est plus important, pouvant faire penser à des erreurs de mesure.

Dix-neuf simulations par la méthode des bandes tournantes (Kassim & Kottegoda, 1991) ont été effectuées. Le nombre de bandes tournantes considéré a été fixé à 16, après une étude de sensibilité. Cette valeur est préconisée par Mantoglou & Wilson (1982). Le nombre de simulations a été varié de 8 à 19. Cette valeur a été finalement retenue car jugée suffisante. Les Figs 3–5 présentent les résultats. Les lames d'eau écoulées issues des 19 simulations varient entre 0.9 et 6 mm (Fig. 3). La lame issue des observations (3.6 mm) a une probabilité au non dépassement de 0.85. La lame observée est ainsi reconstituée par le modèle.

Au contraire, comme le montre la comparaison de la Fig. 4 et du Tableau 5 (colonne 7), tous les débits simulés pour le 25 mai sont nettement inférieurs au débit observé. C'est le 26 mai que le débit maximal apparaît pour toutes les simulations, dont les valeurs varient entre 10 et 90 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (Fig. 5). Les différentes simulations produisent ainsi une crue avec une montée plus lente et corrélativement un temps de base plus important que la crue observée.

Ce déphasage entre débits maximaux de crue observés et calculés peut expliquer la faiblesse du coefficient de Nash. Les paramètres responsables du transfert dans le modèle seront probablement à revoir.

## CONCLUSION

Nous avons porté une attention particulière au contrôle des données de pluies et de débits, variables d'entrée-sortie du modèle hydrologique. Plusieurs méthodes ont été croisées pour valider ces données. A l'issue de l'analyse, l'événement du 25 mai 1992 a été considéré comme singulier tant du point de vue de la faiblesse de sa lame écoulée, que des caractéristiques de variabilité spatiale de la pluie. Aussi, la méthode de simulation conditionnelle a-t-elle été appliquée pour générer 19 champs de pluie ayant les mêmes caractéristiques de variabilité que le champ observé et conservant les valeurs mesurées. L'application du modèle HBV en incluant ces simulations semble confirmer la lame écoulée observée. Au contraire, elle montre que la forme des hydrogrammes calculés est plus plate que celle correspondant à celui observé, posant le problème de la validité de l'estimation des paramètres de transfert du modèle. Une perspective possible de ce travail est justement d'intégrer les résultats des simulations

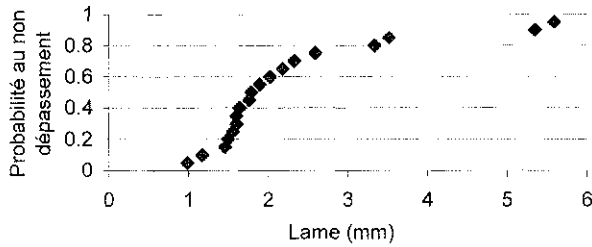


Fig. 3 Distribution des lames écoulées—crue de mai 1992.

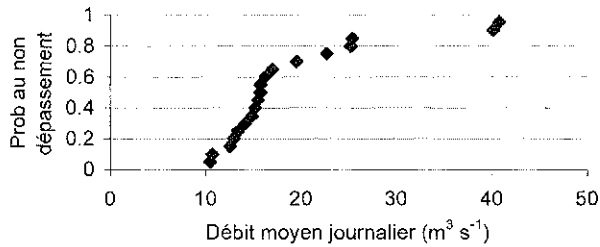


Fig. 4 Distribution des débits pour le 25 mai 1992.

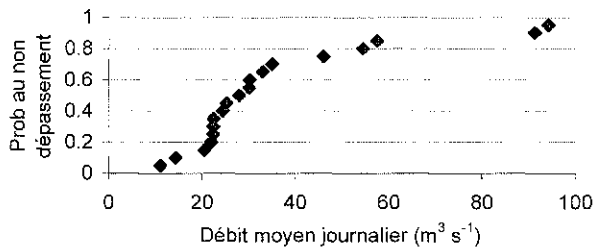


Fig. 5 Distribution des débits pour le 26 mai 1992.

conditionnelles dans le processus d'estimation des paramètres. Toutefois, le retour aux archives reste indispensable pour la validation des événements douteux.

**Remerciements** Ce travail a été réalisé dans le cadre de la coopération scientifique tuniso-allemande, projet GE1, 1999 du Secrétariat d'Etat à la Recherche Scientifique tunisien.

## REFERENCES

- Bergström, S. (1992) The HBV model—its structure and applications. *Report RH no. 4, SMHI, Norrköping, Sweden*.
- Hassini, S. (2000) Modèle pluie-débit. Cas du bassin versant du Tessa. Projet de fin d'études d'ingénieurs, ENIT, Tunisie.
- Kassim, A. H. M & Kottegoda, N. T. (1991) The turning bands method with the fast Fourier transform as an aid to the determination of storm movement. *J. Hydrol.* **127**, 527–534.
- Mantoglou, A. & Wilson, J. L. (1982) The turning bands method for the simulation of random fields using line generation by a spectral method. *Wat. Resour. Res.* **18**(5), 1379–1394.
- M'Chirgui, R. (2000) Incertitude des modèles pluie-débit. Diplôme d'Etudes Approfondies, Mémoire de DEA, ENIT, Tunis.
- Olsson, J. & Niemczynowicz, J. (1996) Multifractal analysis of daily spatial rainfall distributions. *J. Hydrol.* **187**, 29–43.