



**BILAN HYDROLOGIQUE DU BASSIN DE LA DONGA
(ZONE SOUDANIENNE, CENTRE BÉNIN)
ET D'UN DE SES SOUS BASSINS
PAR MODÉLISATION (TOPAMMA)
- ÉTUDE DU RÉALISME -**

**Rapport de Master Recherche R2E
Eau et Environnement**

Soutenu le 28 juin 2006 par

Marjolaine METADIER

Responsable de stage :

Luc SÉGUIS
Hydrosciences Montpellier
UMR 5569, CNRS, IRD, UM II

Remerciements

Je voudrais remercier très sincèrement Luc SEGUIS, pour l'encadrement qu'il m'a fourni et les longues heures de travail. Aussi, ma reconnaissance à Georges-Marie SAULNIER sans qui nous n'aurions pu accéder aux codes de TOPAMMA pour ce travail et à Mathieu LE LAY pour sa constante disponibilité et ses judicieux conseils.

Je remercie également Mr Mounouni LAMIZANA pour m'avoir accueillie à l'IRD au Bénin ; de même, que Christophe PEUGEOT et Marielle GOSSET soient remerciés pour leur disponibilité et leur assistance précieuse à la programmation sous Scilab et IDL. Je remercie également Luc LE BARBÉ pour m'avoir fourni les données de pluie et Sylvie GALLE les données d'évapotranspiration.

Aussi, ma gratitude s'adresse à Bamory KAMAGATE et Arnaud ZANNOU pour les nombreux échanges de données et leur aide précieuse tout au long de ce stage.

Table des matières

PARTIE I : INTRODUCTION : CONTEXTE SCIENTIFIQUE ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

1. Spécificités climatiques de l'Afrique de l'Ouest.....	3
1.1. Variabilité climatique	3
1.2. Fonctionnement hydrologique	3
2. Le projet AMMA	4
2.1. Présentation générale	4
2.2. Le volet hydrologique.....	6
3. Problématique de l'étude.....	7
3.1. Base de l'étude	7
3.2. Objectifs	8
3.3. Démarche.....	8

PARTIE II : PRÉSENTATION DES BASSINS D'ÉTUDE ET DU MODÈLE HYDROLOGIQUE TOPAMMA

4. Bassins et fonctionnement hydrologique.....	10
4.1. Présentation des bassins versants étudiés	10
4.1.1. Caractéristiques générales de l'OHHVO.....	10
4.1.2. Les bassins de la Donga et de Kolokondé.....	12
4.2. Caractéristiques des termes du bilan hydrologique sur les bassins de la Donga et de Kolokondé	13
4.2.1. La pluviométrie.....	13
4.2.2. L'évapotranspiration.....	15
4.2.3. Les écoulements de surface	16
4.2.4. Les écoulements souterrains	16
4.2.5. La relation pluie/débit.....	18
4.3. Conclusion.....	19
5. De TOPMODEL à TOPAMMA	21
5.1. TOPMODEL	21
5.1.1. La base conceptuelle.....	22
5.1.2. Conclusion	26
5.2. Le modèle TOPAMMA, une adaptation de TOPMODEL aux spécificités du bassin versant de la Donga	26
5.2.1. La formalisation du concept.....	26
5.2.2. L'indice topographique.....	29
5.2.3. L'expression des flux hydrologiques	30
5.2.4. L'algorithme et la paramétrisation.....	34
5.2.5. Les traitements topographiques	38

PARTIE III : RÉSULTATS ET ÉVALUATION DU MODÈLE

6. Critères de mise en œuvre et d'évaluation du modèle	40
6.1. Identification des paramètres	40
6.1.1. Exploration de l'espace des paramètres	40
6.1.2. Définition d'une fonction objectif.....	40
6.1.3. Période de calage	41
6.2. Evaluation des résultats du modèle.....	42
6.2.1. Les critères d'évaluation	42
6.2.2. L'analyse de la performance.....	43
6.2.3. L'analyse de sensibilité.....	43
6.2.4. L'analyse des incertitudes.....	44
6.2.5. Le réalisme.....	45
7. Résultat et évaluation de TOPAMMA sur la Donga	47
7.1. Évaluation sur la période 2002-2004 du calage obtenu sur la période 1998-2002	47
7.1.1. Rappel de la paramétrisation obtenue sur 1998-2002	47
7.1.2. Performance de TOPAMMA sur 2002-2004.....	47
7.2. Calage de TOPAMMA sur la période 2002-2004.....	51
7.2.1. Motivations pour un nouveau calage	51
7.2.2. Performances du modèle.....	52
7.2.3. Analyse de sensibilité et incertitudes.....	57
7.2.4. Analyse des termes du bilan hydrologique	60
8. Application de TOPAMMA au sous bassin Kolokondé de la Donga	62
8.1. Transposabilité du modèle.....	62
8.2. Calage du modèle sur la période 2002-2004 – Kolokondé.....	63
8.2.1. Performance du modèle	64
8.2.2. Incertitudes	68
8.2.3. Analyse des termes du bilan hydrologique	70
9. Évaluation du réalisme du compartiment souterrain simulé par TOPAMMA	72
9.1. Comparaison aux données piézométriques.....	72
9.1.1. Nappe superficielle temporaire	72
9.1.2. Nappe permanente des altérites.....	74
9.2. Comparaison aux résultats de la modélisation géochimique	76
9.2.1. Présentation du modèle géochimique	76
9.2.2. Bilan comparé des écoulements.....	76
9.2.3. Proposition d'un nouveau critère de sélection des jeux équitifs de TOPAMMA	77
Conclusion générale	84
Références bibliographiques	87

PARTIE I : INTRODUCTION : CONTEXTE SCIENTIFIQUE ET OBJECTIFS DE L'ETUDE

1. Spécificités climatiques de l'Afrique de l'Ouest

1.1. Variabilité climatique

L'Afrique de l'Ouest est caractérisée par une grande variabilité du régime de précipitation. Une illustration dramatique de ce phénomène est l'importante sécheresse des décennies 70 et 80, que ce soit en zone sahélienne ou soudanaise, qui a provoqué le tarissement ou la baisse des écoulements de nombreux cours d'eau. La modification climatique est due à des perturbations de la mousson d'Afrique de l'Ouest, source pluviométrique majeure de ces zones. Les variations interannuelles sur cette période, avec des années extrêmement sèches, accentuent encore les conséquences dramatiques de ce phénomène sans précédent en Afrique de l'Ouest, sur l'agriculture, l'eau et la santé.

1.2. Fonctionnement hydrologique

Les régions sahéliennes sont caractérisées par des écoulements principalement hortonien du fait de sols peu couverts imperméables et encroûtés (Peugeot et al., 1997) tandis qu'en région soudano-guinéenne la réponse hydrologique est plus complexe avec la coexistence de ruissellement hortonien et sur surfaces saturées, d'écoulements de sub-surface et souterrains (Chevallier et Planchon, 1987).

Si la baisse de la pluviométrie moyenne avant et après 1970 varie d'environ 15% à 30% selon la zone, les débits moyens des grands fleuves de la région (Niger, Sénégal) ont connu des variations concomitantes plus prononcées, à savoir une baisse moyenne de 40 à 60% des débits. Au Bénin, les écoulements des rivières ont pour leur part diminué de 40% (Le barbé *et al.*, 1993).

Certains bassins en zone sahélienne ont cependant des comportements hydrologiques différents et paradoxaux. Il semble dans ces cas que l'évolution de la végétation interfère avec la variabilité climatique. Ainsi la dégradation de la végétation et l'augmentation des surfaces cultivées, consécutives à la sécheresse et la pression anthropique, ont entraîné l'augmentation des coefficients de ruissellement au Sahel, pouvant aboutir à une augmentation des écoulements (Seguis *et al.*, 2004, Mahé *et al.*, 2005a). Ce comportement spécifique au Sahel

s'oppose à celui des bassins soudano-guinéens où la baisse des coefficients d'écoulements est probablement liée à une diminution des ressources en eau souterraine (Mahé *et al.*, 2005b).

2. Le projet AMMA

2.1. Présentation générale

Les motivations et objectifs

Le programme de recherche international AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la mousson Africaine) a été lancé afin de mieux comprendre les mécanismes de la mousson d'Afrique de l'Ouest. Il s'agit d'expliquer les interactions entre l'atmosphère, la biosphère et l'hydrosphère. L'objectif du projet est dans un premier temps la compréhension des mécanismes de la mousson et de ses variations à différentes échelles temporelles, ainsi que l'évaluation des impacts de sa variabilité sur les ressources en eau, l'agriculture et la santé, à différentes échelles spatiales.

L'approche pluri-disciplinaire

Une approche pluridisciplinaire est envisagée pour répondre à ces objectifs. Elle se décline en plusieurs points :

(i) Réalisation de recherches détaillées sur les processus physiques et chimiques influençant le système couplé terre-océan-atmosphère en Afrique de l'Ouest. Le but est de quantifier les interactions au sein de ce système et leurs impacts sur le climat local, régional et global. L'objectif est d'améliorer les prévisions météorologiques et les simulations du climat de l'Afrique de l'Ouest, que ce soit à l'échelle saisonnière ou à des échelles plus longues, par exemple pour produire des scénarios de changement climatique.

(ii) Caractérisation de l'impact de la variabilité climatique du climat de l'Afrique de l'Ouest sur les ressources en eau, la sécurité alimentaire, la santé et les stratégies de développement. Il faut également inclure l'étude de la rétroaction des activités humaines sur la variabilité du climat.

(iii) Implémentation d'un réseau intégré de mesures multi-échelles fournissant les paramètres clefs nécessaires à une recherche scientifique multidisciplinaire.

(iii) Développement d'activités intégrées de formation et d'éducation pour les institutions techniques et de recherche en Afrique.

(iiii) Mise en place d'une méta-base et de bases de données se focalisant sur les thèmes du projet dans le but d'un archivage à long terme.

Les échelles spatio-temporelles

Les mécanismes de la mousson d'Afrique de l'Ouest font intervenir des processus à des échelles spatio-temporelles très variées, caractéristiques des couplages entre dynamique atmosphérique, cycle hydrologique et dynamique de la végétation. Ainsi le projet AMMA met-il en oeuvre une stratégie d'observation multi-échelle.

Afin de suivre le bilan hydrique et la dynamique de la végétation, trois sites de méso-échelle ont été instrumentés (figure 2.1) :

- Le degré carré d'HAPEX-Sahel (the Hydrology-Atmosphere Pilot Experiment in the Sahel), au Niger suivi depuis 1990, (10 000 km², 2°E - 3°E; 13°N - 14°N) avec une pluie moyenne annuelle de 500 mm environ,
- Le Gourma Malien (30 000 km², 15°N - 17°N) sur lequel les premières études de végétation remontent à 1982,
- Le haut bassin de l'Ouémé (14 000 km²), au Bénin, suivi depuis 1997, s'étendant sur un degré de longitude (9°N - 10°N) et caractérisé par un climat soudanien avec une pluie moyenne annuelle dépassant 1000 mm.

Ces trois sites ont reçu le label d'ORE (Observatoire de recherche en Environnement) délivré par le ministère français de la recherche sous le nom ORE AMMA-CATCH (CATCH pour Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du cycle Hydrologique). A l'intérieur de ces sites des super-sites d'une centaine de km² sont équipés plus densément. Ces fenêtres d'échelle plus fines sont le support des études de processus (notamment concernant les flux à l'interface sol-atmosphère) et de fermeture du bilan hydrique. Le cœur des super-sites est constitué par des sites intensifs dont le couvert végétal et la topographie sont représentatifs des principaux milieux rencontrés dans la région. Sur le site béninois, c'est le bassin versant de la Donga (586 km²) qui constitue ce super-site.

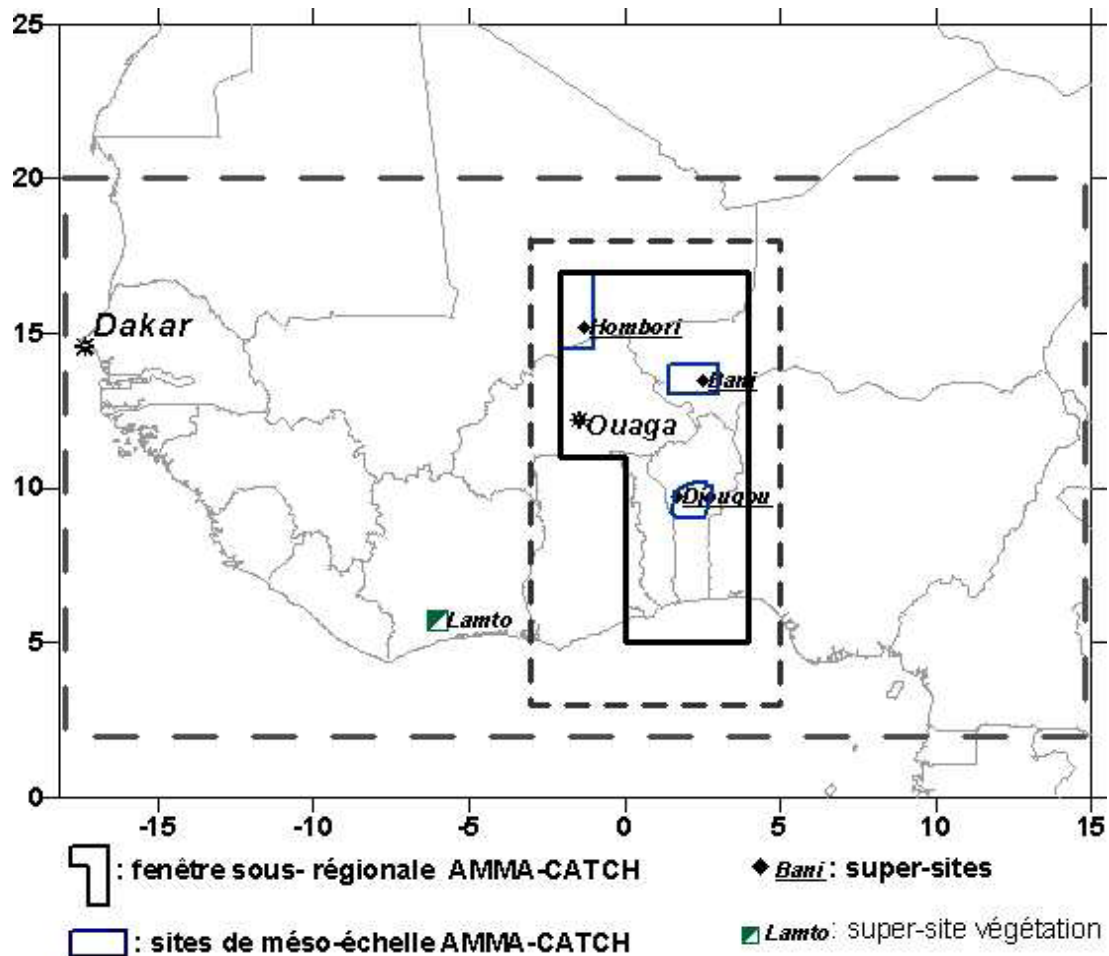


Figure 2. 1. Fenêtres d'observation du projet AMMA

Les échelles temporelles sont également très larges, allant de l'événement pluvieux à la succession d'années en passant par les saisons. Il faut bien comprendre que toute la stratégie d'AMMA repose sur l'imbrication de zones et de périodes d'observation afin de représenter au mieux le caractère multi-échelle de la mousson d'Afrique de l'Ouest. La réponse aux objectifs scientifiques du projet, que sont la documentation de la variabilité interannuelle, les études de processus et la modélisation, est liée aux choix d'échelles spatio-temporelles retenus.

2.2. Le volet hydrologique

Le volet hydrologique du programme AMMA concerne la caractérisation de l'impact de la variabilité du climat de l'Afrique de l'Ouest sur les ressources en eau. Celle-ci comprend deux volets :

(i) Une meilleure compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins versants. Elle vise à quantifier les contributions des différents compartiments (précipitations, écoulements

dans les rivières, évapotranspiration, contribution des nappes souterraines) au cycle hydrologique et à mieux comprendre les interactions entre les différents réservoirs. Cette description doit permettre d'accéder à une meilleure compréhension des interactions d'échelle qui contrôlent cette répartition du bilan hydrique. Ce travail nécessite une stratégie d'observation détaillée et complexe permise par l'instrumentation au niveau des super sites de la zone d'étude d'AMMA.

(ii) La réalisation de modèles hydrologiques dans un second temps, capables de simuler des scénarios hydrologiques dans un contexte de variabilité climatique. Ces modèles doivent servir au calcul de bilans hydriques à différentes échelles spatiales et temporelles. Il s'agit notamment de bien représenter les processus de petite échelle dans les modèles hydrologiques régionaux et de développer des modèles intégrant la dynamique de la végétation au cycle de l'eau. Plus généralement trois éléments doivent être pris en compte dans la construction des modèles : (i) le forçage pluviométrique, (ii) le fonctionnement hydrologique des surfaces continentales et (iii) les rétroactions avec l'atmosphère, l'objectif étant de dégager les échelles de variabilité de ces trois éléments et de quantifier les termes du bilan hydrologique à ces échelles.

3. Problématique de l'étude

3.1. Base de l'étude

Une conceptualisation du fonctionnement hydrologique du bassin versant de la Donga a été proposée par Lelay (2006). Elle s'inscrit dans le développement du volet hydrologique du programme AMMA. Elle s'est appuyée sur : (i) une étude des principaux termes du bilan de méso-échelle, qui ont été caractérisés et évalués, (ii) la compréhension du fonctionnement hydrologique de la région permise par l'instrumentation mise en place depuis 2002 sur le bassin de la Donga. Lelay a ainsi développé un premier outil de modélisation hydrologique spécifiquement adapté au bassin de la Donga : il s'agit d'une adaptation du modèle distribué TOPMODEL (Beven et Kirkby 1979) baptisée TOPAMMA. Le choix d'un tel concept de modélisation sera explicité lors de la présentation spécifique du modèle dans ce mémoire (cf. II.5.). La paramétrisation de TOPAMMA sur le bassin de la Donga a été réalisée à partir des données disponibles sur la période 1998-2002, ainsi que la mise en œuvre de son évaluation. Cette dernière a été réalisée suivant une méthodologie qui a eu pour but de juger : (i) la performance du modèle, (ii) les incertitudes associées aux simulations et (iii) son réalisme.

De cette étude, il ressort que TOPAMMA permet de reproduire très convenablement et de façon robuste les débits journaliers à l'exutoire, mais avec un problème d'équifinalité dans la détermination des paramètres qui se traduit en terme d'incertitudes sur les prédictions.

Pour ce qui est de l'étude du réalisme, Lelay (2006) a montré la performance du modèle au pas de temps journalier et horaire et l'indépendance des paramètres au changement de pas de temps. La simulation des débits intermédiaires sur les sous-bassins de la Donga s'est heurtée à certaines des hypothèses du modèle, mettant en évidence un problème de transposabilité des résultats obtenus sur la Donga, à une plus petite échelle spatiale. Enfin, des perspectives encourageantes d'application de la modélisation à des bassins non jaugées ont été dégagées, avec une possibilité d'estimation *à priori* de certains paramètres du modèle. L'évaluation du réalisme de TOPAMMA a été limitée par l'impossibilité de valider les flux et variables internes du modèle, en raison de l'absence de données adéquates sur la période 1998-2002.

3.2. Objectifs

L'objectif de ce mémoire est double. Le premier est l'évaluation de TOPAMMA sur la base des nouvelles données disponibles sur la période 2002-2004. Il s'agira d'affiner l'évaluation des hypothèses et de la paramétrisation du modèle auxquelles Lelay (2006) a abouti dans sa thèse sur la période 1998-2002. En particulier, l'existence de données, autres que les débits sur 2002-2004, permettra de préciser l'évaluation du réalisme de TOPAMMA telle qu'elle a été réalisée par Lelay. Une instrumentation mise en place sur le bassin de la Donga à partir de 2004, rend possible, avec l'installation de piézomètres, l'évaluation du flux de sub-surface, avec en particulier l'estimation de sa dynamique. Une comparaison des résultats de TOPAMMA avec ceux du modèle géochimique développé par Kamagate (2005) pour définir l'origine des écoulements en rivière sur le sous-bassin Kolokondé de la Donga, permettra également de préciser le réalisme.

Le deuxième objectif de ce travail, directement lié au premier, est l'estimation du bilan hydrologique sur les bassins de la Donga et de Kolokondé par le modèle, pour les années 2002, 2003 et 2004.

3.3. Démarche

Il s'agira dans un premier temps de présenter les caractéristiques du fonctionnement hydrologique des bassins étudiés et dans un second temps le modèle hydrologique TOPAMMA, adaptation de TOPMODEL. Les résultats de l'évaluation du modèle sur la période 2002-2004 seront ensuite présentés, l'évaluation ayant été menée selon trois axes :

(i) L'évaluation de la paramétrisation de TOPAMMA obtenue sur la Donga sur 1998-2002, sur la période 2002-2004, sur laquelle on dispose de données d'évapotranspiration potentielle calculées différemment.

(ii) L'étude spécifique du sous-bassin de Kolokondé par l'étude de la transposabilité des résultats obtenus sur la Donga. On pourra ainsi juger la pertinence de l'application de TOPAMMA à une plus fine échelle spatiale.

(iii) L'évaluation du réalisme des écoulements souterrains simulés par TOPAMMA, sur la base de deux informations :

- les données de piézométrie disponibles en 2004 sur le bassin de la Donga,
- les résultats du modèle géochimique sur le fractionnement des écoulements, disponibles sur les années 2003 et 2004.

Au terme des deux premiers axes de l'évaluation du modèle et des conclusions auxquelles nous aurons abouti, un bilan hydrologique simulé par TOPAMMA sera proposé sur le bassin de la Donga et de son sous-bassin Kolokondé pour les années 2002, 2003 et 2004.

PARTIE II : PRÉSENTATION DES BASSINS D'ÉTUDE ET DU MODÈLE HYDROLOGIQUE TOPAMMA

4. Bassins et fonctionnement hydrologique

4.1. Présentation des bassins versants étudiés

4.1.1. Caractéristiques générales de l'OHHVO

Appelé Observatoire Hydrologique de la Haute Vallée de l'Ouémé (OHHVO) au sein de l'ORE AMMA-CATCH, le site de méso-échelle du Bénin s'étend sur une surface de 14400 km² comprise entre 9°N et 10°N et 1.5°E et 3°E (figure 4.1.). Il recouvre la partie amont de l'Ouémé qui prend sa source au pied de l'Atacora, dans la région de Djougou et traverse le Bénin pour se jeter dans le lac Nokoué une lagune en communication avec l'Atlantique, juste au nord de Cotonou, la capitale économique du Bénin.

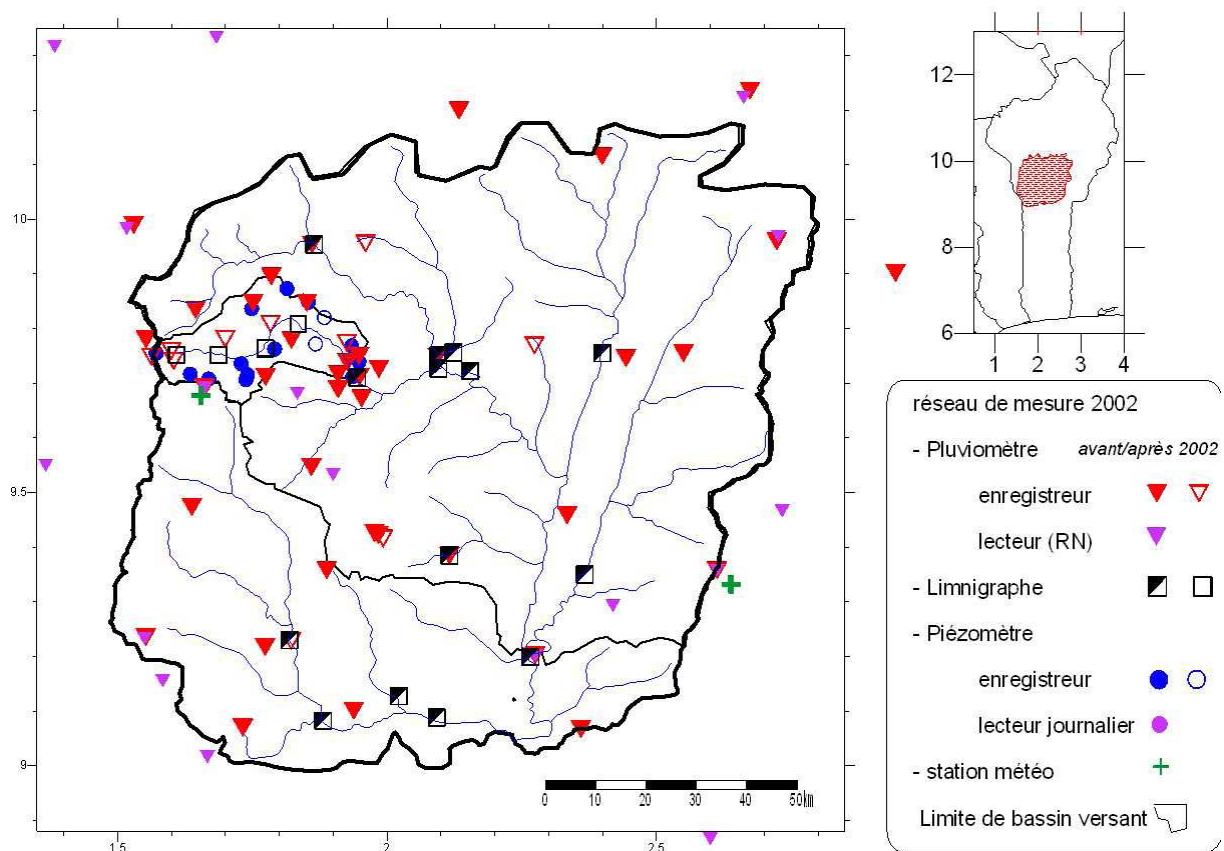


Figure 4. 1. Situation et équipement de l'OHHVO en 2006

Relief et sols

Le relief est peu marqué, avec un dénivelé d'environ 200 mètres entre la région de Djougou situé à une altitude d'environ 480 mètres et l'exutoire à 272 mètres. L'OHHVO est cependant bordé au nord Ouest par le massif de l'Atacora qui culmine à 650 mètres. Le haut bassin de l'Ouémé repose sur un socle fracturé granito-gneissique (Faure et Volkoff, 1998), dit dahomeyen. Les études de reconnaissance pédologiques (Faure, 1997) menées sur le bassin ont mis en évidence une structure verticale des sols, conforme à celle observée sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest en zone Soudanienne. Une couche de sol de surface de 1 à 3 mètres d'épaisseur surplombe une zone d'altérites de 10 à 20 mètres d'épaisseur formées par les arènes issues de la décomposition des roches du sol, qui repose elle même sur le socle. Ce dernier est altéré, fracturé et fissuré dans sa partie supérieure puis de moins en moins en profondeur.

Climat

Comme pour l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest, le régime pluviométrique de la fenêtre géographique AMMA-CATCH est contrôlé principalement par la circulation atmosphérique de deux masses d'air et par leur mouvement saisonnier : l'Harmattan sec (alizé continental venant du Nord Est) et la mousson humide. On distingue alors une saison sèche et une saison humide, dont les durées et le fonctionnement varient selon les zones, l'influence de l'Harmattan étant d'autant plus importante qu'on monte vers le Nord. Ainsi le régime pluvieux du haut bassin de l'Ouémé est caractérisé par une saison des pluies d'avril à octobre et une saison sèche de 5 mois, de novembre à mars.

Végétation

5 ou 6 types différents d'occupation des sols ont été caractérisés sur l'OHHVO (Bigot et al. 2005). La végétation typique de la zone est la savane arborée. On y trouve également d'autres états dégradés de la forêt claire naturelle : savane arbustive, jachère, cultures, zones ouvertes (figure 4.2). Actuellement les couverts végétaux sont en pleine évolution du fait de l'anthropisation croissante de la zone: les forêts sont de plus en plus défrichées (par brûlis) au profit de culture de rente (coton) ou vivrière (igname, manioc, maïs, sorgho, riz). Il faut également remarquer la forte végétalisation des lits majeurs des rivières, à l'origine des forêts galeries.



(a)



(b)

Figure 4. 2 : paysages de culture (a) et de savane arborée (b) au mois de janvier (*Métadier, 2006*)

Réseau d'observation

L'instrumentation de l'OHHVO s'appuie à la base sur un réseau national de 12 pluviomètres gérés par la Direction de la Météorologie Nationale (DMN) et de 6 limnigraphes gérés par la Direction de l'Hydraulique (DH). À ce réseau, s'ajoute celui du projet AMMA CATCH, en permanente évolution depuis 1997. Depuis 2002 le dispositif expérimental comprend 19 limnigraphes et 47 pluviographes, avec le suivi de 21 puits dont 14 sont équipés de piézographes (figure 4.1.).

4.1.2. Les bassins de la Donga et de Kolokondé

Le bassin de la Donga, d'une superficie de 586 km² est situé au nord-ouest de la haute vallée de l'Ouémé (figure 4.3.). Choisi comme super-site AMMA-CATCH en 1998, il constitue le site privilégié pour l'analyse des processus et la mise au point des modèles hydrologiques. Il bénéficie ainsi depuis 2002 d'un suivi hydro-météorologique renforcé et de dispositifs instrumentaux particuliers.

Les débits sont mesurés à l'exutoire du bassin de la Donga (station Donga Pont) mais également depuis 2002 au niveau des exutoires des sous-bassins emboîtés de la Donga, dont celui de Kolokondé d'une superficie de 105 km² (station Donga-Kolo).

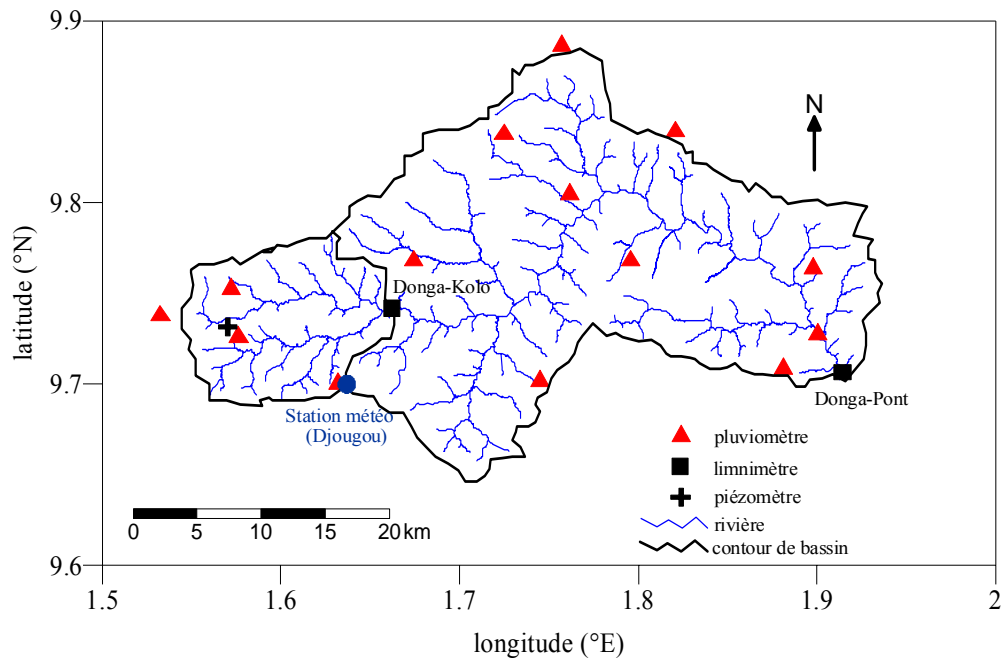


Figure 4. 3. Equipement du bassin de la Donga en 2006

Depuis 2004 pour l'analyse des processus, trois toposéquences ont été instrumentées sur les trois principaux couverts du bassin (jachère-culture, savane arbustive, et forêt). Dans chaque cas, trois stations localisées sur le haut, le milieu et le bas du transect ont été instrumentées avec des sondes automatiques permettant le suivi de la teneur en eau du sol, de la succion, de la température et des niveaux d'eau au niveau de piézomètres crépinés à 2, 10 et 20 m de profondeur.

4.2. Caractéristiques des termes du bilan hydrologique sur les bassins de la Donga et de Kolokondé

4.2.1. La pluviométrie

Pour la période 2002-2004 la pluviométrie moyenne journalière a été calculée sur les bassins de la Donga et de Kolokondé par un krigeage linéaire sur les valeurs aux stations (Le Barbet, 2006).

Il est intéressant de situer les trois années de notre fenêtre d'étude par rapport aux années antérieures. La rupture du régime pluviométrique est identifiée autour des années 1970. La représentation des indices pluviométriques sur la période 1950-2004 (figure 4.3.), calculés à partir des chroniques de la station de Djougou, seule station du bassin de la Donga disposant de données historiques depuis 1950 (Direction de la Météorologie National, DMN 2001), permet de caractériser les années 2002, 2003 et 2004. On rappelle la formulation de l'indice pluviométrique :

$$I_p = \frac{H_i - \bar{H}}{\sigma}$$

avec H_i la hauteur annuelle pour l'année i , \bar{H} la moyenne interannuelle des hauteurs d'eau et σ l'écart type interannuel.

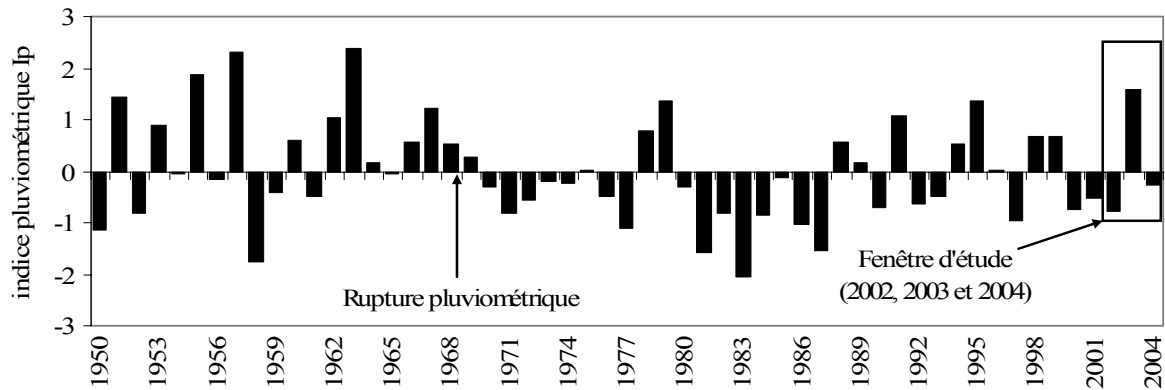


Figure 4. 4. Indices pluviométriques de 1950 à 2004 sur le bassin de la Donga à la station de Djougou (Kamagate, 2006)

Les trois années font partie de la période post 1970 de pluviométrie. Mais si les années 2002 et 2004 se situent dans cette logique avec un indice de pluviométrie négatif, l'année 2003 est particulièrement excédentaire. Ce dernier constat vaut également pour les années 1979, 1991 et 1995 et met en évidence l'existence d'une forte variabilité interannuelle au sein même de la tendance déficitaire du régime pluviométrique. Le travail de ce mémoire porte donc sur des années à pluviométrie contrastée, avec deux années à pluviométrie déficitaire intercalées d'une année à pluviométrie excédentaire. Le tableau 4.2 donne les cumuls annuels pour les années 2002 à 2004 sur les bassins de la Donga et de Kolokondé.

Année	Cumul annuel sur la Donga (mm)	Cumul annuel sur Kolokondé (mm)
2002	1043	1015
2003	1523	1525
2004	1143	1095

Tableau 4. 1. Lames annuelles sur les bassins de la Donga et de Kolokondé pour les années 2002 à 2004

L'observation des lames mensuelles (figure 4.4) sur les deux bassins met en cette spécificité interannuelle en terme d'occurrence des événements pluvieux et de hauteur moyenne des mois pluvieux.

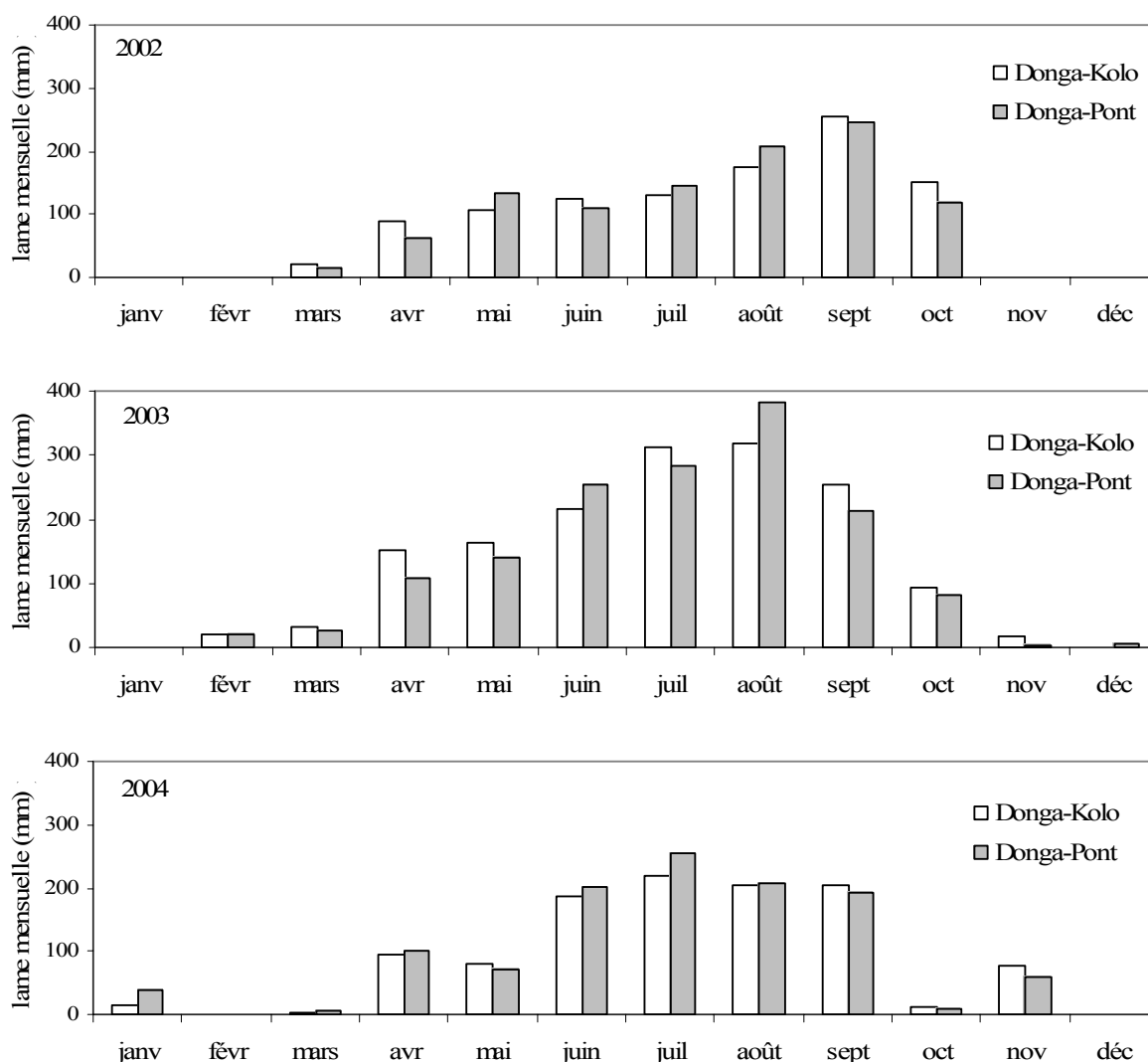


Figure 4. 5. Lames mensuelles précipitées (mm) sur les bassins de Donga-Kolo et Donga-Pont en 2002, 2003 et 2004

Le régime des précipitations pour les trois années (figure 4.5) se distingue par les mois de début et de fin de saison, avec une apparition des pluies plus précoce et une disparition plus tardive pour les années 2003 et 2004. Selon les années, les maximums de pluie ne sont pas observés au même moment, avec respectivement pour les années 2002, 2003 et 2004, les mois de septembre, août et juillet. L'année 2003 se distingue des années 2002 et 2004 par sa forte hauteur des pluies. L'amplitude du mois de maximum pluviométrique est plus d'1.5 fois supérieure à celles atteintes en 2002 et 2004.

4.2.2. L'évapotranspiration

Des données d'évapotranspiration potentielle (ETP) sur le bassin de la Donga sont disponibles depuis 2002. Elles ont été calculées à partir des mesures de la station météorologique de

Djougou, et en utilisant la formule de Penman Monteith proposée par la FAO (1998) (figure 4.6).

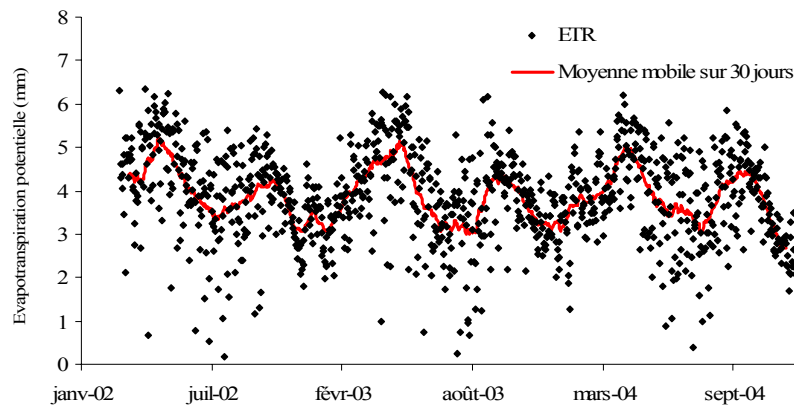


Figure 4. 6. Evapotranspiration potentielle Penman-Monteith, calculée à partir des mesures à la station météorologique de Djougou sur la période 2002-2004

A défaut d'une information plus spatialisée sur la valeur de l'ETP, cette estimation locale sera prise comme variable de forçage à l'échelle entière du bassin versant lors de la mise en oeuvre de TOPAMMA sur les bassins de la Donga et de Kolokondé.

4.2.3. Les écoulements de surface

Les écoulements sur la Donga sont saisonniers, les cours d'eau étant à sec entre décembre et mai. Les débits aux stations limnimétriques de la Donga et de ses sous-bassins ont été calculés à partir des courbes de tarage réalisées à la suite de différentes campagnes de jaugeage (Lelay, 2002). Le débit est suivi à l'exutoire de la Donga à la station Donga-pont et à l'exutoire de Kolokondé à la station Donga-route de Kolokondé.

4.2.4. Les écoulements souterrains

Le niveau piézométrique de la nappe d'altérite est suivi sur une vingtaine de puits villageois depuis 2000. Suite à un nivellement topographique des puits et des stations limnimétriques aux exutoires des bassins (Kamagaté *et al.*, 2003a), il a été constaté qu'en toute période de l'année les niveaux piézométriques sont supérieurs à ceux des fonds des rivières (Kamagaté, 2006). Or ces dernières sont taries une partie de l'année, ce qui met en évidence une faible connexion entre les deux compartiments (nappes d'altérite et rivières) comme l'illustre la figure 4.7. Dans le cadre de sa thèse, Kamagaté a déterminé les signatures chimiques des pluies, des écoulements et de la nappe d'altérite et a ainsi montré que cette dernière participe

très faiblement aux écoulements dans les rivières (Kamagaté, 2006). Le nivellement a aussi permis de montrer que la profondeur de la nappe est indépendante de la position du puit sur le versant, ce qui signifie que les niveaux piézométriques sont plus ou moins parallèles à la topographie.

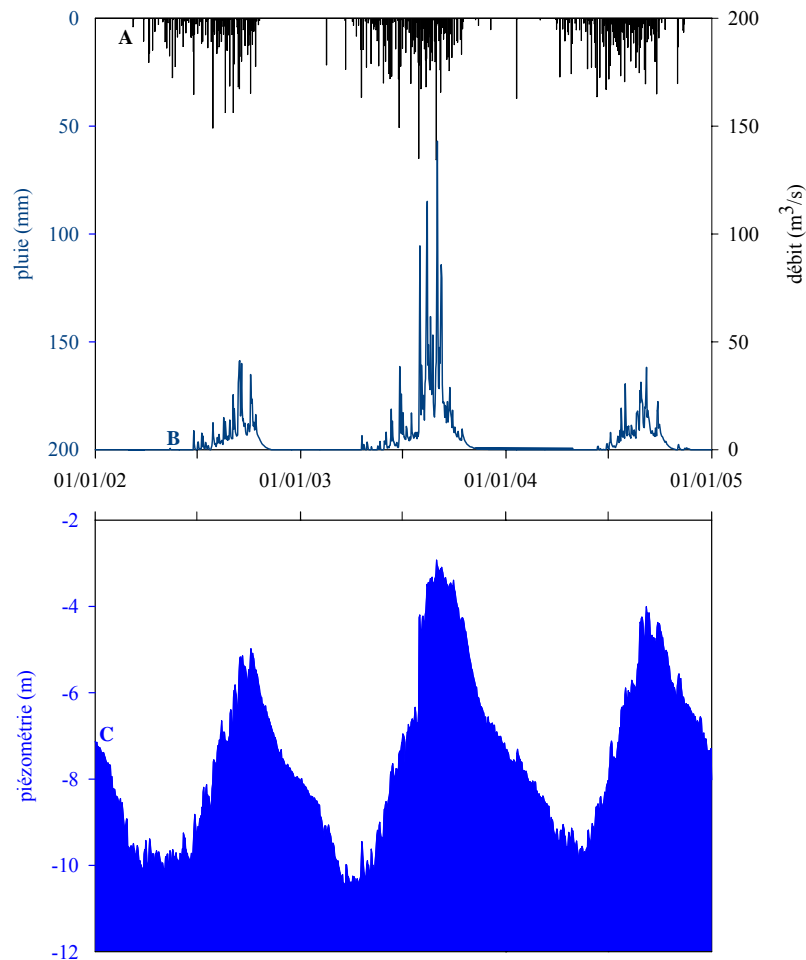


Figure 4. 7 : lame journalière précipité (A), lame journalière écoulée à l'exutoire de la Donga (B) et profondeur moyenne journalière de la nappe (C) pour les années 2002, 2003 et 2004 (Kamagate, 2005)

Sur les toposéquences instrumentées (cf. 4.1.2), les piézomètres à 10 et 20 m, présentant sensiblement le même niveau, correspondent à la nappe pérenne dans les altérites observée dans les puits villageois, ceux à 2 m installés sur les versants (cf. 4.1.2) montrent l'existence d'une nappe perchée durant la saison des pluies (figure 4.8). Les caractéristiques chimiques de cette nappe perchée sont proches de celles des écoulements de base dans les rivières (Kamagaté, 2006).

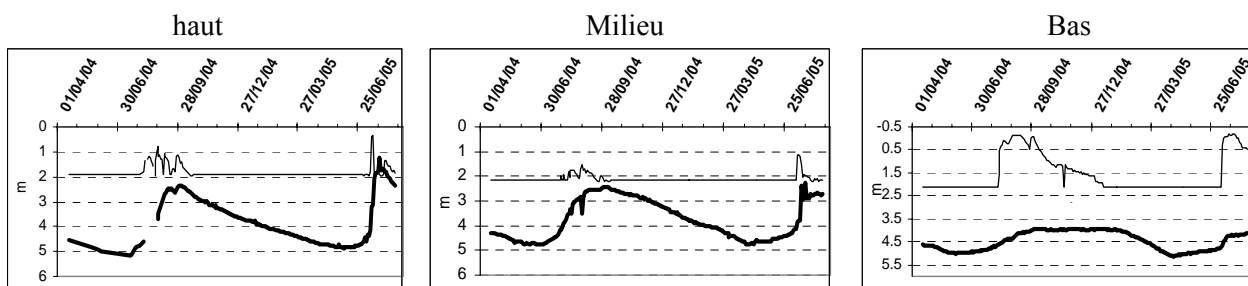


Figure 4. 8 : Évolution en 2004 des niveaux piézométriques à 2m et 10m (respectivement en rouge, vert et bleu) sur les sites de bilan local haut, milieu et bas de la toposéquence du bassin de Kolokondé.

4.2.5. La relation pluie/débit

La particularité des bassins versants étudiés est l'existence d'un décalage temporel entre le début de la saison de pluies et l'apparition des écoulements. Sur le bassin de la Donga (figure 4.9) ce décalage ainsi que les cumuls de pluie correspondants, varient suivant les trois années de la période d'étude. Les valeurs sont présentées dans le tableau 4.3.

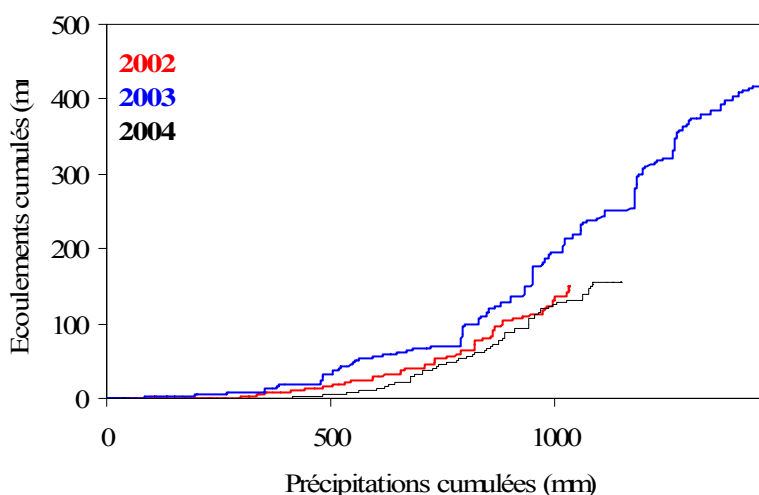


Figure 4. 9 : Lames écoulées cumulées sur le bassin de la Donga pour les années 2002, 2003 et 2004

Années	Début de la saison des pluies	Début des écoulements	Décalage (jours)	Lame précipitée (mm)
2002	30-mars	03-juil	95	310
2003	24-mars	01-juin	69	250
2004	01-avr	12-juin	72	280

Tableau 4. 2 : Décalage entre saison de pluie et écoulements sur le bassin de la Donga pour la période 2002-2004

Le cumul pluviométrique n'est apparemment pas le seul facteur qui provoque l'apparition des écoulements puisqu'il diffère notablement suivant les années. Une notion temporelle, comme l'occurrence d'apparition des événements pluvieux doit probablement être prise en compte.

Les coefficients d'écoulement sur les bassins de la Donga et de Kolokondé sont représentés avec les lames d'eau annuelle précipitées et écoulées sur la figure 4.10. Sur les années communes, on voit que les coefficients d'écoulement sur les deux bassins restent voisins malgré la différence de superficie (586 et 105 km²). Il n'y aurait donc pas de modification de comportement hydrologique entre les deux échelles spatiales.

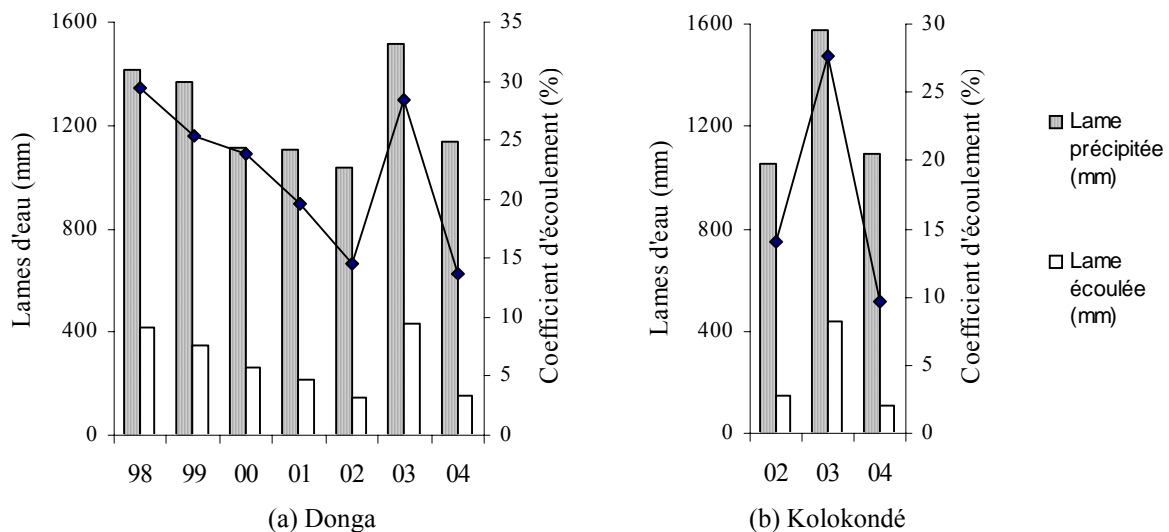


Figure 4. 10 : Coefficients d'écoulement et lames annuelles précipitées et écoulées pour les bassins de la Donga (a) et de Kolokondé (b) respectivement pour les années 1998 à 2004 et 2002 à 2004

4.3. Conclusion

A partir des données d'observation obtenues depuis l'année 2000, un fonctionnement hydrologique du bassin versant de la Donga a pu être proposé (figure 4.11):

- Comme généralement sous climat humide, l'écoulement provient d'une part d'un ruissellement sur surface saturée, observable pendant les épisodes pluvieux. L'écoulement d'origine souterraine contribuant aux écoulements est ici majoritairement superficiel, avec la formation d'une nappe saisonnière de sub-surface.
- La nappe permanente dans les altérites participe peu aux écoulements. L'hypothèse d'un drainage régional des eaux souterraines et (ou) d'une reprise par évapotranspiration est nécessaire pour expliquer sa vidange naturelle.

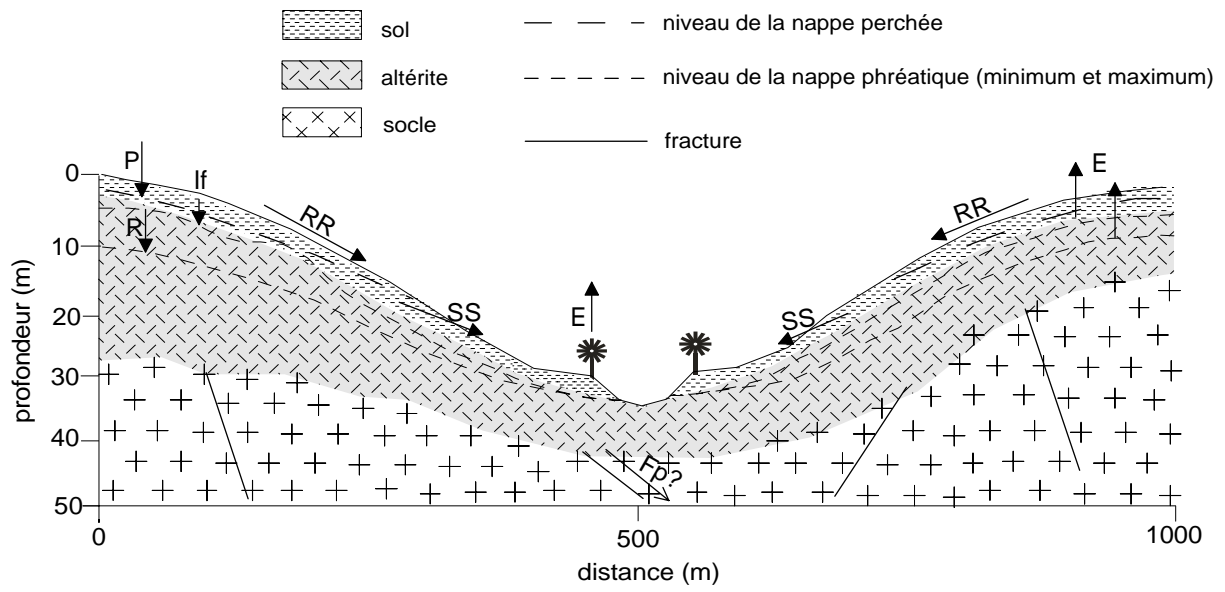


Figure 4. 11 : Fonctionnement de versant supposé sur le bassin de la Donga (d'après Kamagate, 2006)

5. De TOPMODEL à TOPAMMA

5.1. TOPMODEL

Originellement conçu par Beven et Kirby (1979) pour de petits bassins versants écossais, TOPMODEL est aujourd'hui devenu un modèle hydrologiques aux multiples applications. Le concept de TOPMODEL est fondé sur la génération des écoulements par ruissellement sur surfaces saturées contributives et exfiltration de la nappe. On entend par ruissellement sur surface saturée, la génération du ruissellement par affleurement de la nappe en certaines zones du bassin versant, zones dites alors contributives. Il est également possible dans le modèle de générer du ruissellement hortonien. Dans ce cas, le ruissellement est contrôlé par la capacité d'infiltration des sols, c'est-à-dire que lorsque l'intensité de la pluie dépasse une certaine valeur caractéristique des sols (la conductivité hydraulique à saturation), alors le sol ne peut absorber l'excédent qui ruisselle, bien que les couches sous-jacentes de sol ne soient pas elles-mêmes saturées.

TOPMODEL est un modèle distribué dans la mesure où il s'appuie sur la topographie pour représenter en chaque point du bassin les écoulements latéraux de sub-surface et le ruissellement sur surfaces saturées.

L'échelle de TOPMODEL est le versant mais il est possible d'y greffer des modélisations de mécanismes d'échelles différentes. En réalité les versions de TOPMODEL sont nombreuses, chacune d'entre elles s'adaptant aux différents intérêts possibles des modélisateurs. TOPMODEL constitue donc plutôt une base conceptuelle qu'un modèle à part entière : c'est un concept plutôt qu'un schéma de résolution numérique.

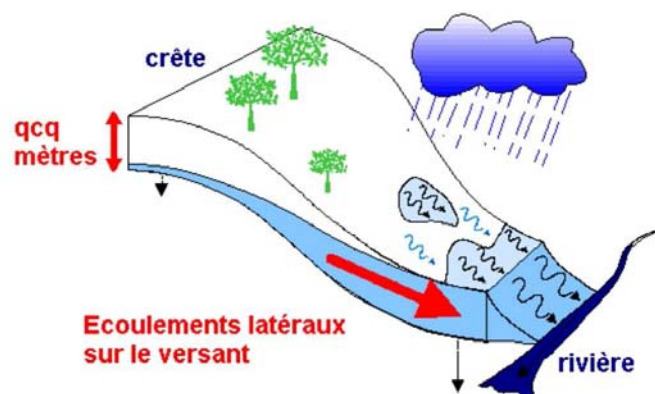


Figure 5. 1 : Génération du ruissellement sur surfaces saturées

Il s'agit donc dans ce paragraphe de présenter la base conceptuelle commune à presque toutes les adaptations actuelles de TOPMODEL, à savoir les hypothèses du modèle et la représentation de l'état hydrique du bassin versant.

5.1.1. La base conceptuelle

5.1.1.1. Les hypothèses

Équilibre de versant

La dynamique de la zone saturée peut être représentée par une succession d'états stationnaires. A chaque pas de temps, on suppose la nappe en équilibre au niveau du versant de sorte qu'au niveau d'un pixel i sur le versant, le flux entrant est égal au flux sortant. C'est-à-dire que pour chaque pas de temps, toute la quantité d'eau alimentant la partie de la zone saturée, située à l'amont de l'élément de versant i considéré est égale à la quantité d'eau s'évacuant vers l'aval au droit de ce même élément de contour (figure 5.2).

En considérant un versant dont la largeur du pied de versant est unitaire on peut exprimer la même égalité en terme de débits par unité de largeur :

$$q_{in}(i,t) = q_{out}(i,t) \quad [L^2.T^{-1}] \quad (5.1)$$

C'est dans cette considération de pied de versant unitaire que sera présentée la suite du concept de TOPMODEL.

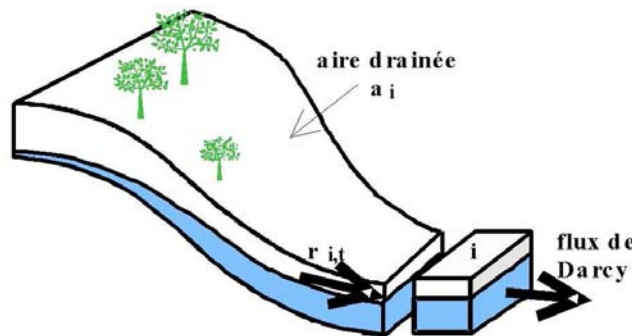


Figure 5. 2 : Equilibre de versant

Flux subsuperficiel

On suppose que l'écoulement subsuperficiel suit une loi de Darcy. On peut alors écrire :

$$q_{out}(i,t) = T_{i,t} \cdot grad(h_{i,t}) \quad (5.2)$$

avec $T_{i,t}$ $[L^2.T^{-1}]$ la transmissivité de l'épaisseur de sol sur laquelle se transmet le flux d'eau et $grad(h_{i,t})$ le gradient de charge hydraulique.

Profil de transmissivité

La transmissivité latérale des profils de sol est exprimée comme n'étant fonction que de la profondeur de sol. L'idée sous-jacente est que la conductivité décroît depuis la surface (aérée par la végétation, la vie biologique, etc. ...) vers les horizons inférieurs, de plus en plus compacts et de moins en moins aérés. Dans TOPMODEL, la profondeur de sol est exprimée en terme de déficit local en eau. Le déficit local en eau définit la lame qu'il faudrait infiltrer pour faire affleurer la zone saturée, en supposant que la zone saturée soit initialement vide. C'est donc la profondeur de la nappe à un terme de porosité près.

La transmissivité de la zone saturée à la profondeur exprimée en déficit $d_{i,t}$ au droit de l'élément de versant considéré i et au temps t s'exprime :

$$T_{i,t} = T_i(d_{i,t}) \quad (5.3)$$

L'hypothèse d'un profil de transmissivité homogène sur le bassin est effectuée dans la plupart des applications de TOPMODEL.

$$T_i(d_{i,t}) = T(d_{i,t}), \quad \forall i \quad (5.4)$$

On a alors :

$$q_{out}(i,t) = T(d_{i,t}) \cdot grad(h_{i,t}) \quad (5.5)$$

Gradient hydraulique invariant dans le temps

Si on admet que localement le gradient hydraulique ne varie pas au cours du temps, on peut alors écrire :

$$grad(h_{i,t}) = Tan\beta_i, \quad \forall t \quad (5.6)$$

Avec $Tan\beta_i$ la valeur locale du gradient hydraulique constant dans le temps.

Généralement ce gradient est approché par la pente de la surface du sol (pente topographique) ce qui sera retenu dans la suite. Cette hypothèse est justifiée lorsque la profondeur des écoulements hypodermiques est faible devant la longueur de pente. On a alors :

$$q_{out}(i,t) = T(d_{i,t}) \cdot Tan\beta_i \quad (5.7)$$

Il faut remarquer que cette approximation n'est faite qu'au niveau local, elle ne signifie pas que la nappe est globalement parallèle à la surface du sol.

Taux constant de recharge de la zone saturée

Il est considéré dans TOPMODEL que la recharge moyenne de la zone saturée de chaque versant peut être approchée par la recharge moyenne de toutes les recharges élémentaires sur le bassin. Cette hypothèse suppose que pour n'importe quel point du bassin, les lames de percolation, de la zone non saturée vers la zone saturée du point, sont identiques et égales à la recharge moyenne des versants :

$$r_{i,t} = r_{j,t} = R_t \quad [L.T^{-1}] \quad \forall i, j, t \quad (5.8)$$

Cette hypothèse donne une idée de l'échelle à laquelle peut s'appliquer TOPMODEL. Il faut que le lissage des recharges élémentaires soit effectif. Les bassins peuvent donc avoir des sols hétérogènes, mais leur réseau de drainage ne doit alors pas être trop dense. Ainsi les flux subsuperficiels auront le temps d'effectuer correctement ce lissage (bassins de quelques km²). Si les sols sont relativement homogènes et si les précipitations ne sont pas trop variables spatialement, les bassins d'application peuvent en revanche être de taille beaucoup plus importante.

Cette hypothèse ne signifie donc pas que la pluie est spatialement uniforme, dans la mesure où la recharge d'un pixel intègre et donc moyenne toutes les recharges locale des points situés à l'amont de ce pixel. Elle n'est cependant acceptable que si la variabilité spatiale des précipitations est limitée à l'échelle du bassin modélisé. Dans le cas où cette hypothèse est acceptable, au niveau du versant la lame entrante s'écrit :

$$q_{in}(i,t) = a_i \cdot R_t \quad (5.9)$$

avec a_i l'aire amont de l'élément de versant d'indice i et de largeur unitaire.

5.1.1.2. État hydrique du bassin

Estimation des déficits locaux et de leur répartition spatiale

Sous réserve des hypothèses précédemment définies, les lames entrantes et sortantes au niveau d'un versant ont pu être exprimées. L'équation d'équilibre du versant s'écrit alors :

$$T(d_{i,t}) \cdot \tan\beta_i = a_i \cdot R_t \quad (5.10)$$

Mais elle peut aussi s'écrire :

$$d_{i,t} = T^{-1}\left(\frac{a_i}{\tan\beta_i} \cdot R_t\right) \quad [L] \quad (5.11)$$

Il est ainsi possible de connaître l'état du déficit local en eau en chaque point du bassin et pour chaque pas de temps de simulation. Cette relation explicite dans TOPMODEL le rôle de

la topographie dans la variabilité spatiale des états hydriques des sols et conduit aux remarques suivantes :

- À un pas de temps donné, tous les points du bassin ayant la même valeur du rapport $a/Tan\beta$ auront la même valeur de déficit local.
- À un instant donné, les points du bassin présentant le même déficit se « devinent » au moyen de la variable topographique $a_i/Tan\beta_i$ notamment les points présentant une valeur nulle de leur déficit, c'est-à-dire les points saturés.

Cela introduit la notion de points hydrologiquement semblables (Beven 1994), au cœur de la philosophie de TOPMODEL. C'est cette notion qui sera utilisée dans l'algorithme de TOPMODEL afin « d'agréger » les points du bassin ayant même valeur de la variable topographique $a/Tan\beta$.

Relation déficits locaux – Déficit moyen du bassin

Le déficit moyen $\bar{D}(t)$ est calculé en intégrant les déficits locaux sur la surface A du bassin :

$$\bar{D}(t) = \frac{1}{A} \int_A d_i(t) \cdot dA \quad [L] \quad (5.12)$$

En notant Ac_t la surface que représente, à l'instant t, l'ensemble des points saturés sur le bassin, le déficit moyen sur le bassin s'écrit :

$$\bar{D}(t) = \frac{A - Ac_t}{A} \cdot T^{-1} \left(\frac{a_i}{Tan\beta_i} \cdot R_t \right) \quad (5.13)$$

Sous réserve des hypothèses de TOPMODEL il est possible de montrer qu'à chaque instant :

- le déficit moyen $\bar{D}(t)$ du bassin est fonction de la recharge moyenne du bassin, c'est-à-dire l'entrée du système, et d'une variable hydro-topographique caractéristique du bassin, dans la mesure où elle inclut une mesure de la topographie, via le paramètre $a_i/Tg\beta_i$, et une mesure hydro-dynamique, via le profil de transmissivité T.
- et la manière dont se répartissent les déficits locaux $d_{i,t}$ autour de cette valeur moyenne dépend des valeurs locales de la variable topographique.

En d'autres termes, le bassin est sensible à une caractérisation moyenne de la transmissivité et de la topographie du bassin. Mais l'organisation interne des états hydriques sur le bassin est fonction de la distribution de cette variable topographique.

5.1.2. Conclusion

TOPMODEL est donc bien un concept plutôt qu'un modèle. Sous réserve des hypothèses citées précédemment, ce concept est que la topographie joue un rôle prépondérant dans la manière dont s'organisent les états hydriques du sol. Il a également été mis en évidence qu'une variable topographique permet théoriquement de prédire leurs distributions.

Il faut maintenant formaliser le concept de TOPMODEL et définir un algorithme afin de permettre la simulation numérique. Les solutions sont multiples et vont dépendre de l'application de TOPMODEL et donc des choix des utilisateurs. TOPMODEL sera mis en oeuvre dans ce mémoire comme un modèle hydrologique à part entière, et la version utilisée dans le cas des bassins de la Donga et de Kolokondé sera le modèle TOPAMMA, mis au point par Lelay (2006).

5.2. Le modèle TOPAMMA, une adaptation de TOPMODEL aux spécificités du bassin versant de la Donga

5.2.1. La formalisation du concept

Profil exponentiel de transmissivité

Le profil historique de transmissivité utilisé dans TOPMODEL est le profil exponentiel (Beven et Kirby 1979). En plus, dans TOPAMMA, pour limiter les écoulements latéraux à une tranche de sol restreinte, un paramètre do , homogène à un déficit en eau, est introduit (figure 5.3). Les écoulements souterrains sont donc considérés nuls au delà de cette profondeur. Dans la suite on fera l'hypothèse de sols homogène sur les bassins versants. En intégrant depuis le niveau supérieur $d_{i,t}$ de la zone saturée jusqu'au niveau do de la première couche de transmissivité nulle, on déduit l'expression de la transmissivité :

$$T(d_{i,t}) = T_o \cdot \exp\left(-\frac{d_{i,t}}{M}\right) \quad [L^2.T^{-1}] \quad (5.14)$$

Avec T_o la transmissivité latérale quand le sol est saturé ($d_{i,t} = 0$) et M le paramètre de décroissance de cette transmissivité [L] qui donne un indice de l'épaisseur efficace de sol où ont lieu la majorité des écoulements.

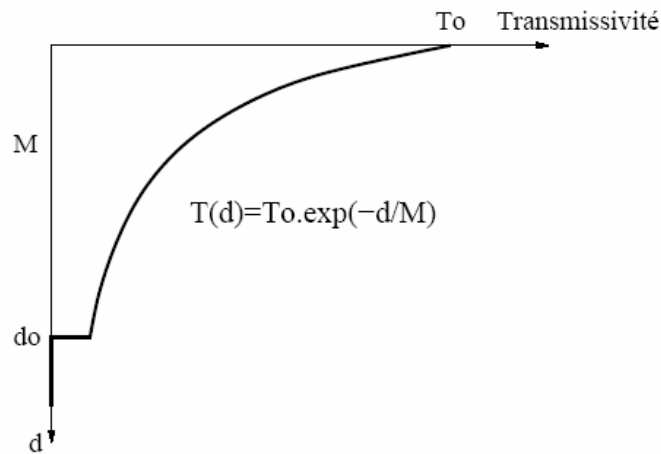


Figure 5.3 : Profil de transmissivité seuillé à d_o

On a donc :

- $d_{i,t} = 0$ si le pixel est saturé
- $0 < d_{i,t} < d_o$ si le pixel n'est ni sec ni saturé
- $d_{i,t} = d_o$ si le pixel est sec

Le profil de conductivité correspondant s'écrit :

$$K(d_{i,t}) = K_o \cdot \exp\left(-\frac{d_{i,t}}{M}\right) \quad [L.T^{-1}] \quad (5.15)$$

En particulier,

$$K(d_o) = K_o \cdot \exp\left(-\frac{d_o}{M}\right) \quad (5.16)$$

Étant données les valeurs prises en pratique par le rapport d_o/M (de l'ordre de 8 à 10 sur les bassins d'étude), l'approximation $To = K_o \cdot M$ sera utilisée par la suite.

Remarque : d_o étant une mesure de la profondeur à un terme de porosité près, la profondeur z_o correspondant au plancher de la zone de sub-surface, s'écrit : $z_o = d_o/\theta$ avec θ la porosité du sol.

Relation Déficit moyen- Déficits locaux

Compte tenu de la forme exponentielle retenue pour la conductivité, le déficit local s'écrit :

$$d_{i,t} = -M \cdot \ln\left(\frac{a_i}{To \cdot \tan\beta_i}\right) - M \cdot \ln(R_i) \quad (5.17)$$

Pour l'expression du déficit moyen il est fait l'approximation dans la formule originale de TOPMODEL que la surface sans saturation est proche de la surface totale, ce qui simplifie les calculs. Le déficit moyen s'écrit dans ce cas :

$$\overline{D}(t) = d_{i,t} - M \cdot (\overline{IT} - IT) \quad (5.18)$$

Avec \overline{IT} la moyenne sur l'ensemble du bassin des valeurs de l'indice topographique.

Cette relation rappelle que l'organisation spatiale des déficits locaux à un temps donné dépend essentiellement de la topographie et qu'il existe une variable topographique permettant de prédire la répartition des états hydriques du sol, en l'occurrence l'indice

topographique $Ln\left(\frac{a_i}{Tg\beta_i}\right)$. Cet indice est la variable caractéristique de TOPMODEL.

Dans TOPAMMA l'hypothèse sur la surface de saturation n'est pas prise en compte et la surface sur laquelle les pixels sont secs est considérée. Le détail du calcul, effectué selon la formulation proposée par Saulnier et Datin (2004) n'est pas présenté ici. Mais sous ces conditions le déficit moyen s'exprime de la manière suivante :

$$\overline{D}^*(t) = d_{i,t} - M \cdot (\overline{IT}^* - IT) \quad (5.19)$$

où $\overline{D}^*(t)$ est le déficit moyen sur la surface active du bassin :

$$\overline{D}^*(t) = \frac{A \cdot \overline{D}_t(t) - A_o(t) \cdot d_o}{A - A_c(t) - A_o(t)} \quad (5.20)$$

Avec $A_c(t)$ la surface contributive au pas de temps t (i.e. la surface saturée) et $A_o(t)$ la surface sèche au pas de temps t.

$A - A_c(t) - A_o(t)$ est qualifiée de surface active et \overline{IT}^* est l'indice topographique moyen sur l'ensemble de cette surface.

Dans la suite, on parlera simplement de déficit moyen et d'indice topographique moyen pour qualifier $\overline{D}^*(t)$ et \overline{IT}^* , qu'on notera simplement $\overline{D}(t)$ et \overline{IT} .

5.2.2. L'indice topographique

L'originalité de l'indice topographique

L'indice topographique traduit le potentiel d'un point du bassin à se saturer plus ou moins facilement. En schématisant, la variable $Ln\left(\frac{a_i}{Tan\beta_i}\right)$ peut être perçue au logarithme près comme le rapport entre :

- un index du flux entrant au point considéré : sa capacité de collecte c'est-à-dire l'aire drainée a_i .
- et un index de flux sortant en ce point, sa capacité d'évacuation (le gradient gravitaire $Tan\beta_i$).

C'est ce rapport qui traduit la propension des points du bassin à s'engorger.

L'originalité de l'indice topographique réside dans son caractère hydro-dynamique. Alors que les paramètres classiques ne quantifient que des considérations statiques, l'indice topographique, lui, décrit la dynamique des points face à la saturation.

La manière de classer les zones d'un bassin dans TOPMODEL, en « agrégeant » les points, est originale. Plutôt que de s'attacher à utiliser des variables ne décrivant que « l'architecture » des points pour ensuite leur supposer un certain type de comportement, la classification des points se fait sur des considérations sur le comportement hydrologique des points, à savoir leur propension à la saturation. Plutôt qu'une idée verticale des processus souvent donnée par les approches statiques, le paramètre topographique $Ln\left(\frac{a_i}{Tan\beta_i}\right)$ introduit la notion d'écoulement latéral sur le versant. Ainsi TOPMODEL agrège les points en considérant ceux qui présentent la même propension à se saturer ; et ce quelque soit les raisons pour lesquelles ces points vont avoir cette même tendance à la saturation, c'est à dire indépendamment des caractéristiques physiques.

L'organisation spatiale de la saturation

Via la relation entre déficit local et déficit moyen précédemment établie, que nous rappelons :

$$\bar{D}(t) = d_{i,t} - M \cdot (\bar{IT} - IT_i) \quad (5.21)$$

la connaissance du déficit moyen permet d'inférer les déficits locaux en n'importe quel point du bassin. En particulier il est alors possible de prédire les points saturés par affleurement de

la zone saturée à la surface du sol. D'après cette relation on en déduit que tous les points de valeurs d'indice topographique supérieure à $\overline{IT} + \frac{\overline{D}_t}{M}$ seront saturés ($d_{i,t} = 0$).

À chaque pas de temps, pour une valeur de $\overline{D}(t)$ donnée, il existe donc une valeur limite de l'indice topographique telle que tous les points du bassin ayant une valeur d'indice supérieur à cette valeur limite soient saturés. On en conclut que l'organisation de la saturation sur le bassin est unique pour une valeur limite de l'indice topographique, étant donné :

- le caractère géométrique de l'indice topographique, caractéristique du bassin, et donc qui ne varie pas dans le temps,
- une certaine uniformité des recharges des zones saturées par les zones non saturées (hypothèse de sols homogènes).

À un pas de temps donné, la connaissance de $\overline{D}(t)$ et ainsi celle de la valeur limite de l'indice topographique correspondante va donc permettre de connaître d'une part le pourcentage de saturation du bassin ($Ac(t)/A$) et d'autre part la répartition spatiale de ces points. La distribution cumulée des valeurs d'indices topographiques est utilisée dans le modèle pour déduire le pourcentage du bassin que représentent les points saturés (d'indice topographique supérieur à l'indice limite calculé au pas de temps donné).

Remarque : C'est le choix historique d'un profil exponentiel qui justifie la présence du logarithme dans la formulation classique de l'indice topographique. Il faut remarquer cependant qu'il est possible de relaxer cette hypothèse au profit d'autres types de décroissance de la conductivité.

5.2.3. L'expression des flux hydrologiques

TOPAMMA s'intéresse à chaque instant aux différents flux suivants :

Les flux latéraux :

- le ruissellement par refus à l'infiltration (hortonien)
- le ruissellement sur surface contributive
- l'exfiltration de la nappe vers le réseau hydrographique

Les flux verticaux :

- l'évapotranspiration

- l'infiltration dans la tranche de sol susceptible de fournir du drainage latéral (pour une profondeur inférieure à d_0 au terme de porosité près).
- le flux de percolation au delà de cette tranche de sol. Cette composante spécifique à la version TOPAMMA est un flux est « perdu » pour le modèle. Physiquement, il recharge la nappe d'altérite actuellement non modélisée dans TOPAMMA.

Le ruissellement sur surface contributive et l'exfiltration sont les flux caractéristiques de TOPMODEL. Ces écoulements latéraux appartiennent au « noyau » de TOPMODEL. En effet, la première vocation de TOPMODEL est de modéliser les écoulements rapides de subsurface et le ruissellement sur surfaces saturées. Aussi ces flux sont-ils les mêmes dans presque toutes les versions de TOPMODEL, dont TOPAMMA.

En revanche, la représentation des flux verticaux n'est pas le propos principal de TOPMODEL. Suivant les versions utilisées, les formulations diffèrent largement. L'objectif initial de la création d'une version modifiée TOPMODEL (Lelay 2006) est la prise en compte des hypothèses de fonctionnement hydrologique local, avec en particulier la formalisation de la déconnexion observée entre la rivière et les nappes d'altérite, dites profondes, observées dans les puits villageois ou dans les piézomètres expérimentaux des toposéquences, crépinés à 10 et 20m.

Processus d'interception et d'évapotranspiration

Cette question est très libre dans le contexte de TOPMODEL. Dans la plupart des versions de TOPMODEL, les transferts sol-atmosphère sont gérés par un réservoir surfacique de capacité SRMax, à partir duquel différentes formulations d'interception et d'évapotranspiration peuvent être appliquées. La reprise évaporatoire peut ainsi être simplement conditionnée par un paramètre. Dans les versions continues de TOPMODEL, c'est-à-dire ne fonctionnant pas uniquement sur un événement pluie/crue, l'évapotranspiration potentielle (ETP) est utilisée comme variable de forçage. L'évapotranspiration réelle (ETR) est alors prélevée dans le réservoir racinaire et éventuellement aussi dans la zone non saturée, proportionnellement à son contenu en eau.

A chaque pas de temps, l'évapotranspiration $ETP(t)$ est prélevée sur la pluie $P(t)$ de sorte que :

$$\text{Si } P(t) \geq ETP(t), \quad P_n(t) = P(t) - ETP(t) \quad \text{et} \quad E_n(t) = 0 \quad (5.22)$$

$$\text{Si } P(t) \leq ETP(t), \quad P_n(t) = 0 \quad \text{et} \quad E_n(t) = ETP(t) - P(t) \quad (5.23)$$

Avec $P_n(t)$ la pluie nette au temps t (différence entre la pluie et l'évapotranspiration potentielle) et $E_n(t)$ l'évapotranspiration nette.

Dans le cas où $E_n(t)$ n'est pas nulle, la reprise évaporatoire est autorisée dans la zone de sub-surface, à un taux proportionnel au contenu en eau du sol et à $E_n(t)$:

$$ETR(t) = E_n(t) \cdot \left(1 - \frac{\overline{D(t)}}{do}\right) \quad (5.24)$$

Ruissellement

Le ruissellement par refus à l'infiltration, dit ruissellement hortonien, est produit dans TOPAMMA lorsque $P_n(t) > K_0$. Il s'écrit :

$$R_H = P_n(t) - K_0 \quad [L.T^{-1}] \quad (5.25)$$

où $P_n(t)$ est le taux de précipitation nette au temps t et K_0 la conductivité hydraulique à saturation en surface.

K_0 est obtenue à partir de T_0 par l'approximation : $K_0 = \frac{T_0}{M}$ (cf. 5.2.1).

Le ruissellement sur surface saturée R_C , exprimé en lame d'eau sur le bassin est obtenu par la relation :

$$R_C(t) = P_n(t) \cdot \frac{A_c(t)}{A} \quad (5.26)$$

où $P_n(t)$ est la pluie nette après interception.

Écoulements de sub-surface : exfiltration de la nappe

Le réseau hydrographique est supposé drainer totalement l'horizon superficiel de sol (dont le déficit hydrique est inférieur à do). Les zones saturées participent au débit total traversant l'exutoire. $Q_b(t)$ s'exprime classiquement comme la somme des flux sub-superficiels atteignant le réseau hydrographique.

Sous réserve du profil de transmissivité homogène, $Q_b(t)$ s'écrit :

$$Q_b(t) = A \cdot T_0 \cdot \exp\left(-\frac{\overline{D(t)}}{M}\right) \cdot \exp(-IT) \quad (5.27)$$

La valeur du déficit maximal étant d_0 , la valeur du débit d'exfiltration doit être nulle lorsque $\overline{D(t)}$ est égal à d_0 . D'où l'expression finale retenue dans TOPAMMA :

$$Q_b(t) = A \cdot To \cdot \left[\exp\left(-\frac{\overline{D(t)}}{M}\right) - \exp\left(-\frac{d_0}{M}\right) \right] \cdot \exp(-\overline{IT}) \quad (5.28)$$

La composante d'exfiltration se calcule donc à chaque pas de temps à partir de la seule connaissance de la variable déficit moyen sur le bassin.

Infiltration dans la zone non saturée

TOPMODEL suppose la prédominance des écoulements rapides ou préférentiels dans la genèse des écoulements latéraux de sub-surface, au détriment du drainage capillaire lent. Aussi aucune représentation explicite de l'infiltration n'est effectuée.

Dans TOPAMMA le transfert de la zone non saturée à la zone saturée dans la tranche de sol plafonnée à d_0 , est régi par :

$$q_v(i,t) = \min\left(K(d_i); \frac{V_{ZNS}(i,t)}{\delta t}\right) \quad (5.29)$$

où V_{ZNS} est le volume d'eau effectivement disponible dans la zone non saturée. Lorsque $V_{ZNS} / \delta t > K(d_i)$, l'excédent d'eau non drainable verticalement est stocké dans la zone non saturée et utilisé au pas de temps suivant.

Contrairement à la plupart des versions de TOPMODEL où les conductivités latérales et verticales sont confondues, TOPAMMA relaxe l'hypothèse d'isotropie de la conductivité et distingue K_{OV} et K_{OH} .

Percolation profonde

Dans TOPAMMA, la conductivité hydraulique à la profondeur d_0 où se trouve le plancher de la nappe temporaire de sub-surface vaut $K_v(d_0)$. Le paramètre d_0 caractérise en effet le déficit maximum et par la même l'épaisseur efficace de sol dans laquelle ont lieu les écoulements latéraux de sub-surface. Le rapport d_i / d_0 représente alors un degré de saturation de la couche de sol superficielle. Au vu de ces considérations, la recharge de la nappe d'altérite nommée par la suite percolation profonde peut être exprimée par la relation :

$$Perc_i(t) = K_v(d_0) \cdot \left(1 - \frac{d_i(t)}{d_0}\right) \quad (5.30)$$

$$Perc_i(t) = K_{OV} e^{-\left(\frac{d_0}{M}\right)} \cdot \left(1 - \frac{d_i(t)}{d_0}\right) \quad (5.31)$$

5.2.4. L'algorithme et la paramétrisation

5.2.4.1. L'algorithme

Agrégation des points de même valeur d'indice topographique

Il a été montré qu'à chaque pas de temps t , tous les points du bassin ayant la même valeur d'indice topographique IT_x auront la même valeur de déficit local $d_{x,t}$ égale à :

$$d_{x,t} = \overline{D}(t) + M \cdot (\overline{IT} + IT_x) \quad (5.32)$$

Il n'est donc pas nécessaire de simuler chacun de ces points de manière individuelle. Il suffit de simuler un seul de ces points, le résultat obtenu étant identique à tous les points de même valeur d'indice topographique. C'est ce que fait l'algorithme de TOPAMMA et plus généralement celui de TOPMODEL.

Pratiquement TOPMODEL effectue donc des simulations sur des classes de valeurs d'indice topographique. Puis, les réponses totales du bassin sont calculées comme :

- la somme de chacune des réponses simulées pour chaque classe d'indice,
- pondérée par la représentativité de chacune des classes d'indices sur le bassin étudié.

Ainsi la distribution de l'indice topographique est découpée en N classes d'indice de valeur moyenne. La distribution cumulée permet ensuite de connaître le pourcentage de surface de bassin en dessous de chaque classe d'indice, qui est le pourcentage de surface saturée sur le bassin (figure 5.4).

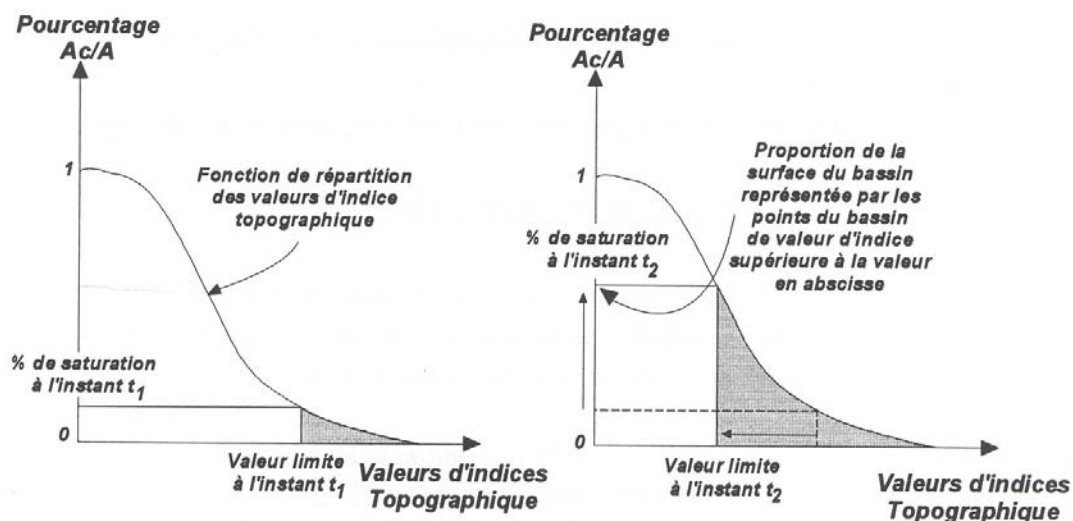


Figure 5. 4 : Schématisation d'une distribution cumulée de l'indice topographique (d'après Saulnier, 1996)

Mise à jour des déficits

La conservation de la masse à l'échelle du bassin versant permet de mettre à jour le déficit moyen à chaque pas de temps :

$$\bar{D}(t + dt) = \bar{D}(t) + \left(\frac{Q_b(t)}{A} - R(t) + Perc(t) \right) \cdot dt \quad (5.33)$$

avec :

- $Q_b(t)$ les écoulements souterrains préférentiels (exfiltration) sur le bassin calculée à partir de $\bar{D}(t)$
- $R(t)$ la recharge globale sur le bassin disponible pour les écoulements préférentiels dans la tranche de sol plafonnée à do . Elle est calculée en intégrant les recharges locales $q_v(i,t)$ à l'échelle du bassin versant.
- $Perc(t)$ la percolation profonde calculée en intégrant les percolations locales $Perc_i(t)$ à l'échelle du bassin versant.

Pour utiliser cette équation, il faut préciser la valeur du déficit moyen initial. On considérera ici qu'à chaque début de simulation (au 1^{er} janvier) le bassin est sec, c'est-à-dire $\bar{D}(0) = do$.

La fonction de transfert géomorphologique

Il s'agit de transférer les volumes d'eau générés en chaque point du bassin jusqu'à l'exutoire du bassin. La fonction utilisée pour cela est l'hydrogramme unitaire géomorphologique (GUH – Geomorphologic Unit Hydrograph). Le choix de cette approche et de ses hypothèses est discuté dans Lelay (2006). En résumé cette approche peut être exprimée comme la convolution d'une réponse de versant et d'un routage dans le réseau hydrographique. Le temps de transfert vers l'exutoire s'écrit de la manière suivante:

Pour les points appartenant à la rivière:

$$t_{out} = v_{river} \cdot d_{out} \quad (5.34)$$

Pour les points situés en zone saturées contributives:

$$t_{out} = v_{river} \cdot d_{out} + v_{hill} \cdot d_{river} \quad (5.35)$$

avec v_{hill} et v_{river} respectivement les vitesses sur versant et en rivière ; d_{out} la distance de parcours dans le réseau jusqu'à l'exutoire ; d_{river} la distance de parcours sur le versant jusqu'à la rivière.

Une fois les distances calculées à partir du MNT et des indices topographiques (Lelay 2006), la fonction de transfert fait donc apparaître deux paramètres : v_{hill} et v_{river} .

Dans son étude sur le bassin versant de la Donga, Lelay a considéré la fonction de transfert comme statique, c'est à dire que le GUH est considéré comme invariant dans le temps. Un degré de saturation moyen du bassin a été fixé, permettant de ne calculer qu'une fois l'hydrogramme unitaire. La valeur de 20% a été retenue au vu des pourcentages de saturation (Lelay 2006). Cette approche de l'hydrogramme unitaire et la valeur du pourcentage de saturation précédemment définie sont reprises dans ce mémoire.

La figure 5.5 résume l'algorithme de TOPAMMA :

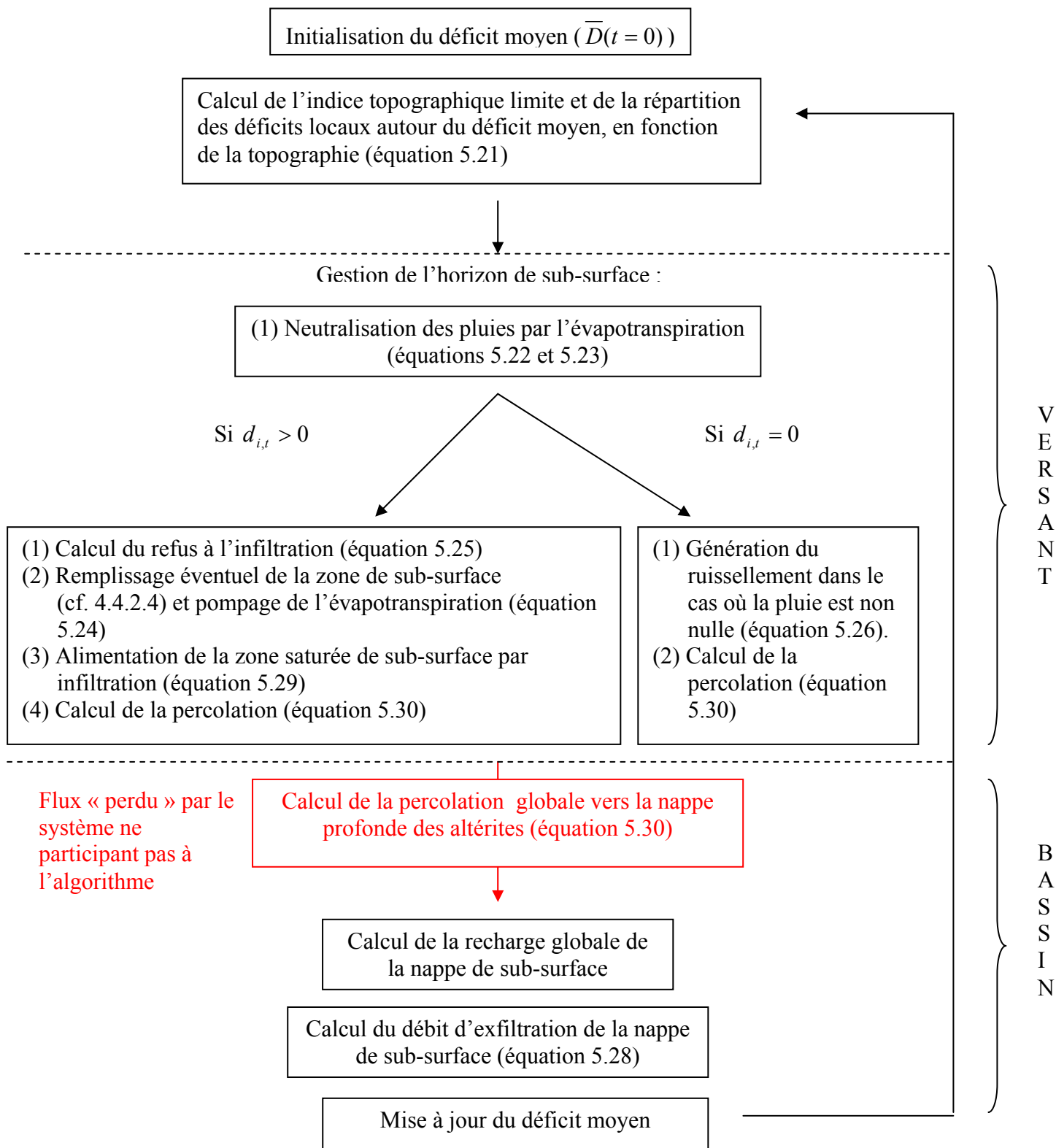


Figure 5. 5 : Algorithme de TOPAMMA

5.2.4.2. Les paramètres

Le fonctionnement de TOPAMMA nécessite donc la connaissance des paramètres suivants :

v_{hill} , v_{river} , T_{OV} , T_{OH} , M et do . Parmi ces paramètres deux sont fixés tels que :

$$\frac{v_{river}}{v_{hill}} = 10$$

$$\text{et } \frac{K_{OV}}{K_{OH}} = 0.01 \text{ soit en terme de transmissivité } \frac{T_{OV}}{T_{OH}} = 0.01$$

En pratique, l'épaisseur efficace de sol est à la fois contrôlée par M et do et le paramètre sensible pour le modèle est en définitive le ratio do/M . Au final, la structure retenue ne nécessite donc l'optimisation que de quatre paramètres libres : M , T_{OH} , do/M et v_{river} .

5.2.5. Les traitements topographiques

La mise en œuvre de TOPAMMA nécessite un certain nombre de traitements topographiques, notamment l'extraction des bassins versants et du réseau hydrographique et le calcul des indices topographiques sur le bassin.

Deux modèles numériques de terrain (MNT) étaient disponibles :

- Le premier est issu d'un radar embarqué sur la navette américaine durant une mission de 11 jours en février 2000 (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>). Une couverture globale de la terre est disponible au pas de 3'' d'arc (90m environ). C'est ce MNT qu'a utilisé Lelay dans sa thèse.
- Le second plus récent a été obtenu par stéréoscopie radar à partir de la mission du satellite ASTER (Drey et al., 2004). Il a un pas de 30m.

Le calcul des indices topographique est effectué selon la méthode proposée par Saulnier et al. (1997). Pour l'extraction du réseau hydrographique, les points sources sont identifiés tels que :

- Leur aire drainée est supérieure à 70 ha pour le MNT au pas de temps de 90m et 16 ha pour le MNT au pas de 30m.
- Leur indice topographique est supérieur à 5.

Les figures 5.6 et 5.7 présentent les modèles numériques de terrain (MNT) sur le bassin de la Donga (résolution de 90m) et sur le bassin de Kolokondé (résolution de 30m) à partir desquels la distribution des indices topographiques a été réalisée. On a représenté le réseau hydrographique sur les cartes.

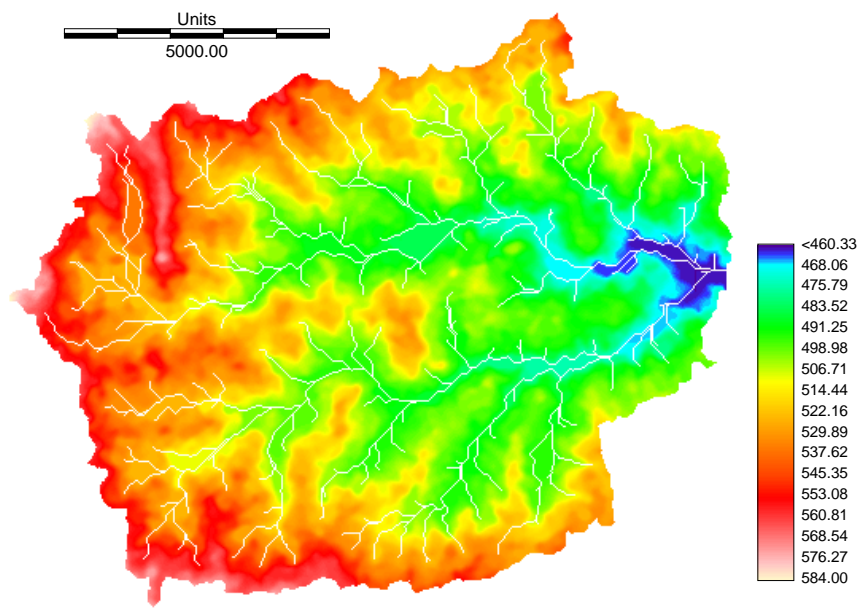


Figure 5. 6 : Modèle numérique de terrain du bassin de Kolokondé (résolution à 30m)

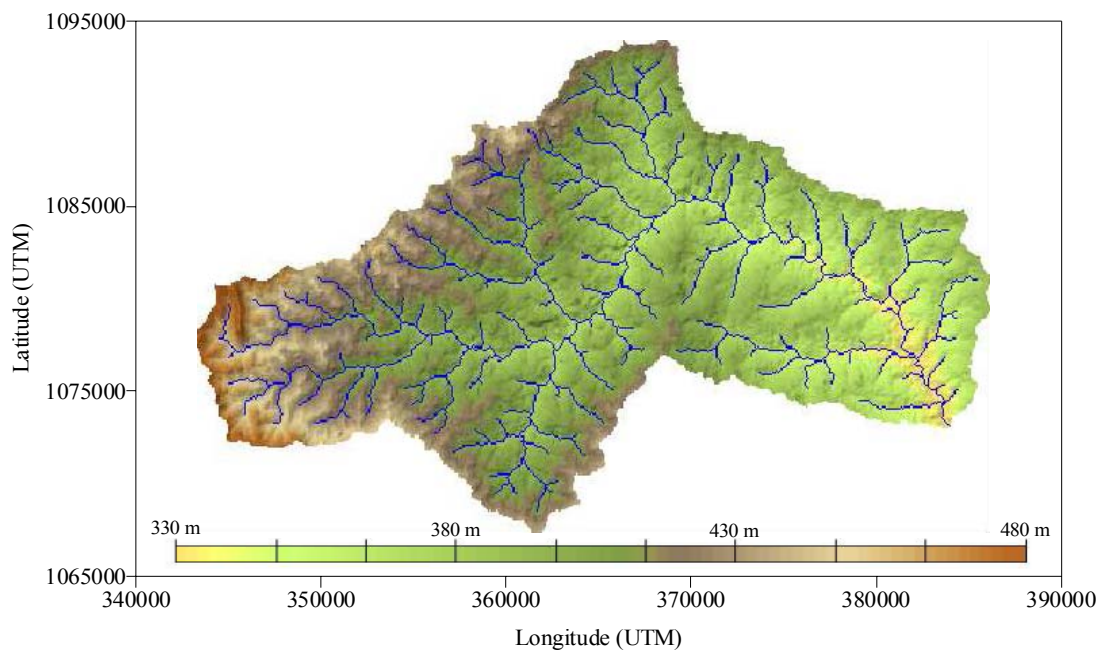


Figure 5. 7 : Modèle numérique de terrain du bassin de la Donga (résolution à 90m)

PARTIE III : RÉSULTATS ET ÉVALUATION DU MODÈLE

6. Critères de mise en œuvre et d'évaluation du modèle

6.1. Identification des paramètres

L'identification des paramètres consiste à rechercher les valeurs des paramètres qui permettent de simuler au mieux, au vu d'un critère choisi, le comportement du modèle. Il s'agit de l'étape de calage ou calibration du modèle. Le critère le plus souvent utilisé en modélisation hydrologique et qui a été retenu dans cette étude, est le débit à l'exutoire du bassin.

Après avoir défini une méthode d'exploration de l'espace des paramètres, il faut ensuite choisir une mesure de la performance du modèle, qui puisse rendre compte de la distance entre les valeurs mesurées et simulées : on parle alors de fonction objectif. Il reste enfin à définir la période sur laquelle on décide de caler le modèle. Deux cas sont envisageables : (i) un calage sur la totalité de la période d'étude (ici trois années, 2002-2004), dit calage global, (ii) ou un calage année par année, alors appelé calage spécifique.

6.1.1. Exploration de l'espace des paramètres

La relative simplicité de la structure de TOPAMMA permet une exploration systématique de l'espace des paramètres. Cette exploration résulte d'un échantillonnage uniforme des valeurs des paramètres par simulations Monte Carlo. Cette méthode exige un grand nombre de calculs mais permet une analyse intégrale de la surface de réponse du modèle. Elle s'avèrera également adaptée à la quantification des incertitudes.

Un tel échantillonnage nécessite la définition de deux paramètres : (i) les bornes de l'espace des paramètres à explorer ; (ii) le pas de scrutation des paramètres.

Les valeurs des paramètres retenues ici sont celles définies par Le Lay dans sa thèse (Lelay, 2006) : (i) les bornes ont été fixées sur la base de son expérience, de la littérature et de quelques considérations physiques en fonction de leur signification ; (ii) le pas de scrutation des paramètres résulte d'un compromis entre le souci de précision et le temps de calcul.

6.1.2. Définition d'une fonction objectif

Plusieurs critères objectifs mathématiques existent pour quantifier la distance entre les données observées et simulées.

La fonction objectif retenue ici est le critère de Nash-Sutcliffe (Nash et Sutcliffe, 1970). Également appelée efficacité E , elle s'écrit:

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n_{obs}} (Z_{isim} - Z_{iobs})^2}{\sum_{i=1}^{n_{obs}} (Z_{iobs} - \bar{Z}_{iobs})^2} \quad (6.1)$$

où Z_{isim} est la variable simulée, Z_{iobs} la variable observée, \bar{Z}_{iobs} la moyenne des observations et n_{obs} le nombre d'observations.

Ce critère quantifie la part de la variance observée prise en compte par le modèle. Plus l'efficacité est proche de 1, meilleur est l'accord entre observation et simulation.

Remarque : De par son caractère quadratique, cette fonction donne plus de poids aux valeurs fortes des variables pronostiques. Par exemple si on l'applique aux débits, les épisodes de crue auront un poids prépondérant. Une possibilité est d'utiliser ce même critère sur les valeurs racinaires ou logarithmiques des débits afin de réduire l'importance des fortes valeurs de débits, ce qui ne sera pas considéré dans ce travail.

Cependant de bonnes valeurs d'efficacité n'attestent pas de l'absence d'une erreur systématique. Le critère de biais B permet, lui, de mesurer la tendance du modèle à sous estimer ou à surestimer les observations :

$$B = \frac{\sum_{i=1}^n Z_{isim}}{\sum_{i=1}^n Z_{iobs}} - 1 \quad (6.2)$$

Ces deux critères ont donc été pris en compte pour la détermination d'une combinaison optimale de paramètres. Les combinaisons maximisant le critère de Nash-Sutcliffe sont sélectionnées, puis à valeurs de Nash comparables, le choix de la combinaison optimale se fait sur la considération de la valeur du critère de biais.

6.1.3. Période de calage

On peut donc considérer une période de calage englobant la totalité de la période d'étude ou une période annuelle. Pour la période 1998-2002 sur la Donga les deux types de calage ont été testés (Lelay, 2006). En comparant les jeux de paramètres spécifiques au jeu optimal sur la période 1998-2002, et en utilisant les résultats de l'analyse de sensibilité du modèle adjoint de TOPAMMA (Castaings, 2006), Lelay a abouti aux conclusions suivantes :

- Toutes les années ne sont pas reproduites de la même façon par le jeu global : certaines années (1998) sont bien simulées par le jeu de paramètres global, au sens où ce dernier y est un bon compromis. Pour les autres années le compromis n'est pas satisfaisant, dans la mesure où il produit un biais, inverse en début et fin de saison, sur les simulations, ces résultats mettant en évidence la spécificité hydro-climatique des différentes années. La question de la pertinence de l'utilisation d'un calage global se pose, surtout dans un contexte d'étude de la variabilité hydro-climatique qu'est celui du programme AMMA.
- Dans le cas de l'efficacité de Nash, qui est le critère utilisé dans cette étude, le terme « compromis » utilisé pour qualifier le calage global se comprend aisément. En effet, de par sa nature quadratique et calculée sur les débits, la formulation du critère de Nash accentue le poids relatif des années humides au détriment des années sèches. Les paramètres obtenus sont dès lors plus représentatifs des années humides incluses dans la période de calage que de l'ensemble de la période.

6.2. Evaluation des résultats du modèle

6.2.1. Les critères d'évaluation

Jusqu'ici, il a seulement été question de sélectionner un seul jeu de paramètres, dit jeu de paramètres optimal, à même de simuler au mieux les débits au vu du critère de Nash. Cependant, il n'est pas évident qu'il n'existe pas plusieurs combinaisons de paramètres capables de simuler les débits de manière aussi satisfaisantes les unes que les autres. En effet la sélection du jeu optimal peut varier suivant la ou les fonctions objectif utilisées en calibration et pour un critère donné il n'est pas toujours possible d'identifier les paramètres optimaux.

De plus, l'utilisation d'un critère global mathématique semble une procédure insuffisante dans la mesure où elle réduit la calibration à un ajustement de courbes. Il est évident que deux valeurs identiques de la fonction objectif choisie ne vont pas pour autant simuler des hydrogrammes de qualité équivalente. On comprend alors la nécessité d'une analyse fine des hydrogrammes afin d'orienter le choix de la combinaison optimale.

Lelay dans sa thèse a considéré un cadre d'évaluation des simulations plus complet, incluant trois dimensions : (i) la performance, (ii) les incertitudes et (iii) le réalisme. Wagener (Wagener *et al.*, 2001, Wagener *et al.*, 2003) est un des auteurs qui a proposé ce cadre.

Par performance il faut entendre : (i) la validation du modèle sur des jeux de données non utilisés dans la calibration afin d'évaluer la robustesse du modèle et (ii) la qualité des simulations.

Le terme incertitudes sous-entend une analyse de sensibilité du modèle aux paramètres ainsi qu'une analyse des incertitudes proprement dite sur les données simulées.

Enfin le réalisme des simulations s'évalue à travers différentes approches : l'utilisation d'une meilleure information sur les données d'entrée du modèle, l'analyse multi-critère (comme la simulation de débits intermédiaires sur le bassin) et l'étude de la significativité des paramètres. La prise en compte de données exogènes telles que des niveaux de nappe, le rapport entre le ruissellement direct et l'exfiltration dans les écoulements peuvent parfois réduire la performance du modèle en terme de simulation des débits à l'exutoire mais augmenter le réalisme du modèle (Seibert et Mc. Donnell, 2002).

6.2.2. L'analyse de la performance

Pour notre période d'étude, le volet performance sera systématiquement évalué à travers l'évaluation qualitative des hydrogrammes. Cette dernière sera discutée au vu des valeurs de l'efficacité de Nash obtenues pour les simulations et de la comparaison entre débits observés et simulés au cours de la saison pluvieuse.

L'application à la période 2002-2004 des résultats de TOPAMMA obtenus sur la période 1998-2002 consiste en une estimation de la robustesse du modèle. Le modèle sera robuste s'il s'avère capable de bien simuler les écoulements sur la période 2002-2004 avec les valeurs de paramètres calées sur la période 1998-2002.

On peut également tester la robustesse du modèle par la comparaison de paramétrisations obtenues à deux pas de temps différents sur une même période. C'est ce qui sera considéré ici dans le cas du bassin de la Donga avec la réalisation sur la période 2002-2004 d'un calage journalier et horaire.

6.2.3. L'analyse de sensibilité

L'exploration systématique de l'espace des paramètres permet une analyse globale de sensibilité des modèles aux paramètres. Dans son étude sur la Donga sur la période 1998-2002 (Lelay, 2006), Lelay a évalué cette sensibilité en terme de performance à l'aide de la fonction objectif de Nash. Cette sensibilité est traduite par la surface de réponse de cette variable dans l'espace des paramètres choisis. Cette démarche sera reprise dans ce mémoire sur le bassin de la Donga, pour l'analyse de la sensibilité de TOPAMMA aux paramètres calés sur la période 2002-2004.

On analysera la performance maximale atteinte par le modèle pour deux valeurs de paramètres fixés, c'est-à-dire en optimisant seulement deux paramètres sur les quatre.

L'interprétation de ces surfaces et les informations qu'on peut en déduire sur les paramètres sera discutée lors de la présentation des résultats.

6.2.4. L'analyse des incertitudes

La *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation* dite méthode GLUE (Beven et Binley, 1992) a été développée à la suite des travaux de Hornberger et Spear sur l'Analyse de Sensibilité Régionalisée (RSA, 1980).

Beven et Binley considèrent qu'il existe en modélisation un ensemble de jeux de paramètres à même de simuler de manière acceptable le comportement d'un bassin, ces jeux étant considérés comme équifinaux.

Cette équifinalité supposée, l'idée est de classer les combinaisons de paramètres retenus suivant une échelle de vraisemblance de la simulation du système hydrologique. La méthode GLUE consiste à attribuer un poids à chacun des jeux sélectionnés selon une valeur de leur vraisemblance, calculée à partir d'une période de calibration donnée. A partir de cette attribution, une distribution cumulative d'une variable simulée par les combinaisons permet de calculer des quantiles d'incertitudes sur cette variable.

La vraisemblance L , pour une combinaison de paramètre i , est donc associée à un jeu de paramètres, qu'on note θ_i , et conditionnée par un jeu de variables d'entrée ou de forçage Y . Avec ces notations elle s'écrit : $L(\theta_i / Y)$.

La mise en œuvre de la méthode GLUE nécessite de spécifier :

- Les bornes de l'espace des paramètres
- La méthode d'exploration de l'espace de ces paramètres. Le plus souvent on travaille sur des simulations de type Monte Carlo qui utilisent un échantillonnage uniforme de l'espace, ce qui est le cas ici.
- La mesure de la vraisemblance : de nombreuses fonctions peuvent être utilisées, suivant l'hypothèse faite sur la structure des erreurs de modélisation. Freer et al (1996) ont comparé deux types de fonctions et ont proposé l'efficacité de Nash comme estimateur, ce critère étant pertinent dans le cas où la statistique des erreurs est inconnue.
- Le critère d'acceptation/rejet : le choix est très subjectif. Très souvent les études utilisant GLUE considèrent un simple seuil de la mesure de la vraisemblance.

Une fois la mesure de la vraisemblance choisie, il s'agit d'attribuer un poids à chaque jeu de paramètres retenus. L'approche Bayésienne est souvent utilisée. Le théorème de Bayes

exprime la vraisemblance *a posteriori* d'un modèle comme le produit de la vraisemblance calculée (ici critère de Nash) pour une période de calage donné, et de la vraisemblance à priori :

$$L[M(\theta)] = \frac{L_0[M(\theta)] \cdot L_T[M(\theta/Y_t, Z_t)]}{C} \quad (6.3)$$

avec:

$L_0[M(\theta)]$ la vraisemblance *à priori* du modèle $M(\theta)$

$L_T[M(\theta/Y_t, Z_t)]$ sa vraisemblance calculée sur la période T , conditionnée par les observations Z_t et les variables de forçage Y_t

C une constante d'échelle qui permet de considérer la mesures de vraisemblances comme des probabilités (i.e. $\sum_i L[M(\theta)] = 1$).

Ce qui justifie le choix d'une telle méthode de pondération est la possibilité de la prise en compte de nouvelles données : il est possible de mettre à jour la distribution de la vraisemblance dans le cas où de nouvelles données sont disponibles, la vraisemblance *a priori* devenant celle *a posteriori* issue des données initiales.

A partir de la distribution cumulée de la vraisemblance *a posteriori* des différents jeux retenus, on peut à chaque pas de temps en déduire la distribution cumulée de la variable simulée, ici le débit. Pour cela les pondérations calculées pour chaque jeu sont appliquées aux débits simulés correspondants. A partir de cette distribution cumulée, des quantiles peuvent être calculés définissant une incertitude sur les débits.

Remarques :

- Le terme vraisemblance est employé dans un sens plus large que les fonctions de vraisemblance de la statistique classique qui sous entend des hypothèses précises sur la nature des erreurs associées aux simulations, ce qui n'est pas le cas ici.
- La mesure de la vraisemblance dépend de la fonction choisie, du choix des modélisations considérées comme acceptables et des données de forçage utilisées. Suivant les périodes de calage choisies par exemple il n'est pas évident que les jeux de paramètres retenus soient les mêmes et donc les incertitudes sur la variable simulée pourront différer.

6.2.5. Le réalisme

Dans la grande majorité des cas, les modèles hydrologiques sont uniquement calibrés et estimés sur les valeurs de débit à l'exutoire, variable la plus facile à mesurer et la plus

intégrative du fonctionnement du bassin. Il n'est alors pas du tout évident que les autres composantes du bilan hydrologique simulées par le modèle soient bien reproduites, c'est-à-dire réalistes. Le développement de modèles distribués et parallèlement des techniques de mesure, autorise la prise en compte d'autres variables (autre que les débits) dans la calibration ou simplement l'évaluation d'un modèle. On parle d'approches multi-critère. Ces dernières ont pour objectif de mieux contraindre les modèles, c'est-à-dire de diminuer l'incertitude d'estimation des paramètres. Les stratégies multi-objectifs par exemple, consistent à sélectionner les combinaisons de paramètres optimales au vu du calcul de plusieurs fonctions objectives (calculées sur les débits et les hauteurs de nappe par exemple). Dans les stratégies multi-échelle, on utilise des données disponibles à différentes échelles spatiales ou temporelles (par exemple les débits intermédiaire sur le bassin).

Dans ce mémoire on évaluera le réalisme des composantes souterraines simulées par TOPAMMA en utilisant les données disponibles sur le bassin de la Donga et de Kolokondé à partir de 2003. De plus, on mettra en oeuvre une stratégie « multi-échelle » en appliquant le modèle calé sur la Donga au bassin de Kolokondé. Dans ces deux cas on se contentera donc seulement de comparer des variables internes et intermédiaires simulées par TOPAMMA, avec des observations de terrain afin de juger du réalisme de ces variables.

Une stratégie multi-critère particulière sera envisagée dans un deuxième temps. On utilisera des résultats de la géochimie pour définir une nouvelle méthode de sélection des jeux optimaux. L'autre aspect du réalisme, qui est la signification physique des paramètres calés par le modèle, ne sera pas spécifiquement étudié ici.

7. Résultat et évaluation de TOPAMMA sur la Donga

7.1. Évaluation sur la période 2002-2004 du calage obtenu sur la période 1998-2002

7.1.1. Rappel de la paramétrisation obtenue sur 1998-2002

Il s'agit ici d'évaluer la robustesse de la paramétrisation identifiée par Lelay sur la période 1998-2002. On considèrera pour cela le jeu optimal de paramètres obtenu par calage global sur les cinq années avec l'utilisation d'un MNT à 90m et à partir des données d'entrée journalières du modèle (tableau 7.1). L'espace des paramètres qui a été exploré est présenté dans le tableau 7.2.

M (m)	To (m ² /h)	do/M	Vriver (m/s)	Eff
0,046	4.6	9	0.25	0.82

Tableau 7. 1 : Résultat du calage de TOPAMMA (MNT à 90m) sur le bassin de la Donga sur la période 1998-2002, à partir des données journalières (Eff :efficacité, ici critère de Nash)

Paramètre	Borne inf	Pas	Borne sup	Nombre de valeurs
M (m)	0.02	0.01	0.09	8
To (m ² /h)	1.00	3.00	27.00	25
do/M	7.40	0.20	12.20	14
Vriver (m/s)	0.10	0.05	0.55	10

Tableau 7. 2 : Espace d'exploration des paramètres

Ce jeu optimal de paramètres, identifié sur les 5 années disponibles, est un compromis au sens du critère de Nash (Eff), étant donné qu'il intègre les différentes spécificités interannuelles. Le choix d'un calage journalier est justifié par l'indépendance du calage du modèle au pas de temps montré par Lelay. (Lelay, 2006), qui conclut qu'à l'échelle du bassin de la Donga un échantillonnage horaire des précipitations n'est pas fondamental pour la simulation des écoulements.

7.1.2. Performance de TOPAMMA sur 2002-2004

Les années 2002, 2003 et 2004 sont différemment simulées par le jeu de paramètre global 1998-2002, comme le montrent les valeurs de l'efficacité de Nash calculée pour les trois années (tableau 7.3).

Année	M (m)	To (m ² /h)	do/M	Vriver (m/s)	Eff
2002	0.046	4.6	9	0.25	0.624
2003					0.839
2004					0.635
2002-2004					0.812

Tableau 7. 3. Efficience sur les débits simulés sur le bassin de la Donga (MNT à 90m) par le jeu global optimal 1998-2002 pour la période d'étude 2002-2004

Si l'année 2003 est très bien simulée par le jeu global optimal avec une valeur assez élevée de l'efficience de Nash, la performance obtenue pour les années 2002 et 2004 est assez moyenne avec des valeurs d'efficience inférieure à 0.7. Deux remarques peuvent être faites :

- On retrouve la signature de la spécificité hydro-climatique des trois années d'étude, avec un jeu global optimal plus représentatif des années à forte pluviométrie comme c'est le cas de 2003, année bien simulée par le jeu global au vu du critère de Nash (figure 7.1). Cette variabilité interannuelle peut paraître surprenante dans la mesure où les paramètres du bassin décrivent des caractéristiques censées être indépendantes des conditions de forçage et sont donc supposés ne pas varier entre les années. Une explication est que le modèle simplifie le bassin de manière imparfaite en cherchant à s'adapter aux mieux aux observations elle mêmes imprécises (Zin, 2002).

- Si la reproduction temporelle des pics de crue est acceptable pour les années 2002 et 2004, les débits sont en revanche systématiquement sous-estimés par le modèle (figure 7.1), avec un retard dans l'apparition des écoulements en 2002. Il faut aussi remarquer que si la reproduction de l'année 2003 sur les débits est acceptable, la majorité des pics de crue et tous les pics importants sont sous-estimés.

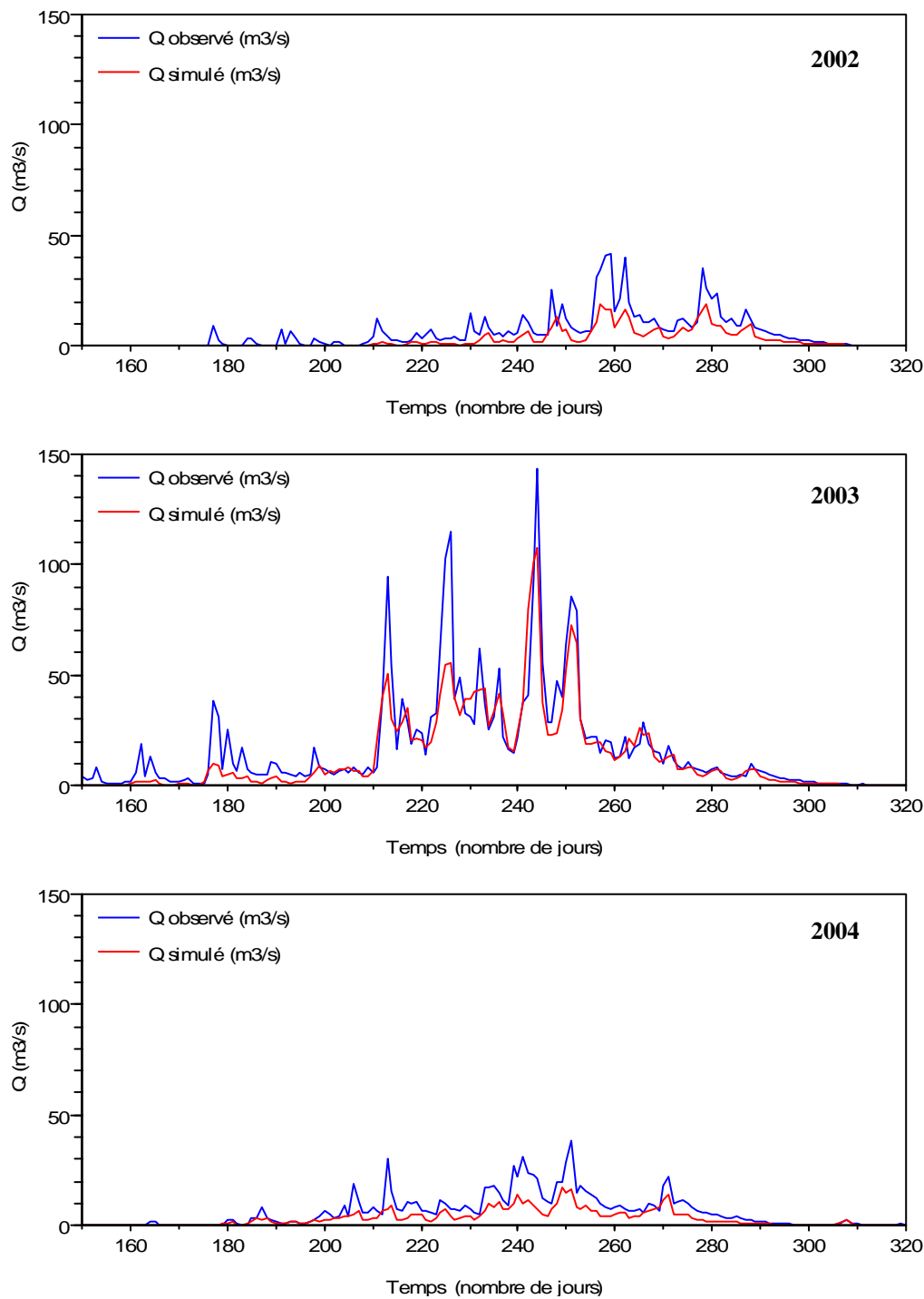


Figure 7. 1. Débits observés et simulés sur le bassin de la Donga par TOPAMMA avec le jeu global optimal 1998-2002 pour les années 2002, 2003 et 2004

On peut formuler deux hypothèses permettant d'expliquer ces résultats :

- Les années 2002 et 2004 présentent une forte spécificité climatique en comparaison des années 1998 à 2002 sur lesquelles le modèle a été calé, expliquant que le jeu global ne peut être un compromis acceptable pour la simulation de ces deux années. L'étude de la relation pluie-débit sur la période 1998-2004 (cf. 4.2.5 et figure 4.10) ayant mis en évidence des

valeurs de coefficients d'écoulement significativement plus faibles pour ces deux années va dans le sens de cette hypothèse. Il semblerait que TOPAMMA ne parvienne pas à simuler ces années hydrologiquement trop originales.

- On peut penser que l'utilisation de nouvelles chroniques d'ETP (cf. 4.2.2) introduisant de nouvelles conditions de forçage est susceptible d'expliquer ces résultats médiocres en années sèches. Une comparaison des résultats du modèle suivant la nature de l'ETP peut être faite sur l'année 2002, pour laquelle nous disposons de la chronique d'ETP climatologique telle qu'elle a été utilisée en entrée du modèle lors de la calibration sur la période 1998-2002 (Lelay, 2006), et de la nouvelle chronique d'ETP calculée selon la méthode Penman-Monteith et qui est considérée dans cette étude. Le tableau 7.4 présente les valeurs d'efficience calculées en 2002 avec le jeu global optimal retenu sur 1998-2002 et pour les deux types d'ETP et la figure 7.2 les hydrogrammes correspondants.

ETP	M (m)	To (m ² /h)	do/M	Vriver (m/s)	Eff
Climatologique	0,046	4,6	9	0,25	0,793
Penman-Monteith					0,624

Tableau 7. 4. Impact de l'ETP sur l'efficience du modèle calculée avec le jeu global optimal 1998-2002 en 2002

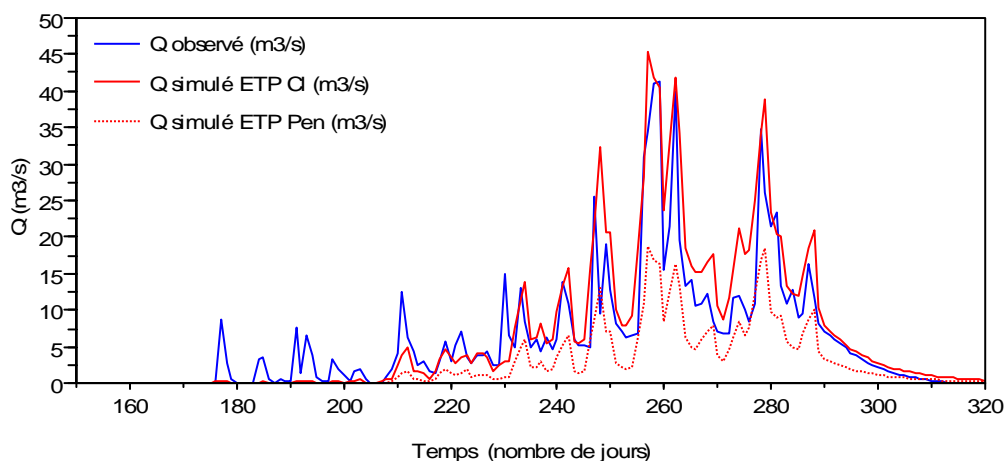


Figure 7. 2. Débits observés et simulés par TOPAMMA (MNT à 90m) à la station Donga-pont avec le jeu global optimal 1998-2002 pour les années 2002, 2003 et 2004 pour les chroniques d'ETP climatologique (ETP Cl) et calculées par la méthode Penman- Monteith (ETP Pen)

Force est de constater que la nature de l'ETP utilisée dans la modélisation a un impact sur les résultats de TOPAMMA, en terme d'efficience et de qualité des hydrogrammes simulés. Il est également intéressant de regarder l'impact du type d'ETP en terme de bilan hydrologique. Les résultats sont présentés dans le tableau 7.5.

ETP	Percolation profonde (%)	Ru sur surfaces saturées (%)	Exfiltration (%)	ETR (%)
Climatologique	35	8	10	46
Penman-Monteith	31	4	4	62

Tableau 7. 5 : Composantes du bilan hydrologique annuel en 2002 sur la Donga simulées avec TOPAMMA (MNT à 90m) avec le jeu global optimal 1998-2002, en pourcentage des termes du bilan, pour des valeurs d'ETP climatologiques et calculées par la méthode de Penman-Monteith

Il apparaît que l'utilisation d'une ETP climatologique amène TOPAMMA à sous estimer l'évapotranspiration réelle par rapport à la valeur simulée avec une ETP mesurée. L'écart de 14 % entre ces valeurs se répercute sur les autres termes du bilan avec une compensation des valeurs de ruissellement sur surfaces saturées et d'exfiltration de l'ordre de 50%.

On a donc montré, que si la paramétrisation de TOPAMMA effectuée sur la période 1998-2002 semble acceptable pour simuler l'année 2003, année à forte pluviométrie, la performance du modèle est médiocre pour les années 2002 et 2004, années plutôt sèches. Ce résultat peut s'expliquer par l'originalité de ces deux dernières années par rapport aux caractéristiques des années de la période de calage 1998-2002. L'hypothèse de l'influence du type d'ETP utilisée comme condition de forçage de TOPAMMA a été confirmée par une analyse comparative des performances en terme d'efficience et des termes du bilan sur l'année 2002.

Au vu de ces résultats, on conclut que le jeu optimal obtenu par calage de TOPAMMA sur 1998-2002 n'est pas un compromis acceptable pour simuler les années 2002 et 2004 dans la mesure où l'on considère les données d'évapotranspiration potentielle « réelles » et non climatologique comme données de forçage du modèle.

7.2. Calage de TOPAMMA sur la période 2002-2004

7.2.1. Motivations pour un nouveau calage

Au vu des résultats précédents, une nouvelle paramétrisation de TOPAMMA sur la Donga s'impose, dans la perspective de la réalisation d'un bilan hydrique et de l'étude de transposabilité des résultats de ce bassin à celui de Kolokondé sur la période 2002-2004. Cette dernière sera en effet d'autant plus pertinente, que le jeu de paramètres identifié sur le bassin de la Donga est optimal pour la période considérée. De plus il est logique que l'étude du réalisme des écoulements souterrains en 2004 se base sur les résultats de TOPAMMA les plus performants.

7.2.2. Performances du modèle

7.2.2.1. Calage journalier

Un calage global sur la période 2002-2004 ainsi qu'un calage spécifique année par année ont été réalisés. Lelay a montré que le jeu de paramètres optimal global retenu identifié pour la période 1998-2002 constitue un compromis en terme de performance du modèle (Lelay, 2006). Les spécificités interannuelles des années 2002, 2003 et 2004 ayant déjà été mises en évidence (cf. 7.1.2), il s'agit de savoir si la combinaison optimale de paramètres obtenue par calage global sur 2002-2004 constitue un compromis acceptable pour les trois années considérées séparément.

Afin d'en juger, on considérera trois résultats :

- (i) les rapports entre les valeurs du jeu de paramètres annuel optimal et celles du jeu global (figure 7.3),
- (ii) l'écart de performance de TOPAMMA entre les deux types de calage, au regard de la valeur du critère de Nash (tableau 7.6),
- (iii) la qualité des simulations spécifiques par rapport à celles obtenues sur une même année avec le jeu de paramètre global (figure 7.4).

Pour chaque calage, le domaine d'exploration des paramètres exploré est le même que celui utilisé pour le calage sur la période 1998-2002 (cf. tableau 7.2) et la sélection du jeu optimal a été faite en considération des valeurs du critère de Nash et du critère de biais (cf. 6.1.2).

Au regard de ces trois niveaux d'analyse, on retrouve la distinction entre les années 2002 et 2004 plutôt sèches et l'année 2003 :

- En 2003 les paramètres optimaux retenus sont très proches des paramètres globaux (figure 7.3) et la performance du modèle obtenue par calage global très proche de celle obtenue par calage spécifique, comme le montrent les valeurs de l'efficacité (tableau 7.6) et les hydrogrammes simulés (figure 7.4).
- Pour ce qui est des années 2002 et 2004, les valeurs des paramètres M , do/M et V_{river} sont assez proches des valeurs du jeu global, mais les valeurs de To sont dans les deux cas très nettement supérieures. Si l'écart de performance, au vu des valeurs de l'efficacité n'est pas évident (de l'ordre de 5%), la comparaison des hydrogrammes est plus significative. Les simulations obtenues par le jeu global ont tendance à sous-estimer les débits de base comme les débits de crue. Ces derniers sont globalement mieux reproduits par les jeux de paramètres spécifiques. En revanche les deux types de combinaison de paramètres reproduisent de façon

équivalente l'apparition et le tarissement des écoulement avec pour l'année 2002 un net retard et une sous-estimation des débits en ce qui concerne leurs apparitions.

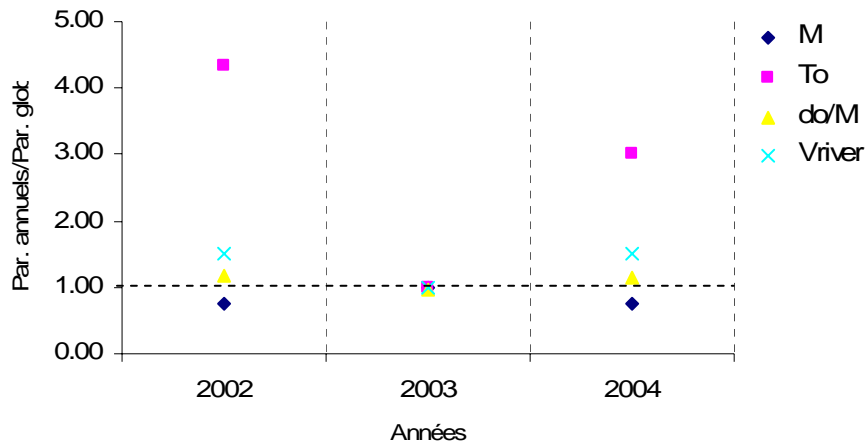


Figure 7.3 : Rapport des paramètres de TOPAMMA (MNT à 90m) identifiés annuellement sur 2002, 2003 et 2004 sur les paramètres globaux identifiés sur 2002-2004.

Année	Type de calage	M (m)	To (m ² /h)	do/M	Vriver (m/s)	Eff
2002	Global	0,04	3	9.2	0.2	0.860
	Spécifique	0,03	13	10.8	0.3	0.881
2003	Global	0,04	3	9.2	0.2	0.860
	Spécifique	0,04	3	9.0	0.2	0.855
2004	Global	0,04	3	9.2	0.2	0.860
	Spécifique	0,03	9	10.4	0.3	0.905

Tableau 7.6 : Valeurs du critère de Nash pour les années 2002, 2003 et 2004, calculées avec le jeu de paramètres de TOPAMMA (MNT 90m) obtenu par calage global et les jeux obtenus par calage annuel

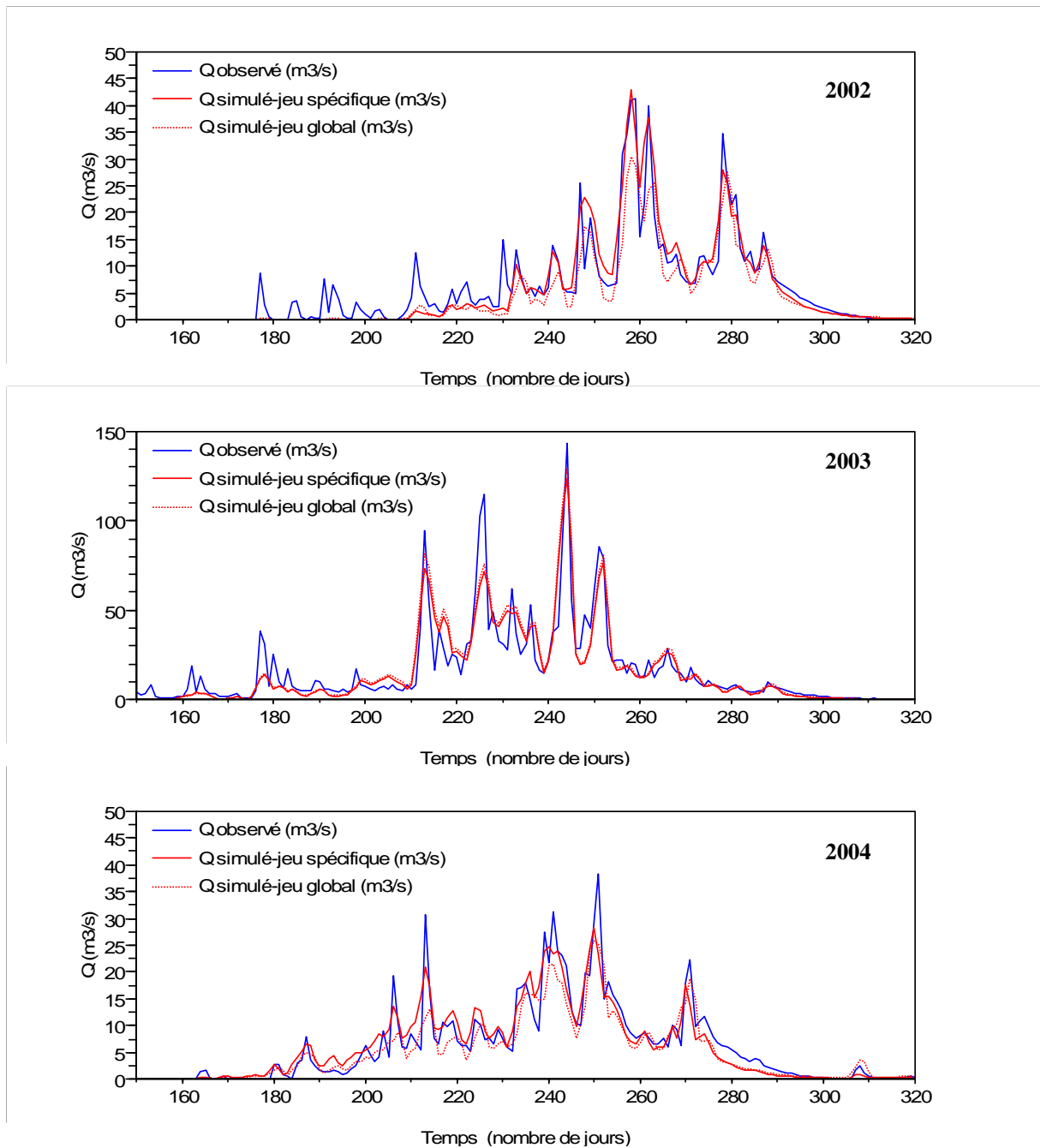


Figure 7.4 : Débits journaliers observés et simulés par TOPAMMA (MNT à 90m) à la station Donga Pont en 2002, 2003 et 2004 avec le jeu global optimal identifié sur la période 2002-2004 et le jeu optimal spécifique à chaque année

Il faut donc conclure quant à la capacité de TOPAMMA à représenter correctement avec un seul jeu de paramètres les spécificités hydrologiques interannuelles sur la période 2002-2004. Tout dépend de ce qu'on entend par le terme « correctement ». On préférera considérer dans la suite de l'étude les jeux de paramètres optimaux obtenus par calage spécifique sur les trois années étant donné :

- les remarques faites dans ce paragraphe,

- l'objectif de ce mémoire. L'analyse du réalisme suppose une comparaison entre des données exogènes et des données simulées, elle paraît d'autant plus pertinente que les simulations sont optimales pour chaque année considérée.

7.2.2.2. Calage horaire

Étant donné le temps de réponse du bassin de Kolokondé, il est nécessaire de descendre au pas de temps horaire sur ce bassin. Lelay montre dans sa thèse que s'il existe une certaine robustesse des paramètres identifiés lorsqu'on passe du pas de simulation journalier à horaire (Lelay, 2006), la valeur de V_{river} est cependant sensible au changement d'échelle. La valeur identifiée au pas de temps horaire est égale à 1,65 fois celle identifiée au pas de temps journalier (valeurs des paramètres calées sur la période 1998-2002). Cette différence s'explique par le biais induit par le pas de temps journalier. La valeur de To diffère également mais Lelay estime la différence peu significative étant donnée la faible sensibilité du modèle à ce paramètre (cf. 7.2.3.1).

On ne peut donc considérer les valeurs de paramètres calées au pas de temps journalier pour faire tourner le modèle de façon satisfaisante au pas de temps horaire. Il est donc nécessaire de caler TOPAMMA au pas de temps horaire sur la Donga, afin de pouvoir l'appliquer à l'échelle du bassin de Kolokondé.

On effectuera ici un calage spécifique horaire pour les trois années de la période d'étude, étant données les conclusions auxquelles nous sommes précédemment parvenus sur l'intérêt d'un tel calage.

Le tableau 7.7 présente les résultats du calage horaire en comparaison des résultats obtenus au pas de temps journalier. Les données horaires de précipitation ont été obtenues à partir du même réseau de pluviographes que pour les pluies journalières. Les débits horaires moyens ont été calculés à partir de la mesure continue des débits à l'exutoire de la Donga. Ne disposant pas encore de données d'ETP horaires, les données journalières ont été désagrégées en répartissant le cumul journalier sur 12 heures d'ensoleillement journaliers (6h-18h).

Année	Calage	M (m)	To (m ² /h)	do/M	Vriver (m/s)	Eff
2002	H	0.03	21	10.6	0.55	0.875
	J	0.03	13	10.8	0.30	0.881
2003	H	0.04	5	9.0	0.35	0.876
	J	0.04	3	9.0	0.20	0.855
2004	H	0.05	17	10.4	0.55	0.882
	J	0.03	9	10.4	0.30	0.905

Tableau 7. 7 : Résultat du calage annuel de TOPAMMA (MNT à 90m) sur la Donga pour les années 2002, 2003 et 2004, à partir des données horaires (H) et journalières (J)

On voit que les paramètres M et do/M sont remarquablement robustes au contraire de To et V_{river} dont les valeurs calées en horaires sont plus élevées. En moyenne sur les trois années on trouve un rapport V_{river} (horaire)/ V_{river} (journalier) égal à 1.8. Les écarts sur les efficients observés entre les deux pas de temps sont très faibles et ne permettent pas *a priori* de conclure quant à une amélioration de la performance de TOPAMMA sur la Donga avec l'utilisation de données horaires. La qualité des hydrogrammes obtenus en horaire est comparable à celle obtenue en journalier (figure 7.5). Il y a toujours un retard dans l'apparition des écoulements en 2002.

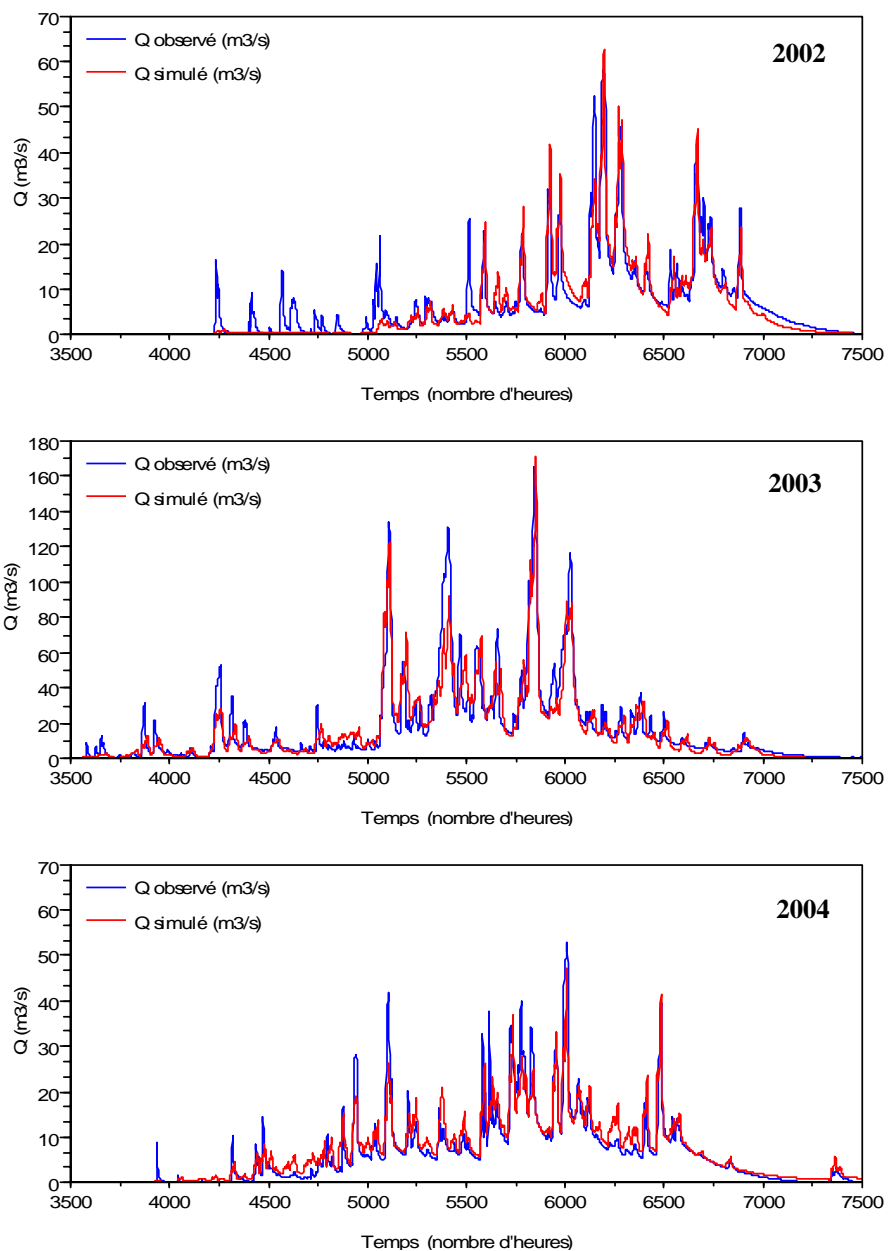


Figure 7. 5 : Débits horaires observés et simulés par TOPAMMA (MNT à 90m) à la station Donga Pont en 2002, 2003 et 2004 avec les jeux optimaux annuels

7.2.3. Analyse de sensibilité et incertitudes

7.2.3.1. Analyse de sensibilité

La surface de réponse de l'efficacité de Nash dans l'espace des paramètres (cf. 6.2.3) a été réalisée à partir des résultats de calage journalier sur la Donga sur la période 2002-2004.

La figure 7.6 représente pour deux valeurs de paramètres fixées, la performance maximale atteinte par le modèle c'est-à-dire en optimisant seulement deux paramètres sur les quatre. Cette surface traduit donc les effets de compensation possibles entre les paramètres, et par conséquent la contrainte de chaque paramètre. Une surface plate traduit un paramètre peu contraint, au sens où sa valeur a peu d'importance, en terme d'efficacité, pour le modèle, qui arrive à s'adapter en jouant sur les autres paramètres.

De l'analyse de ces surfaces il ressort que :

- Le paramètre To est le moins contraint (surface plate)
- Le paramètre le plus sensible est do/M . Les valeurs optimum de l'efficacité sont identifiées pour des valeurs de do/M proches de 10. Un optimum secondaire semble se dessiner pour des valeurs inférieures à 2, comme l'attestent les plateaux observables sur la figure 7.6.
- Il existe une équifinalité certaine. L'identification d'un modèle optimal n'est donc pas possible, au regard des données et de la fonction objectif utilisée (efficacité sur les débits).

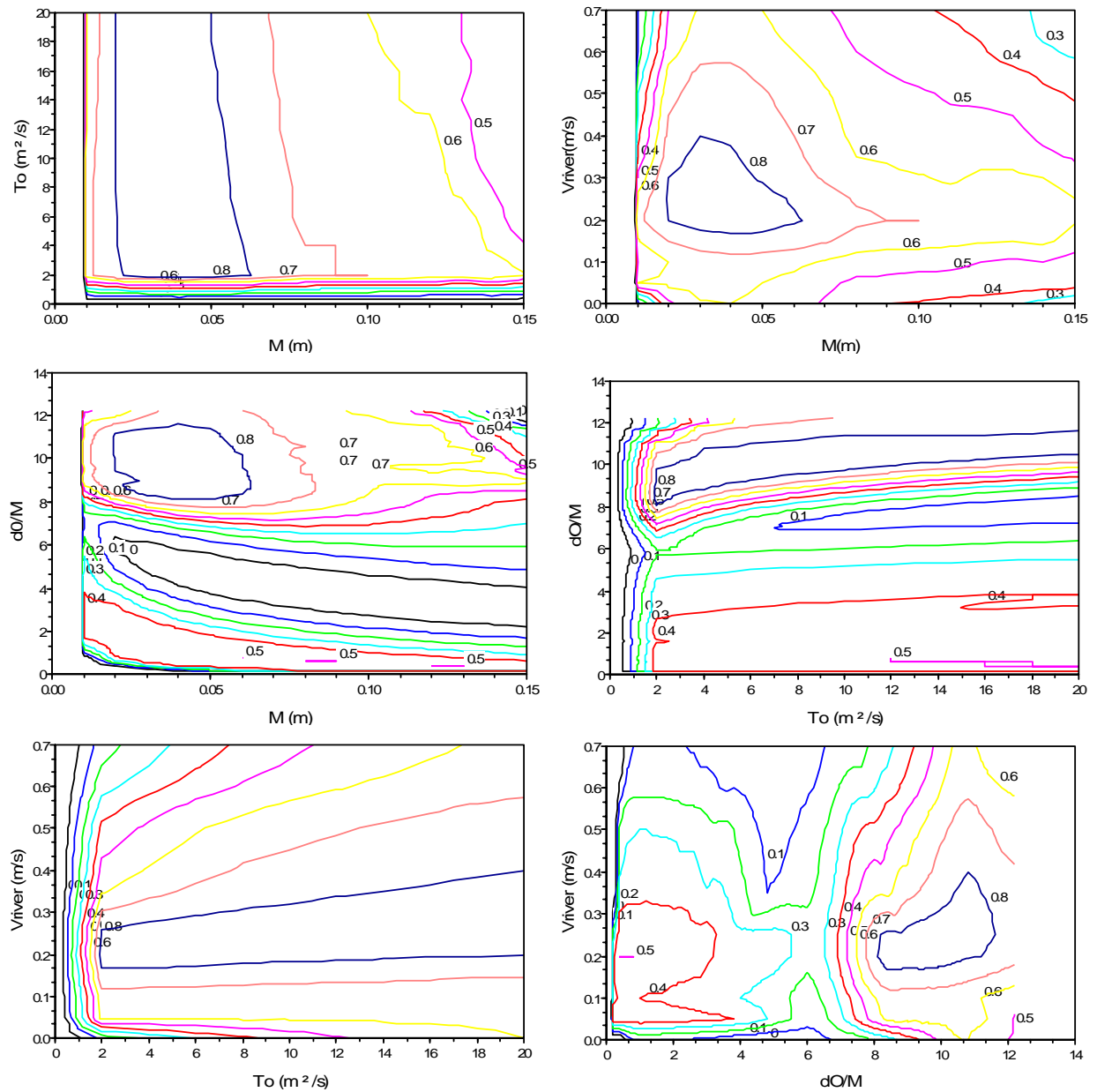


Figure 7. 6 : Projection de la surface de réponse de TOPAMMA dans l'espace des paramètres (MNT à 90m, calage global journalier sur le bassin de la Donga)

7.2.3.2. Incertitudes

Les incertitudes sur les débits journaliers à l'exutoire de la Donga ont été calculées par la méthode GLUE (cf. 6.2.3), qui a été appliquée indépendamment sur les trois années. La procédure d'échantillonnage de l'espace des paramètres est celle qui a permis de caler TOPAMMA sur les trois années (cf. tableau 7.2). La mesure de la vraisemblance utilisée est l'efficacité de Nash et un seuil sur l'efficacité de 0.7 a été défini arbitrairement comme critère d'acceptation/rejet des paramétrisations.

Le choix d'un échantillonnage uniforme de l'espace des paramètres implique que toutes les combinaisons de paramètres θ sont *a priori* équiprobables. La vraisemblance *a priori* est donc égale à :

$$L_0[M(\theta)] = \frac{1}{n_c}$$

avec n_c le nombre de combinaisons de paramètres échantillonnées.

Les intervalles prédictifs obtenus sur les débits journaliers simulés à Donga-Pont sont illustrés sur la figure 7. 7 pour les années 2002, 2003 et 2004. On remarque que les débits observés sont rarement en dehors des interquartiles à 90% hormis au début des écoulements.

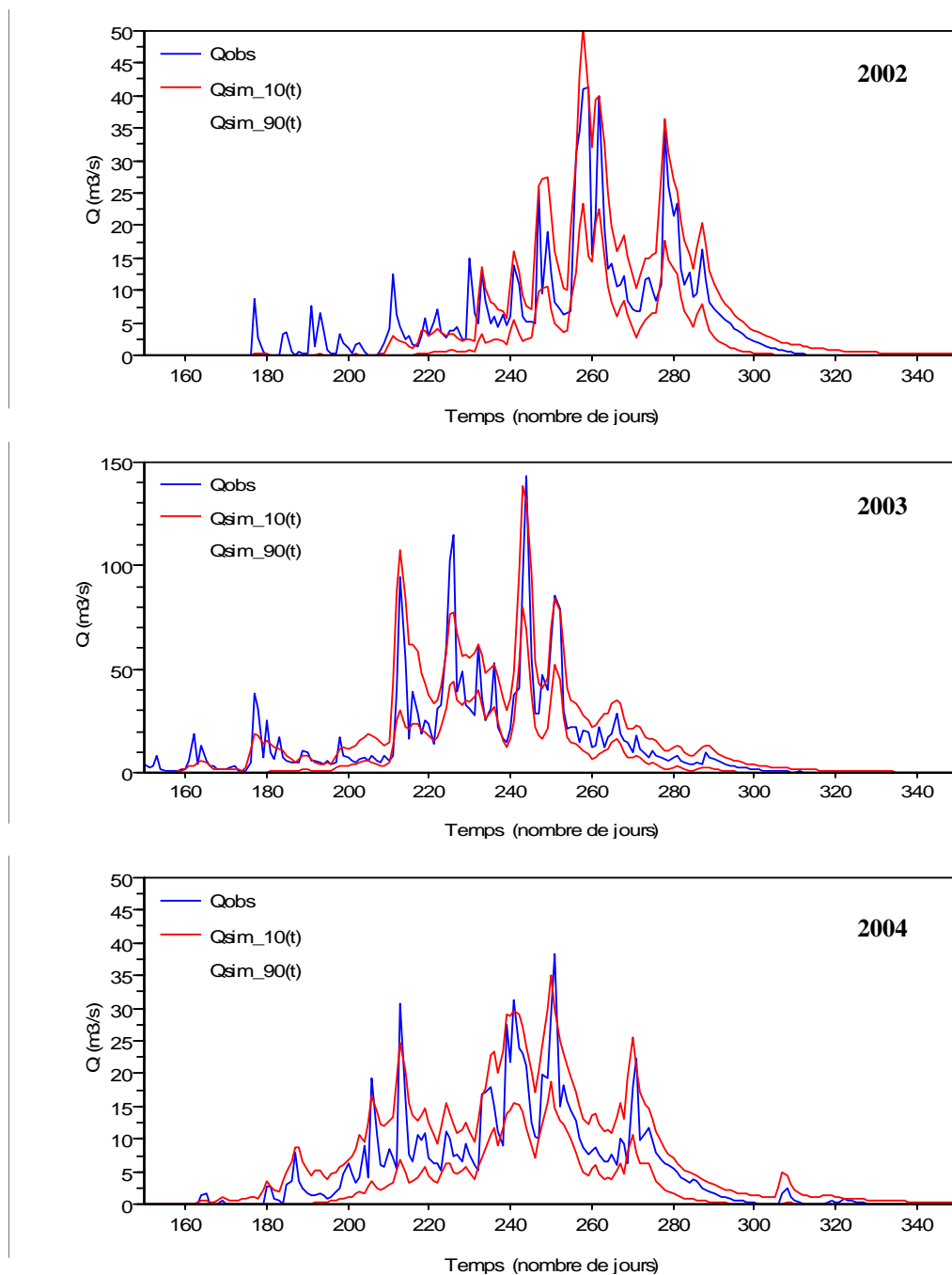


Figure 7.7 : Intervalles prédictifs (interquartile 90%) sur les débits simulés par TOPAMMA (MNT à 90m, calage annuel) pour les années 2002, 2003 et 2004

7.2.4. Analyse des termes du bilan hydrologique

Les termes du bilan ont été calculés pour la période 2002-2004 à partir des flux hydrologiques simulés par les jeux de paramètres optimaux annuels identifiés au pas de temps journalier. Les composantes simulées sont :

- l'évapotranspiration réelle (ETR)
- le volume d'eau à l'exutoire avec séparation entre débits de base (Qb) et ruissellement sur surface saturée, la composante hortonienne du ruissellement simulée étant toujours nulle sur les trois années.
- la recharge de la nappe d'altérite ou percolation profonde.

Le stock d'eau dans la zone de sub-surface en fin d'année, est également reporté.

Il est intéressant de présenter ces résultats sur 2002, 2003 et 2004 avec ceux déjà obtenus sur la période 1998-2002 (Lelay, 2006), ce que montre la figure 7.8.

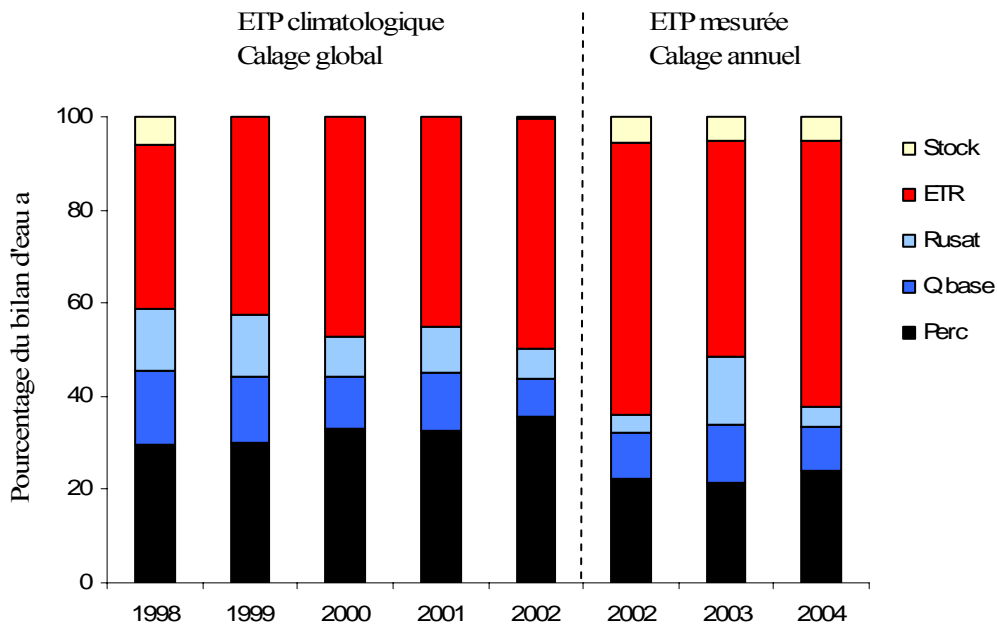


Figure 7.8 : Composantes du bilan hydrologique annuel de la Donga simulées avec TOPAMMA sur la période 1998-2004.

Par rapport à la période 1998-2002, l'utilisation des nouvelles données d'ETP conduit à une augmentation de l'ETR, compensée par une percolation profonde plus faible. Aucune mesure de l'ETR n'est disponible avant 2005, mais l'utilisation de l'ETP de Penman- Monteith apporte déjà une plus grande précision par rapport à une ETP de type climatologique. La part

de la percolation dans le bilan reste toutefois assez importante pour les trois années d'étude, avec des valeurs proches de 20%. La part du débit à l'exutoire (Rusat + Qbase) en 2003 atteint près de 30 % du bilan d'eau, ce qui est deux fois plus qu'en 2002 et 2004. De plus la part du ruissellement sur surface saturée pour 2003 est de l'ordre de 55% du débit total alors qu'elle n'est que de 30% environ pour 2002 et 2004. Le stock en fin d'année n'est pas nul, ce qui invalide *a posteriori* le démarrage des simulations annuelles avec un réservoir de subsurface sec.

8. Application de TOPAMMA au sous bassin Kolokondé de la Donga

8.1. Transposabilité du modèle

Pour les années 2002, 2003 et 2004, nous avons appliqué TOPAMMA calé en horaire sur la Donga (cf. 7.2.2.2) au bassin de Kolokondé (MNT à 90m). Les jeux de paramètres utilisés sont les jeux optimaux annuels identifiés au pas de temps horaire sur la Donga. Comme pour le cas de la Donga, les données horaires de précipitation ont été obtenues à partir du même réseau de pluviographes et les débits horaires moyens ont été calculés à partir des débits instantanés à l'exutoire du bassin de Kolokondé. L'ETP utilisée est toujours celle obtenue par désagrégation des valeurs journalières mesurées à la station de Djougou. Les résultats obtenus sont résumés dans le tableau 8.1 et la figure 8.1.

Pour les trois années, on observe une importante sous-estimation des débits de crue, surtout en début de saison. Le débit de base est assez bien simulé pour les années 2002 et 2003. Il en est de même pour les montées et descentes de crue. En revanche, les écoulements de début de saison sont largement sous-estimés. Tout ceci se traduit par des valeurs moyennes de l'efficacité. Les résultats pour l'année 2004 sont mauvais avec une surestimation systématique du débit de base et un retard dans le tarissement des écoulements. Ce résultat est assez étonnant car l'année 2002 a des caractéristiques d'écoulement similaires à celles de 2004 et les jeux de paramètres calés sur la Donga sont voisins.

Année	M (m)	To (m ² /h)	do/M	Vriver (m/s)	Eff
2002	0.03	21	10.6	0.55	0.703
2003	0.04	5	9.0	0.35	0.570
2004	0.05	17	10.4	0.55	0.241

Tableau 8. 1 : Performances obtenues sur le bassin de Kolokondé (MNT à 30m) avec l' application des calages optimaux annuels identifiés sur la Donga (MNT à 90m) pour les années 2002, 2003 et 2004

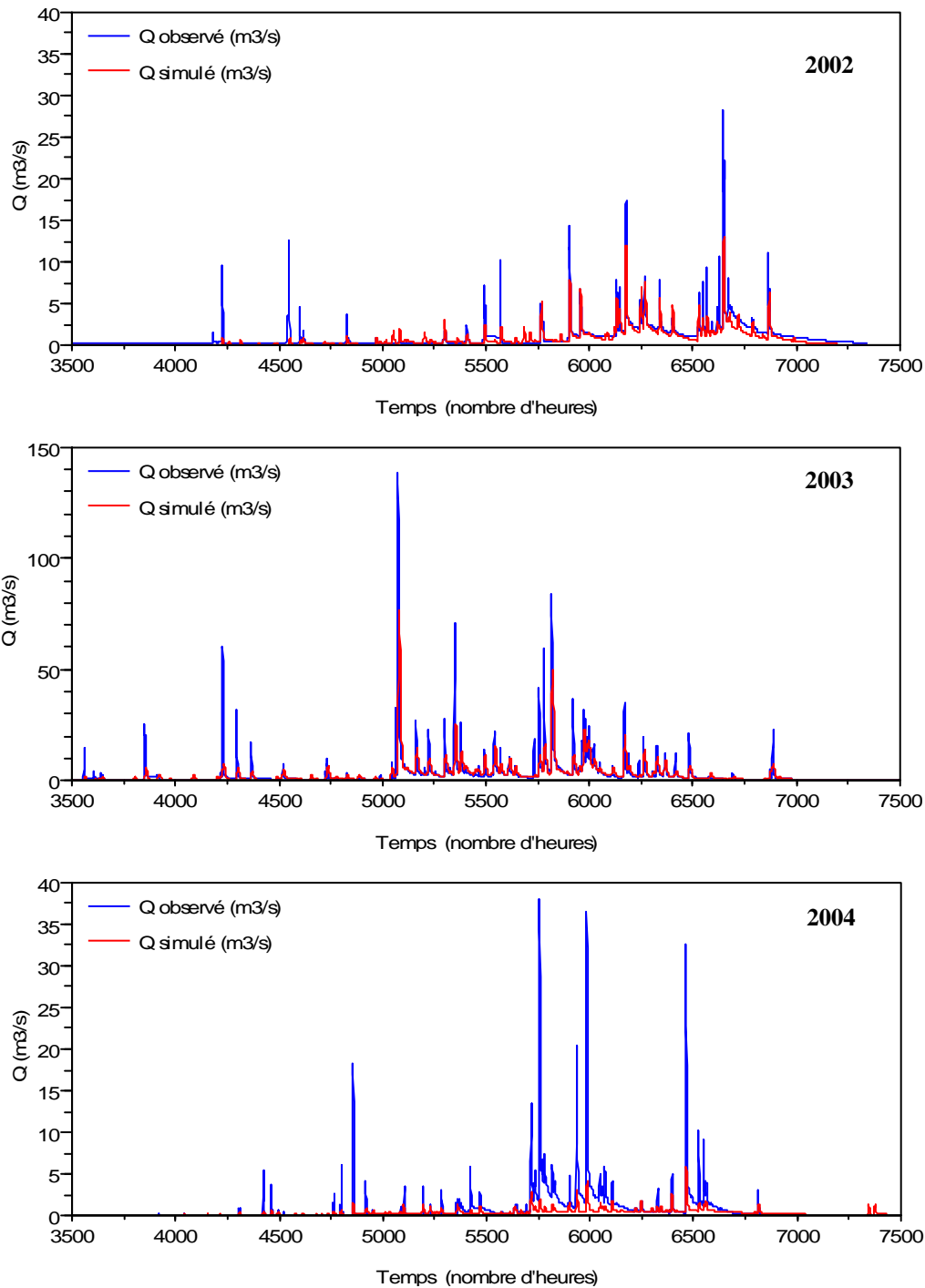


Figure 8. 1 : Débits horaires observés et simulés à la station Donga-route de kolokondé pour les années 2002, 2003 et 2004, application des calages optimaux annuels identifiés sur la Donga (MNT à 90m)

8.2. Calage du modèle sur la période 2002-2004 – Kolokondé

On veut pouvoir disposer par la suite de résultats les plus performants possibles pour l'analyse du réalisme des écoulements souterrains par le modèle pour les années 2003 et 2004. Au vu des résultats précédents, il est nécessaire d'effectuer un nouveau calage de TOPAMMA sur le bassin de Kolokondé pour ces deux années. On considérera toujours un calage annuel mais

cette fois ci avec le MNT à 30m, cette résolution spatiale semblant plus adaptée à la taille du bassin.

8.2.1. Performance du modèle

La même grille d'exploration des paramètres que celle utilisée sur la Donga (cf. tableau 7.2) a été explorée, mis à part les valeurs de V_{river} qui ont été explorées jusqu'à 2m/s. Les performances optimales obtenues sont présentées dans le tableau 8.2 et la figure 8.2. Le tableau 8.3 résume les différentes combinaisons optimales obtenues par calage horaire annuel, sur les bassins de la Donga et de Kolokondé pour les années 2002, 2003 et 2004.

Les valeurs des paramètres K_{ov} et z_0 correspondantes pour chaque année et chaque bassin ont été indiquées.

Pour les trois années les jeux de paramètres obtenus montrent une diminution de T_0 quand on passe du calage horaire sur la Donga au calage horaire sur Kolokondé. en 2003, la valeur do/M diminue sensiblement. Le paramètre le plus robuste est M .

Pour 2002 les pointes de crue ne sont pas tellement mieux simulées quand on recale le modèle avec le MNT à 30m mais le débit de base n'a plus tendance à être sous estimé. Si la valeur de l'efficience obtenue est correcte, le modèle n'arrive pas à simuler les premiers écoulements de la saison. Le critère de Nash reste acceptable dans la mesure où le poids du début de la saison dans le calcul du critère est négligeable par rapport à celui du reste des écoulements de l'année, beaucoup mieux simulés.

L'année 2003 est mieux simulée que par le jeu spécifique de la Donga. La reproduction des crues est meilleure, mais les valeurs simulées sont toujours inférieures à celles observées, notamment en début de saison on le phénomène s'accroît. Les crues simulées présentent une bonne dynamique.

Les résultats obtenus sur l'année 2004 sont étonnants. Comme pour l'année 2002 on observe un important retard dans l'apparition des écoulements mais le débit de base est presque systématiquement sur-estimé. La valeur de l'efficience de la combinaison optimale retenue est très faible par rapport à celle de l'année 2002. Ce résultat est surprenant, dans la mesure où les deux années sont *a priori* hydrologiquement comparables.

Année	M (m)	To (m ² /h)	do/M	V _{river} (m/s)	Eff
2002	0.04	15	10.2	0.5	0.764
2003	0.04	3	8.4	0.5	0.838
2004	0.05	7	11.6	0.6	0.623

Tableau 8. 2 : résultats de TOPAMMA (MNT à 30m, calage annuel) calé au pas de temps horaire sur le bassin de Kolokondé pour les années 2002, 2003 et 2004

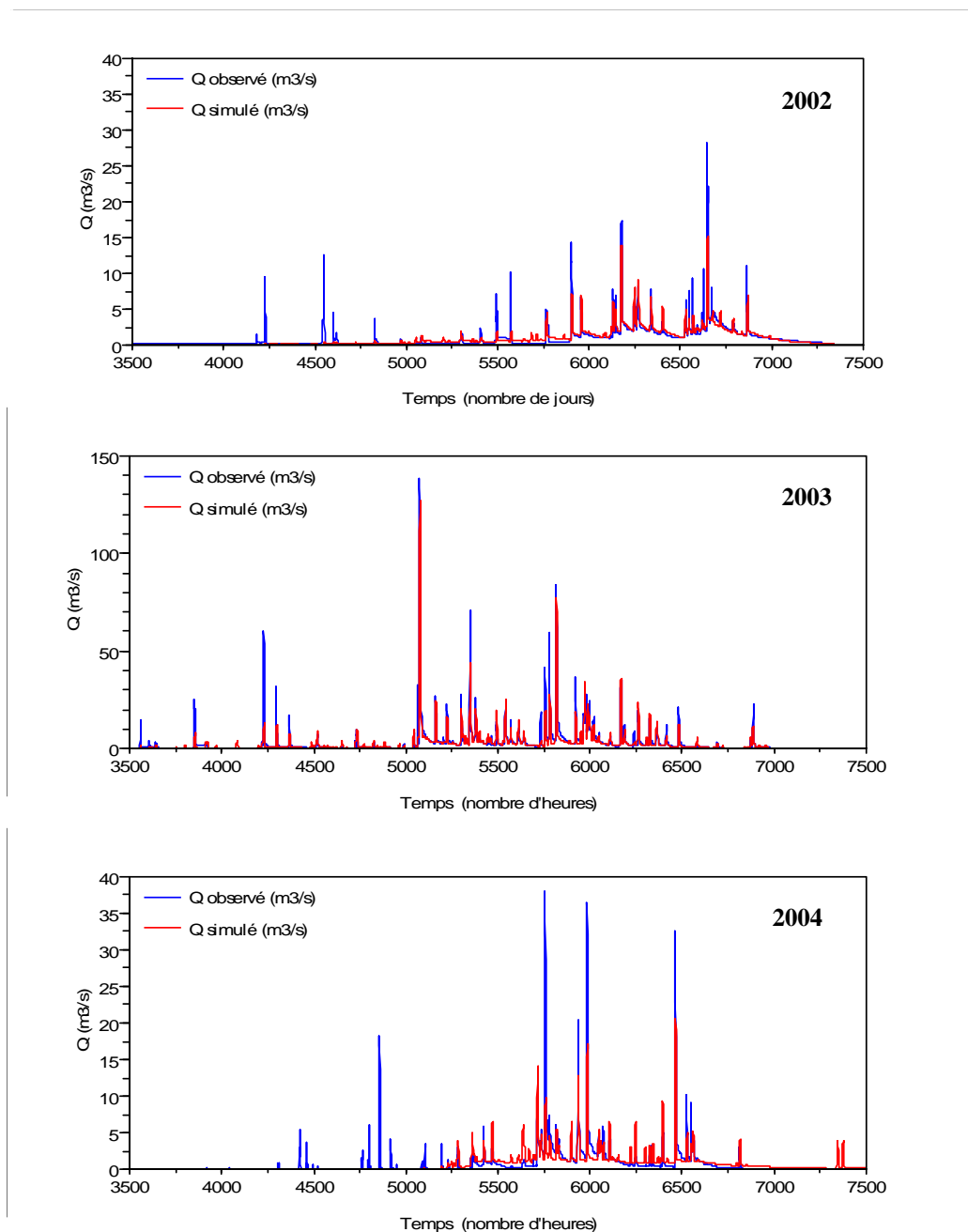


Figure 8. 2 : Débits horaires observés et simulés à la station Donga-route de kolokondé (MNT à 30m, calage annuel) pour les années 2002, 2003 et 2004

Année	Bassin	M (m)	To (m ² /h)	do/M	Vriver (m/s)	Eff	Kov (m/h)	zo (m)
2002	Donga	0.03	21	10.6	0.55	0.875	7.0	1.1
	Kolokondé	0.04	15	10.2	0.50	0.764	3.8	1.4
2003	Donga	0.04	5	9.0	0.35	0.876	1.3	1.2
	Kolokondé	0.04	3	8.4	0.50	0.838	0.8	1.1
2004	Donga	0.05	17	10.4	0.55	0.882	3.4	1.7
	Kolokondé	0.05	3	10.4	0.50	0.621	0.6	1.7

Tableau 8. 3 : Comparaison des jeux de paramètres optimaux spécifiques identifiés sur les bassins de la Donga et de Kolokondé pour les années 2002, 2003 et 2004

8.2.1.1. Étude de l'année 2002

L'analyse de la performance de TOPAMMA sur le bassin de Kolokondé, au vu des critères de Nash et de la qualité des hydrogrammes, vient de montrer un manque de réalisme du modèle sur les débits en début de saison pour les années 2002 et 2004. On constate un retard de l'apparition des écoulements dans le cas de ces deux années sèches (bien que moins marqué ce caractère s'observe aussi en 2003).

Afin de comprendre le fonctionnement du modèle en début de saison sèche, nous avons calculé le bilan hydrique du bassin sur le début de l'année, avant l'apparition des premiers écoulements significatifs. Étant données les remarque faites sur la performance de TOPAMMA en 2004 et que les deux années sont supposées hydrologiquement comparables, l'étude a uniquement été menée sur l'année 2002.

Les premiers écoulements simulés par le modèle apparaissent vers le 25 juin. On a donc effectué un bilan hydrique entre le début de l'année jusqu'à ce jour. L'évolution des termes du bilan sur le début de la saison est représentée sur la figure 8.3. Le tableau 8.3 indique les valeurs des composantes du bilan, en terme de pourcentage du bilan total.

On voit que le terme prépondérant du bilan d'eau sur cette période est le stock d'eau dans la zone de sub-surface. Il représente près de 50% du bilan total, contre 32% pour l'ETR et 21% pour la percolation profonde.

On trouve que le stock d'eau correspond à une hauteur de 46 cm. z_0 étant égal à 1.36 m (tableau 8.3), à la fin du mois de juin, TOPAMMA simule donc le niveau d'eau à la profondeur de 0.9m. Cette valeur correspond à une saturation moyenne du réservoir de sub-surface d'environ 34%.

Avant ce degré de saturation, on n'observe aucun écoulement dans la rivière. Les premières crues significativement simulées par TOPAMMA sont observées au début du mois d'août, ce qui correspond à un cumul pluviométrique de près de 550 mm. Si on a vu dans l'étude plu-

débit (cf.4.2.5.) qu'il existe un retard entre le début de la saison pluvieuse et l'apparition des premiers écoulements, il ne correspond pas à un cumul si important. On voit sur la figure 8.4 que les premiers écoulements apparaissent dès le mois d'avril, le cumul pluviométrique à cette date n'étant que de 80 mm.

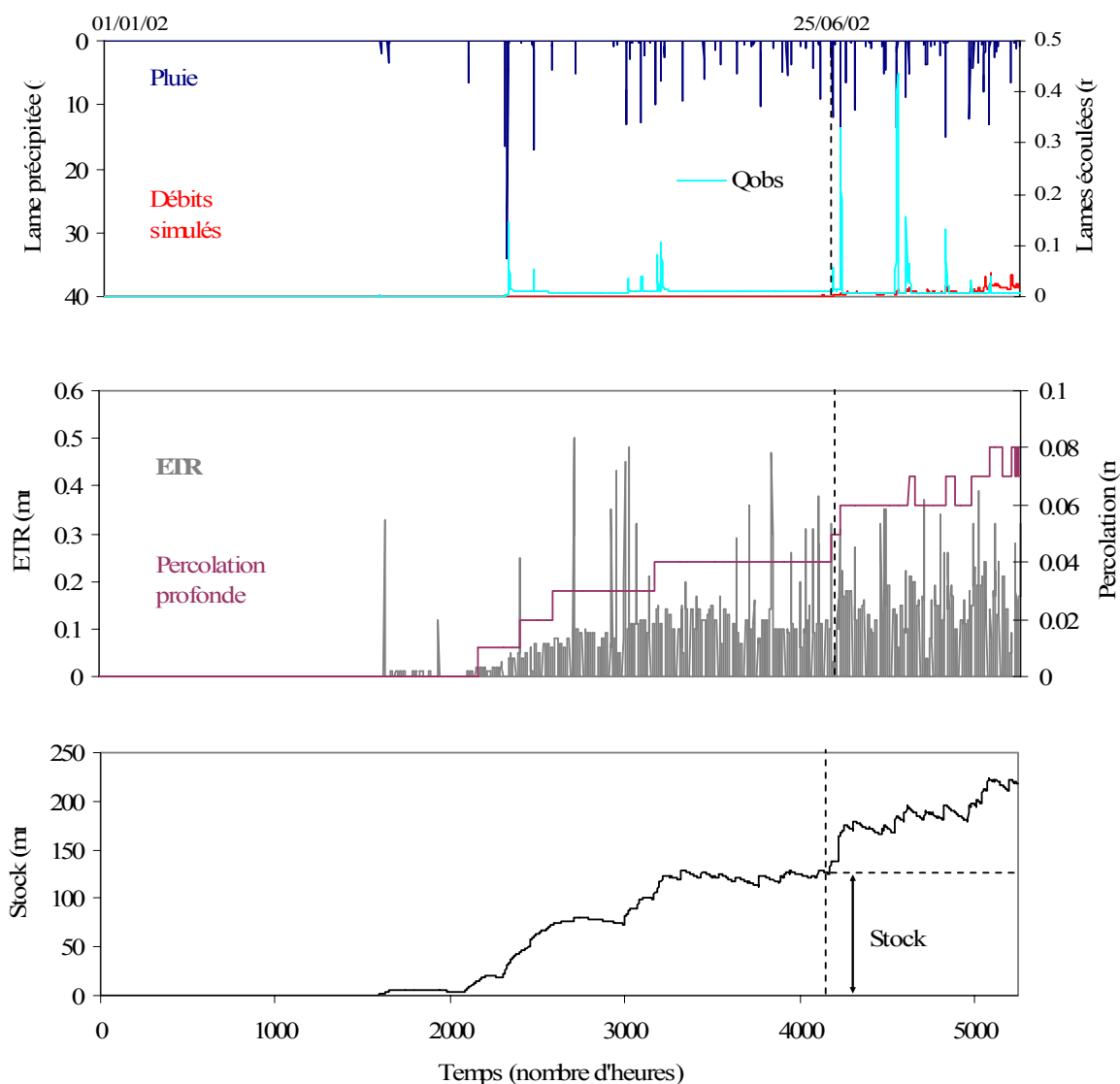


Figure 8. 3 : Evolution des composantes du bilan hydrologique sur le bassin de Kolokondé (MNT à 30m, calage annuel) en début de saison en 2002

Pluie (%)	Q (%)	Percolation (%)	ETR (%)	Stock (%)
100	1	21	32	46

Tableau 8. 4 : Termes du bilan hydrologique en % des termes du bilan sur le bassin de Kolokondé entre le 1^{er} janvier et le 24 juin 2002

Remarque :

On rappelle que le déficit local exprime une profondeur à un terme de porosité près. On peut donc calculer la profondeur du plancher de la nappe de sub-surface correspondant au déficit hydrique maximal do , à partir des paramètres do/M et M du modèle et de la porosité θ par la relation :

$$zo = \frac{do}{M} \cdot \frac{M}{\theta} \quad (8.1)$$

Une porosité de 30% a été considérée au vu des estimations de cette caractéristique sur le bassin de la Donga (Varado, 2004).

8.2.1.2. Limites de TOPAMMA

L'état hydrique du bassin tel qu'il est simulé par TOPAMMA ne permet donc pas de reproduire les crues en début de saison. Deux hypothèses permettent d'apporter des éléments de réponse à ce problème :

- L'état hydrique du bassin est mal représenté. On peut penser que les premières crues de la saison résultent d'écoulement par refus à l'infiltration (processus hortonien). On a vu dans l'algorithme de TOPAMMA (cf. 5.2.3) que le modèle simule du ruissellement Hortonien dès qu'à chaque pas de temps, la pluie nette est supérieure à la valeur de la conductivité verticale du sol K_{ov} . Or d'après les paramètres de calage et la relation $K_{ov} / K_{OH} = 0.01$ on trouve une valeur de K_{ov} de 3.75 m/h. L'importance de cette valeur explique qu'à aucune heure de l'année le modèle ne simule de ruissellement hortonien. On peut alors penser que l'absence systématique de ce ruissellement est un facteur explicatif de la sous-estimation des crues sur le reste de l'année. Il faut remarquer que l'on retrouve ce phénomène de début de saison sur la Donga en 2002. Sur la Donga aussi, on n'observe jamais de ruissellement hortonien. Bien qu'implémenté dans le modèle, le ruissellement hortonien ne peut donc apparaître du fait des valeurs excessives sélectionnées lors des calages. Une réflexion en dehors de ce mémoire serait à mener sur les raisons de ces valeurs irréalistes de conductivité.

- Les indices topographiques calculés à partir du MNT à 30m sur le bassin sont une mauvaise représentation du relief réel. La résolution verticale (1m) est peut-être insuffisante pour un pas horizontal de 30m, vu les faibles pentes.

8.2.2. Incertitudes

Comme dans le cas de la Donga, les incertitudes sur les débits ont été calculées par la méthode GLUE. Le seuil sur l'efficience considéré est toujours de 0.7 et l'espace

d'exploration des paramètres est le même que celui utilisé pour le calage de TOPAMMA sur le bassin. Seules les années 2002 et 2003 ont été considérées, étant donné les résultats médiocres obtenus sur l'année 2004, dont les meilleures combinaisons de paramètres ont une efficacité maximale inférieure au seuil de 0.7 considéré.

On voit dans les deux cas que le débit observé n'est pas toujours compris dans l'intervalle prédictif (figure 8.4), surtout en début de saison et pour certaines des crues. Cela signifie pour les dates correspondantes qu'aucun des jeux équi-finaux retenus ne permet de simuler de manière correcte les débits observés.

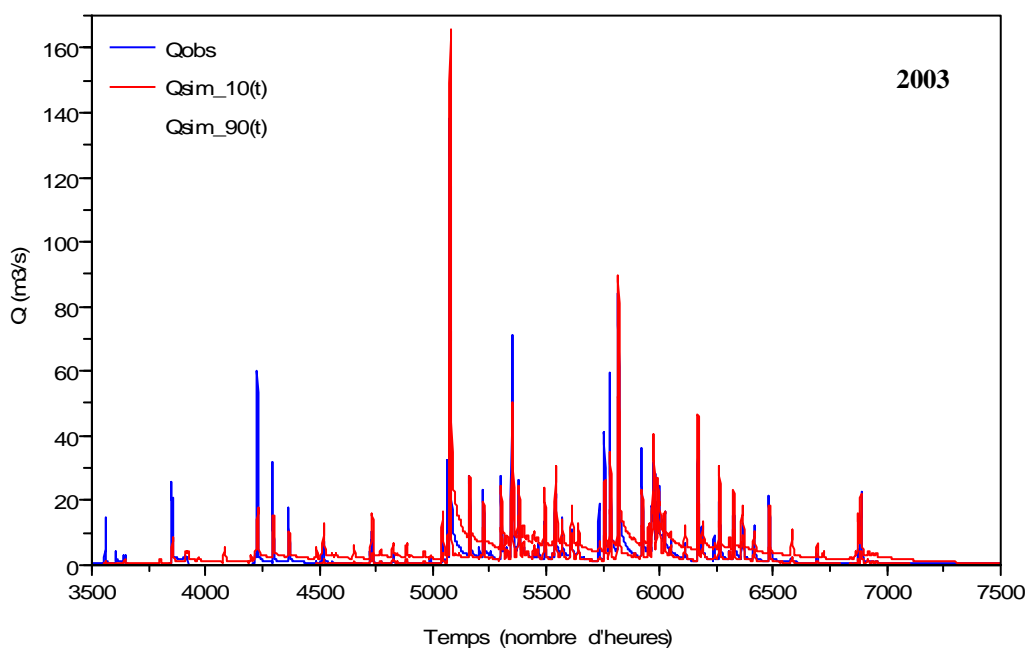
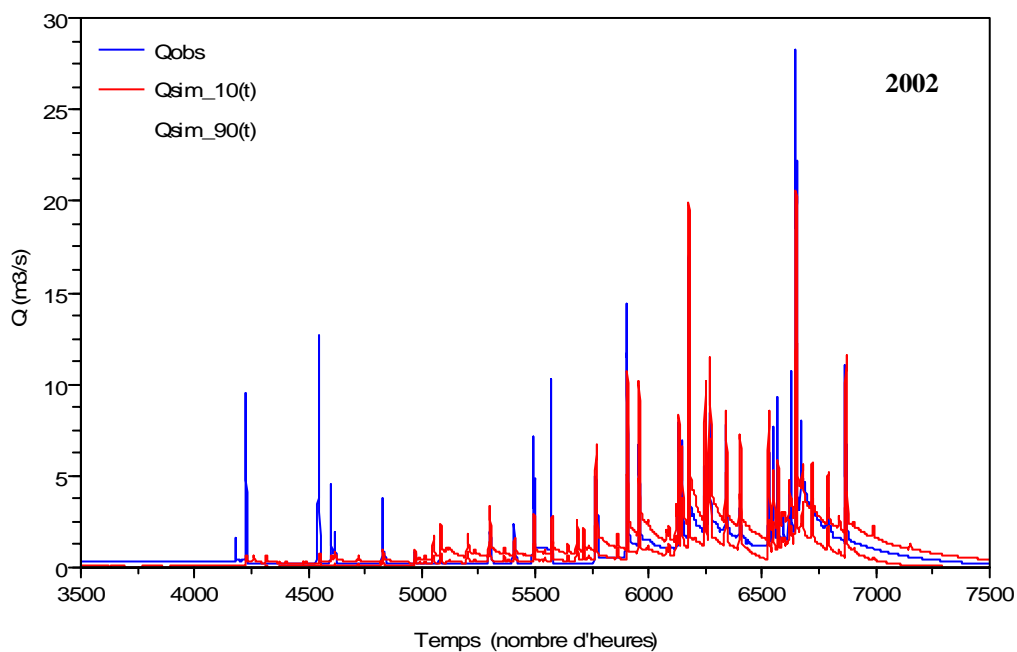


Figure 8. 4 : Intervalles prédictifs (interquartile 90%) sur les débits simulés par TOPAMMA (MNT à 30m, calage annuel) sur le bassin de Kolokondé pour les années 2002, 2003

8.2.3. Analyse des termes du bilan hydrologique

Le tableau 8.5 présente les différents termes du bilan hydrologique en lame d'eau sur le bassin de Kolokondé pour les trois années. En valeur absolue, l'ETR varie peu d'une année sèche (2002) à une année humide (2003), ce qui semble indiquer, que sous ce climat, la demande évapotranspirative est pratiquement toujours satisfaite. De l'année sèche à l'année humide, la percolation alimentant les nappes d'altérite augmente de 50%. Ce résultat est vérifié dans les puits villageois : les niveaux piézométriques sont plus hauts en 2003 qu'en 2004. Il faut également noter que la modélisation simule une valeur de ruissellement sur surfaces saturées supérieure au flux de sub-surface en 2003, et une situation inverse en 2002.

Pour les années 2002 et 2003 la part de la percolation dans le bilan hydrique est de l'ordre de 35% contre 20% sur la Donga pour les mêmes années (figure 8.5). La part du débit de base dans le débit total pour les trois années est comparable aux résultats obtenus sur la Donga (de l'ordre de 80% en 2002, 45% en 2003 et 65% en 2004).

Les résultats du bilan pour l'année 2004 tendent à confirmer les remarques faites sur la performance du modèle sur cette année là. La très faible part de la percolation profonde peut trouver son explication dans la faible valeur que prend le paramètre To (cf. tableau 8.2), afin d'essayer de caler au mieux le modèle sur les débits. Il semble donc que l'optimisation des débits simulés se fait au détriment du réalisme du flux de percolation profonde. Une hypothèse afin d'expliquer ces mauvais résultats serait l'existence d'une erreur sur la chronique de pluie horaire utilisée pour le calage. Pour tester cette hypothèse, nous avons calé TOPAMMA sur le bassin de Kolokondé avec les pluies horaires moyennes krigées sur le bassin de la Donga. On suppose donc que la variabilité pluviométrique sur la Donga est négligeable. Les valeurs de l'efficacité maximale trouvées sont de l'ordre de 0.5. Ce qui explique ces valeurs d'efficacité est une forte surestimation du débit de base sur toute la saison. En revanche la dynamique des écoulements est nettement meilleure avec une bonne simulation de l'apparition des crues. La part du flux de percolation dans le bilan total est d'environ 30%, ce qui est beaucoup plus en accord avec les résultats trouvés sur les années 2002 et 2004 calés sur le bassin de Kolokondé. On peut donc raisonnablement penser que les pluies horaires actuellement disponibles sur Kolokondé en 2004 ne sont pas réalistes et donc ne permettent pas de simuler le bilan hydrologique avec TOPAMMA pour cette année là. Ce problème rencontré en 2004 met donc en évidence un des intérêts de la modélisation hydrologique, qui est de pouvoir détecter des données erronées d'entrée ou de forçage d'un modèle (Peugeot, 2003).

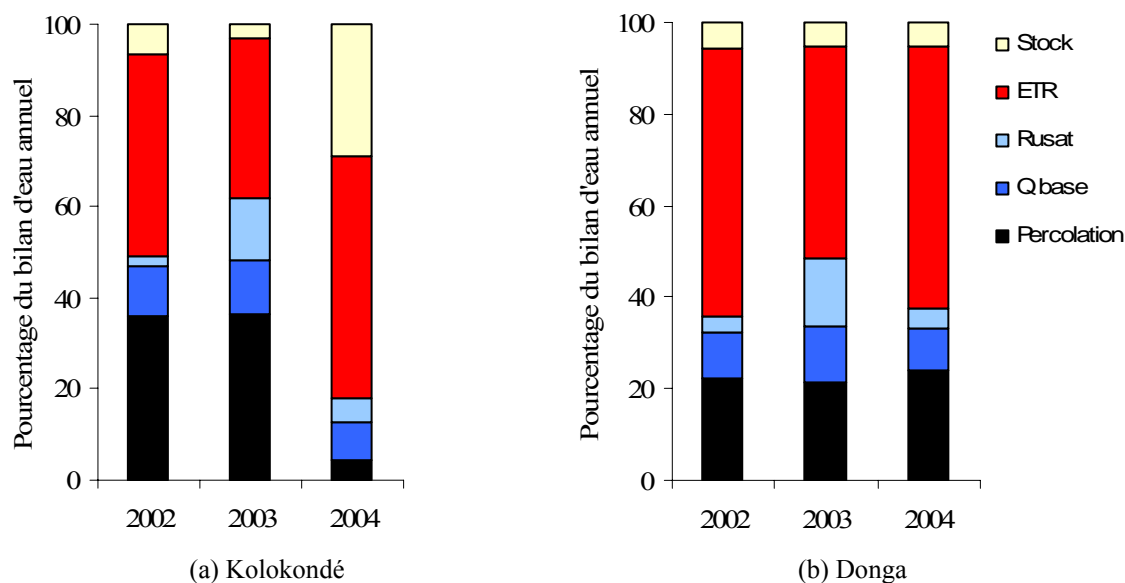


Figure 8. 5 : Composantes du bilan hydrologique annuel simulées en pourcentage des termes du bilan, avec TOPAMMA (calage annuel) sur la période 2002-2004 sur les bassins de Kolokondé (MNT à 30m) et de la Donga (MNT à 90m)

Année	Perc (mm)	ETR (mm)	Qbase (mm)	Rusat (mm)	Stock (mm)	Qh (mm)
2002	365	447	110	24	69	0
2003	558	535	179	210	44	0
2004	41	471	72	47	257	0

Tableau 8. 5 : Composantes du bilan hydrologique annuel simulées en lames d'eau, avec TOPAMMA (MNT à 30m, calage annuel) sur la période 2002-2004 sur le bassin de Kolokondé

Il apparaît donc que, pour les combinaisons optimales retenues, TOPAMMA ne simule pas le même fonctionnement hydrologique sur les deux bassins. Si les volumes annuels écoulés simulés sont comparables (cf. tableau 8.5), le rapport entre l'évapotranspiration et la recharge de la nappe des altérites augmente quand on passe de l'échelle de la Donga à celle de Kolokondé.

9. Évaluation du réalisme du compartiment souterrain simulé par TOPAMMA

9.1. Comparaison aux données piézométriques

9.1.1. Nappe superficielle temporaire

Les chroniques de hauteur de nappe à 2 m disponibles pour l'année 2004 sur le bassin de la Donga (cf. 4.1), permettent de comparer localement le niveau d'eau observé dans la nappe temporaire de sub-surface, et celui simulé par TOPAMMA.

On travaillera sur les hauteurs mesurées sur le transect de Nalohou à l'amont du bassin pour les stations Haut, Milieu et Aval instrumentées avec des piézomètres (cf. figure 9.1). Les résultats de TOPAMMA calé sur le bassin de Kolokondé n'étant *a priori* pas utilisables en 2004 (cf. 8.2), on comparera les observations aux valeurs simulées par le jeu de paramètres annuel optimal, identifié au pas de temps journalier, sur le bassin de la Donga en 2004.

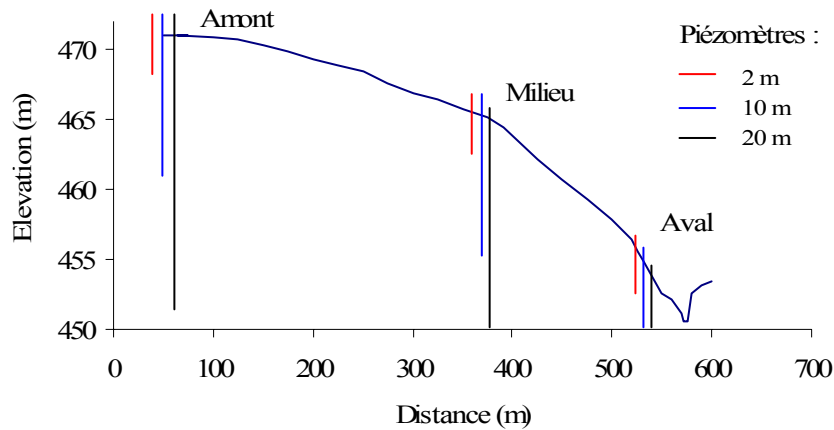


Figure 9.1 : Disposition des piézomètres implantés sur le transect de Nalohou.

En chaque point du bassin, la hauteur de la nappe temporaire simulée par TOPAMMA se déduit de la connaissance du déficit local en eau. Ce dernier se calcule à partir du déficit moyen sur le bassin, à chaque pas de temps (cf. 5.2.1). Avec les notations de la partie 5, on rappelle la relation :

$$\bar{D}(t) = d_{i,t} - M \cdot (\bar{IT} - IT_i) \quad (5.18)$$

On a donc :

$$d_{i,t} = \bar{D}(t) + M \cdot (\bar{IT} - IT_i) \quad (9.1)$$

Les valeurs des indices topographiques correspondant aux coordonnées des trois stations du transect de Nalohou ont été déduites du MNT à 90m sur la Donga. La localisation précise des piézomètres est difficile sur le MNT avec un géoréférencement moyen. L'identification

précise des valeurs de l'indice topographique est incertaine. On peut simplement avancer que les indices sur la zone varient entre 7 et 10. Les niveaux simulés par le modèle avec ces deux valeurs n'étant pas très différents, on a considéré une valeur de 8 pour calculer le déficit local en eau sur la zone. La valeur du déficit moyen est de 8 sur le bassin de la Donga et la valeur de M est 0.03m (cf. tableau 7.6). En considérant toujours une valeur de porosité de 30%, la profondeur du plancher de la nappe temporaire simulé en 2004 est de 1.04 m.

Les niveaux d'eau dans la zone de sub-surface observés sur les trois stations et simulés par TOPAMMA en 2004 sont présentés sur la figure 9.2. La dynamique des niveaux d'eau a également été représentée, les valeurs de hauteur ayant été normées.

Le modèle simule un début de saturation dès mi-avril alors qu'on observe une mise en charge des piézomètres qu'à partir du mois d'août. On observe une augmentation progressive du niveau d'eau simulé jusqu'au maximum de saturation (à la fin du mois d'août) contre une brusque augmentation observée dans les piézomètres. Le modèle simule donc mal la dynamique d'apparition de la saturation de la zone de sub-surface.

Au maximum de saturation et à la décrue piézométrique, le niveau d'eau simulé est seulement comparable à celui observé à la station aval. La dynamique piézométrique aux stations amont et milieu apparaît, elle, très mal simulée.

Ces résultats peuvent s'expliquer par une hétérogénéité spatiale sur le bassin. Une perméabilité plus importante des sols localement peut expliquer qu'on observe moins de saturation en sub-surface, avec une infiltration directe de l'eau en profondeur vers la nappe pérenne.

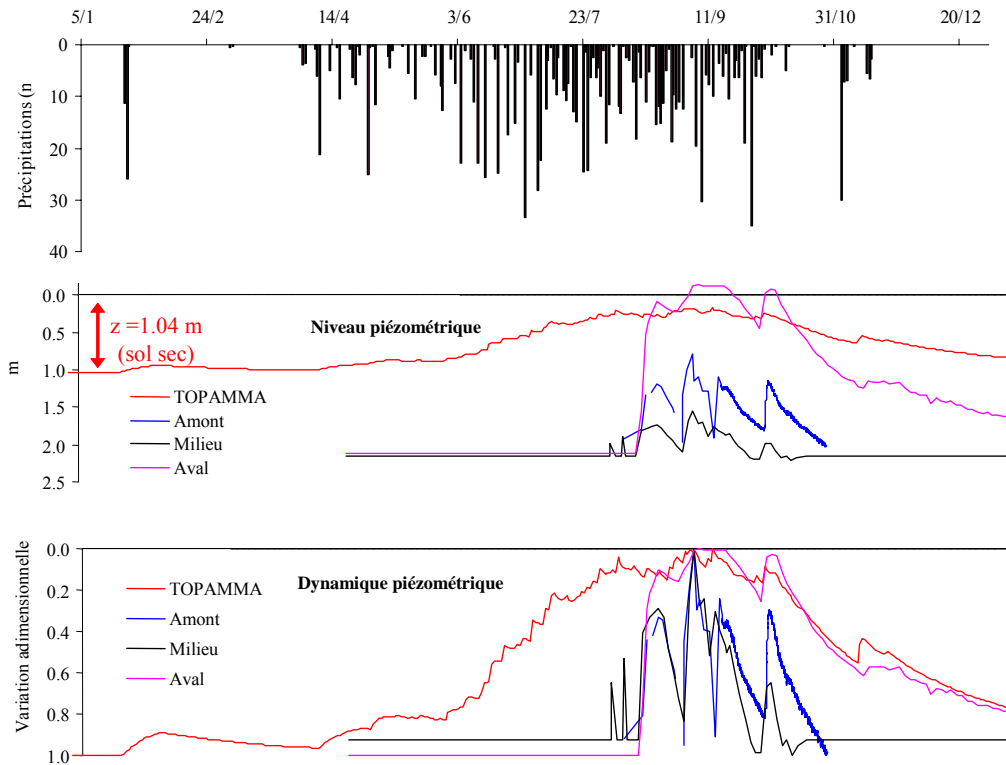


Figure 9. 2 : Évolution du niveau d'eau dans l'horizon de sub-surface et de leur dynamique simulés par TOPAMMA (MNT à 90m, calage annuel) et mesuré dans les piézomètres à 2 m, amont, milieu et aval sur le site de Nalohou., en 2004 (calcul du niveau simulé pour un indice topographique local de 8 et une porosité de 30%)

9.1.2. Nappe permanente des altérites

TOPAMMA ne simule pas le niveau de la nappe d'altérite. Il calcule seulement une percolation à partir de la zone de sub-surface proportionnelle à son degré de saturation et qui est un flux perdu pour le modèle, c'est-à-dire que quand la zone de sub-surface est à sec, la percolation simulée est nulle.

Il est intéressant de comparer la recharge observée de la nappe dans les altérites à la percolation simulée sur la même période. C'est ce que présentent le tableau 9.1 et la figure 9.3 du transect de Nalohou pour les trois stations. Le niveau d'eau reporté est celui observé dans les piézomètres crépinés à 20m des sites amont, milieu et aval.

La recharge de la nappe est calculée en multipliant l'amplitude piézométrique par la porosité supposée (5%) du réservoir d'altérite. Il est clair que cette recharge est calculée *a minima* car les pertes (ETR ou drainage vertical vers le socle fracturé) ne sont pas pris en compte. La percolation simulée par TOPAMMA est limitée à la période entre les dates du minimum et du maximum piézométriques. On constate que recharge observée et percolation simulée ont des valeurs très voisines aux sites amont et milieu. A l'aval, la faible amplitude piézométrique de la nappe d'altérite entraîne une recharge très inférieure à la percolation simulée.

La phase de vidange de la nappe d'altérite peut également servir à l'analyse du réalisme du modèle. La chimie montre que la nappe d'altérite ne se vidange pas dans les rivières (Kamagaté, 2006). Les pertes expliquant cette vidange sont donc uniquement imputables à l'ETR et à un drainage profond vers le socle fracturé. Au terme de porosité près, la variation de niveau piézométrique (variation ΔS de stock) s'exprime par l'équation suivante :

$$\Delta S = Perc - ETR_{nappe} - Drainage\ Profond \quad (9.2)$$

Et calculer les pertes globales ($ETR_{nappe} + Drainage\ Profond$). Les résultats sont présentés dans le tableau 9.3. L' ETR_{nappe} est au plus égale aux pertes globales. Si nous supposons que le Drainage profond est négligeable on a :

$$ETR_{nappe} \approx Pertes - Globales \quad (9.3)$$

Le réalisme du modèle peut alors être testé en sommant ETR_{nappe} et $ETR_{superficielle}$ de la tranche [0-zo]. Cette somme doit être inférieure à l'ETP calculée sur la même période. On constate qu'elle reste inférieure à l'ETP et le ratio $(ETR_{nappe} + ETR_{superficielle}) / ETP$ est vraisemblable.

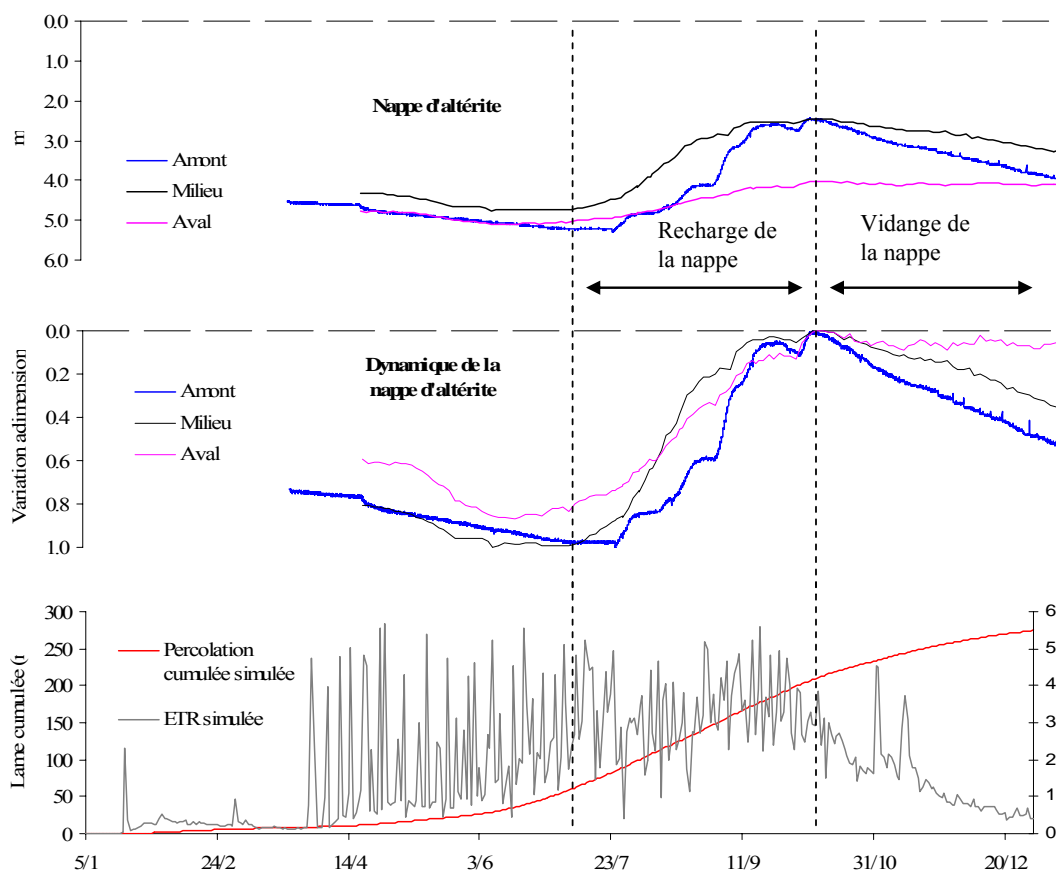


Figure 9. 3 : Evolution des niveaux d'eau dans la nappe d'altérite et de leur dynamique, mesurés dans les piézomètres à 10 et 20m, amont, milieu et aval sur le site de Nalohou en 2004. La percolation cumulée simulée par TOPAMMA (MNT à 90m, calage annuel) est également représentée.

Piézomètre	Période	Variation de la nappe (mm)	Percolation (mm)
Amont	24/07 - 01/04	129	115
Milieu	02/07 - 01/04	128	146
Aval	14/06 - 01/04	49	164

Tableau 9. 1 : Comparaison de la variation de la hauteur de la nappe des altérites avec la percolation simulée par TOPAMMA en mm d'eau pour les trois sites instrumentés du transect de Nalohou pour l'année 2004

Piézomètre	Période	ΔS (mm)	Percolation (mm)	ETRnappe (mm)	ETRsup (mm)	ETRtot (mm)	ETP (mm)	ETRtot/ETP (%)
Amont	01/10/04	-74	50	124	152	276	329	84
Milieu	-	-41	50	91	152	243	329	74
Aval	31/12/04	-4	50	54	152	206	329	63

Tableau 9. 2 : Bilan d'eau de la nappe des altérites pendant la période de vidange en 2004, en supposant que le drainage profond est négligeable

9.2. Comparaison aux résultats de la modélisation géochimique

9.2.1. Présentation du modèle géochimique

Une déconvolution des hydrogrammes a été réalisée sur la base de chroniques de conductivité électrique enregistrées (C.E.) en 2003 et 2004 à la station limnimétrique de Donga-Kolo (Kamagaté, 2006). Les hypothèses sous-jacentes à la décomposition par un modèle de mélange, sont la conservation de la masse et la constance du signal géochimique de chaque compartiment identifié. Dans le cas spécifique du bassin de la Donga, une caractérisation des compartiments hydriques à base de traceurs chimiques a mis en évidence un mélange à deux composantes à l'exutoire :

1. le ruissellement rapide sur surface saturée
2. l'écoulement lent (flux de sub-surface).

L'incertitude sur les valeurs exactes du signal géochimique pour chaque compartiment est transcrite dans le modèle au moyen d'une méthode de Monte-Carlo.

En 2003, 68 ± 13 % du volume écoulé à l'exutoire du bassin de Kolokondé, provient du réservoir de sub-surface. En 2004, 83 ± 13 % de l'écoulement provient de ce même réservoir. Le ruissellement rapide est ainsi aisément déduit, il est estimé 32 % en 2003 et 17 % en 2004,

9.2.2. Bilan comparé des écoulements

Les coefficients d'écoulement restent voisins quand on passe du bassin de Kolokondé à la Donga, que ce soit en année sèche ou humide (cf. figure 4.5), on peut supposer une invariance des processus intervenant dans la formation des écoulements. Ceci va nous permettre d'appliquer sur la Donga le ratio Q_b / Q_t déterminé à Kolokondé par le modèle géochimique.

Pour les deux bassins, la part de l'écoulement de base dans le débit total simulé par le modèle géochimique est plus de 2 fois supérieure à celle simulée par TOPAMMA (cf. tableau 9.2).

Années	Qb/Qt (%)		
	Modèle géochimique	TOPAMMA Donga	TOPAMMA Kolokondé
2003	68 [55-80]	45	46
2004	83 [70-96]	68	61

Tableau 9. 2 : Part de l'écoulement de base dans l'écoulement total calculée par TOPAMMA (calage annuel) sur les bassins de Kolokondé (MNT à 30m) et de la Donga (MNT à 90m) et par le modèle géochimique sur le bassin de Kolokondé pour les années 2003 et 2004

Cette comparaison montre que les valeurs Q_b/Q_t correspondant aux simulations optimales pour les deux années ne sont pas comprises dans les intervalles déterminés par le modèle géochimique. Ces derniers mettent donc en évidence une surestimation du ruissellement sur surface saturée simulé par le TOPAMMA.

9.2.3. Proposition d'un nouveau critère de sélection des jeux équi-finaux de TOPAMMA

9.2.3.1. Mise en œuvre

L'objectif de cette partie est de voir si la prise en compte des résultats de la géochimie permet de diminuer l'incertitude sur l'identification des paramètres de TOPAMMA. On se propose, dans la mise en œuvre de la méthode GLUE, de tester un nouveau seuil de critère acceptation/rejet. Une double sélection est effectuée :

1. Une première sélection sur l'efficacité de Nash calculée sur les débits comme dans la méthode GLUE normale. On considère toujours le seuil arbitraire de 0.7.

2. Une deuxième sélection sur les jeux précédemment identifiés. On ne retient que les jeux de paramètres telle que :

- pour l'année 2003 : $0.55 < Q_b / Q_t < 0.80$

- pour l'année 2004 : $0.70 < Q_b / Q_t < 0.96$

On ne considère donc que les valeurs du rapport Q_b / Q_t appartenant à l'intervalle identifié par le modèle géochimique pour les deux années.

Le nouveau seuil prend donc en compte :

- une information sur les débits observés, car on sélectionne d'abord les jeux suivant une mesure de la vraisemblance calculé sur les débits,
- une information sur la proportion de l'écoulement de base dans le débit total à l'exutoire, issue d'une modélisation.

Il s'agit de voir si les combinaisons ainsi sélectionnées permettent de préciser la distribution *a posteriori* des paramètres équifinaux.

Remarque : On prend en compte deux informations de type différent pour déterminer les jeux équifinaux. La mesure de la vraisemblance est calculé a partir de données de terrain réellement observées alors que le modèle chimique, bien que fondé aussi sur des observations, est déjà une représentation de la réalité.

Sur le bassin de Kolokondé, on appliquera la méthode GLUE modifiée uniquement sur l'année 2003. En effet, cela n'a pas de sens de calculer des incertitudes par la méthode GLUE en 2004, étant donné la médiocrité des résultats de calage pour cette année là (cf. 8.2.2).

La même démarche sera appliquée sur les jeux équifinaux issus du calage journalier en 2003 et 2004 sur la Donga.

Pour les deux bassins, on comparera les jeux équifinaux sélectionnés selon les deux méthodes, GLUE « mono-seuillage » et GLUE modifié « bi-seuillage », au vu : (i) de la distribution *a posteriori* des paramètres et (ii) des intervalles d'incertitudes sur les débits.

9.2.3.2. Résultats sur le bassin de Kolokondé

Le nouveau seuil utilisé dans la méthode GLUE permet de préciser la détermination des paramètres (figure 9.5) :

- Les fréquence du mode et des classes voisines augmentent au détriment des classes périphériques.
- Les bornes de l'espace pris par les paramètres do/M et To sont resserrées. Avec la nouvelle méthode on ne trouve par exemple aucune valeur de do/M inférieure à 8 et le pourcentage des valeurs moyennes (10-10.6) augmente.

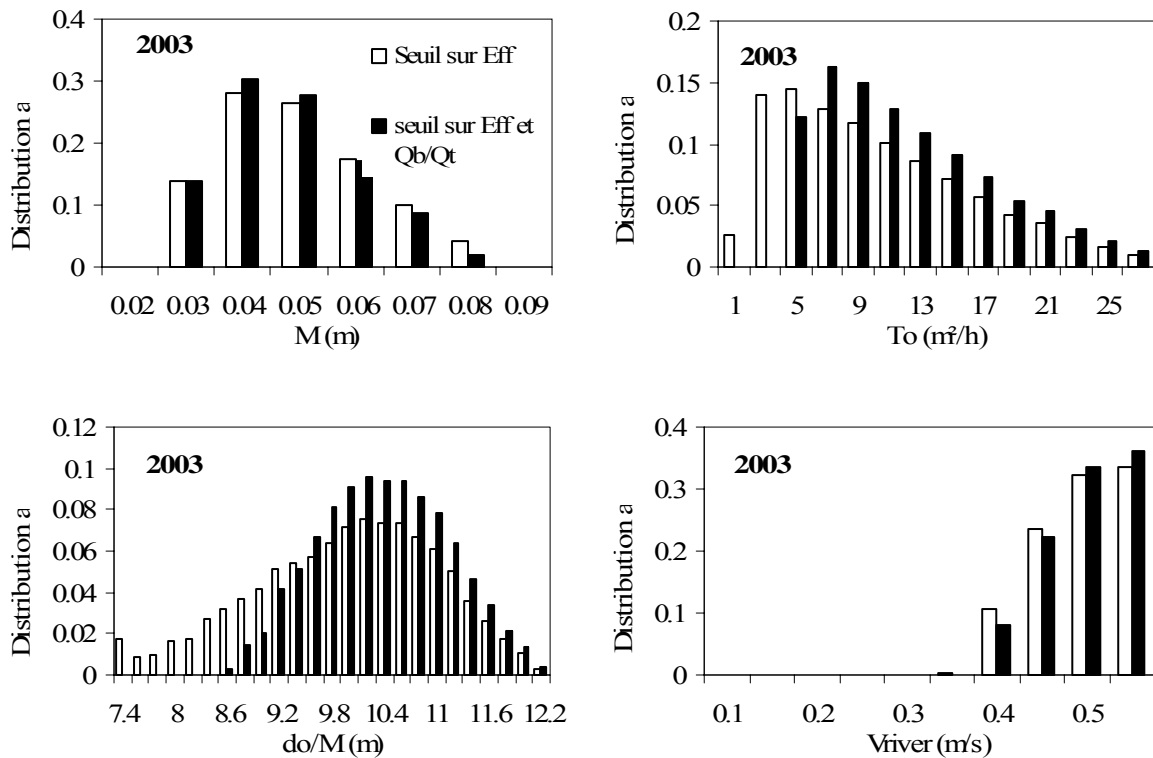


Figure 9. 4 : Distributions *a posteriori* (*a p.*) des valeurs de paramètres de TOPAMMA pour un seuil sur l'efficacité de 0.7 (en blanc) et pour le nouveau seuil (en noir) obtenues sur Kolokondé en 2003

Si la distribution des paramètres se trouve précisée avec l'utilisation du nouveau seuil, il n'en est pas de même pour les intervalles prédictifs (figure 9.5). L'amplitude des intervalles diminue mais la plupart des valeurs de débit observées ne se retrouvent plus dans l'intervalle simulé. Ce sont les valeurs inférieures ($Q_{sim_10}(t)$) qui sont surestimées.

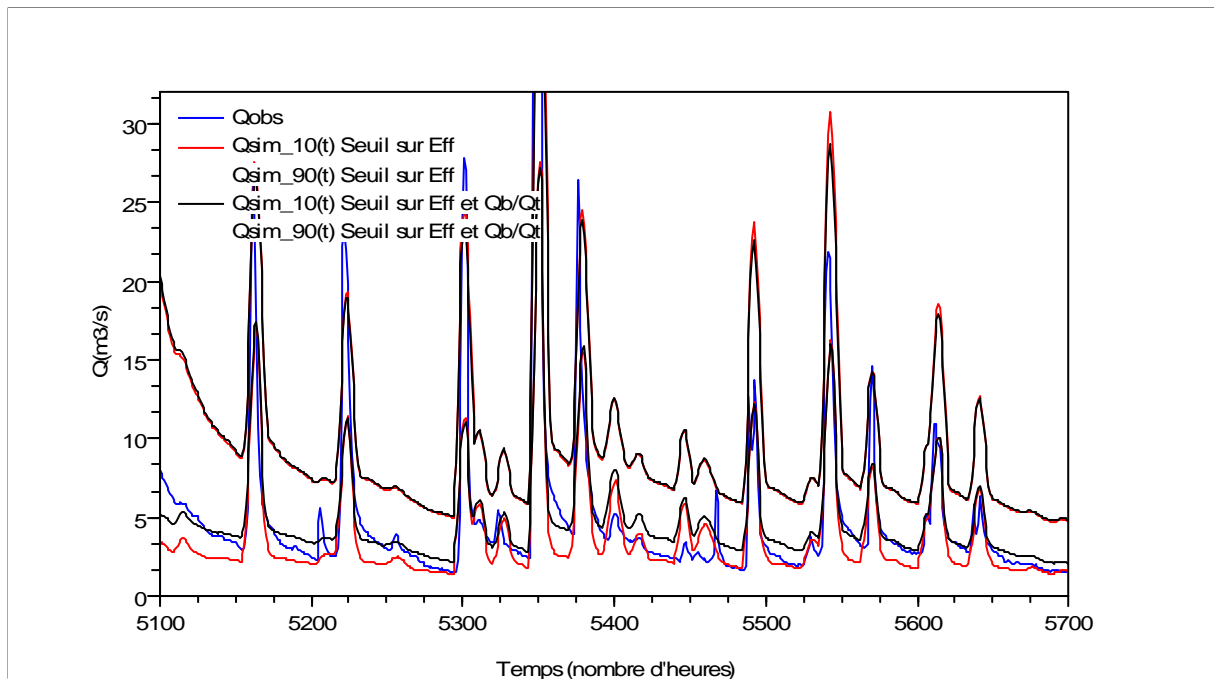


Figure 9. 5 : Intervalles prédictifs (interquartile 90%) sur les débits simulés par TOPAMMA (MNT à 30m, calage annuel) sur le bassin de Kolokondé, pour l'année 2003, calculés avec le seuil sur l'efficacité (Eff) et le seuil sur l'efficacité et Q_b/Q_t

On en conclut que dans le cas du calage horaire sur Kolokondé en 2003, les jeux équi-finaux sélectionnés sur les débits ($Eff > 0.7$) ne sont pas représentatifs de la composante d'exfiltration du modèle.

9.2.3.3. Résultat sur le bassin de la Donga

Pour ce qui est de l'analyse comparative des distributions *a posteriori* des paramètres, on retrouve les mêmes résultats que sur le bassin de Kolokondé (figures 9.6 et 9.7). On remarque que l'espace des valeurs prises par do/M et To est plus resserré pour l'année 2004.

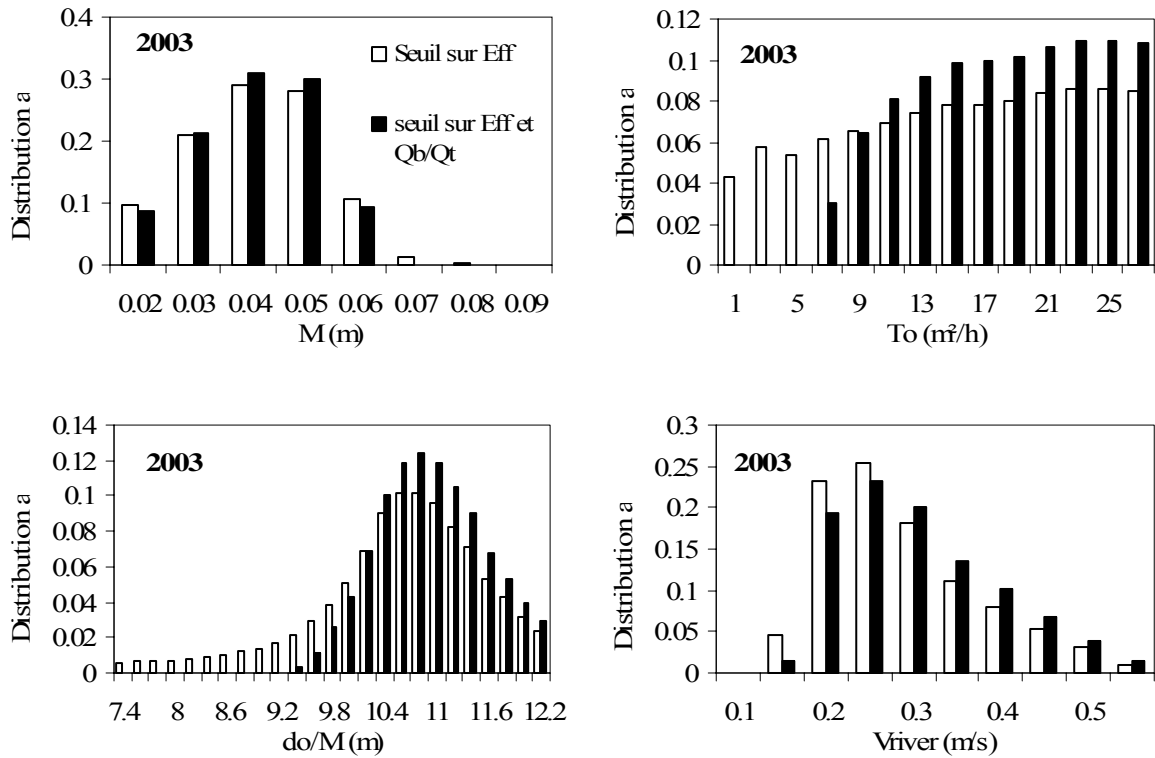


Figure 9. 6 : Distributions *a posteriori* (*a.p.*) des valeurs de paramètres de TOPAMMA (MNT à 90m, calage annuel) pour un seuil sur l'efficacité de 0.7 (en blanc) et pour le nouveau seuil (en noir) obtenues sur la Donga en 2003

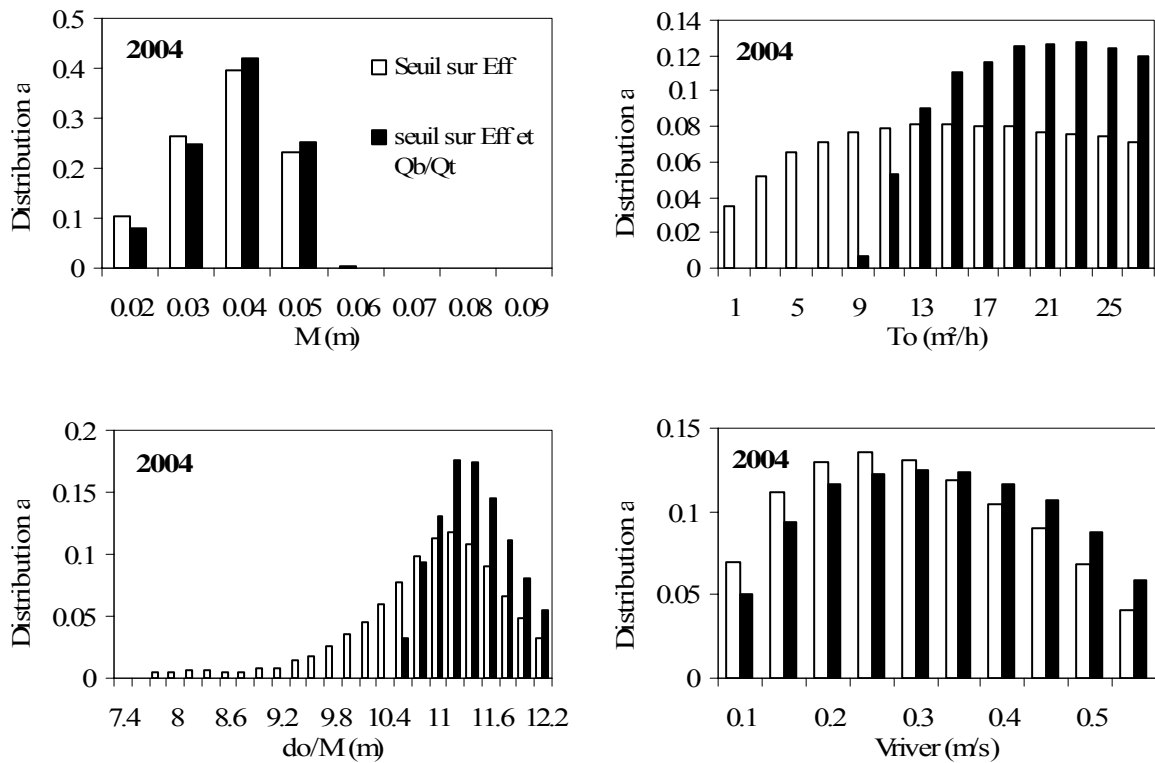


Figure 9. 7 : Distributions *a posteriori* (*a.p.*) des valeurs de paramètres de TOPAMMA (MNT à 90m, calage annuel) pour un seuil sur l'efficacité de 0.7 (en blanc) et pour le nouveau seuil (en noir) obtenues sur la Donga en 2004

Les incertitudes calculées sur les débits sont légèrement plus faibles avec la nouvelle méthode qu'avec la méthode classique de GLUE (figures 9.8 et 9.9) et contrairement au bassin de Kolokondé le débit observé appartient toujours à l'interquantile.

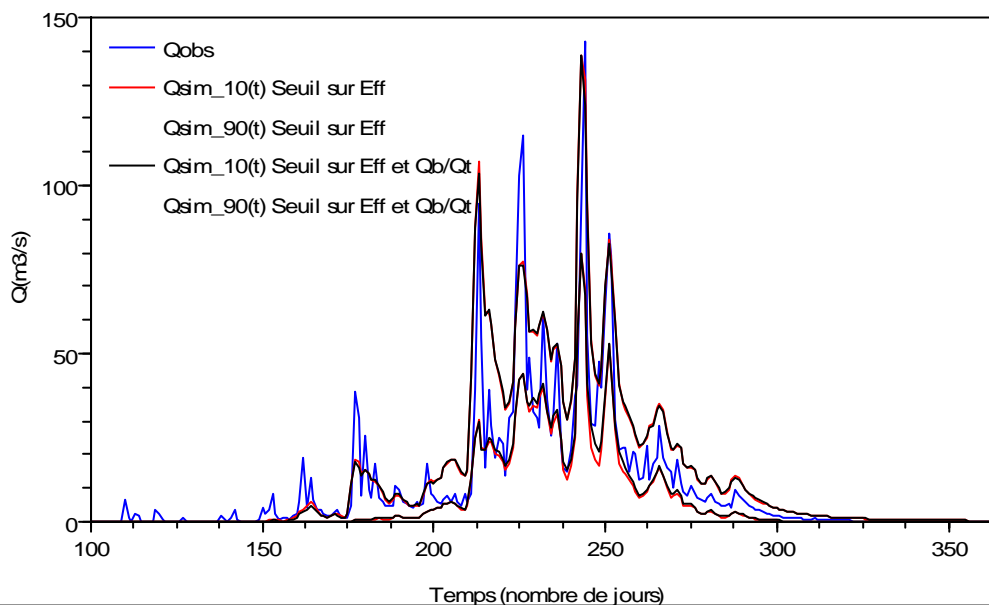


Figure 9. 8 : Intervalles prédictifs (interquantile 90%) sur les débits simulés par TOPAMMA (MNT à 90m, calage annuel) sur la Donga, calculée avec le seuil sur l'efficacité (Eff) et le seuil sur l'efficacité et Qb/Qt pour l'année 2003

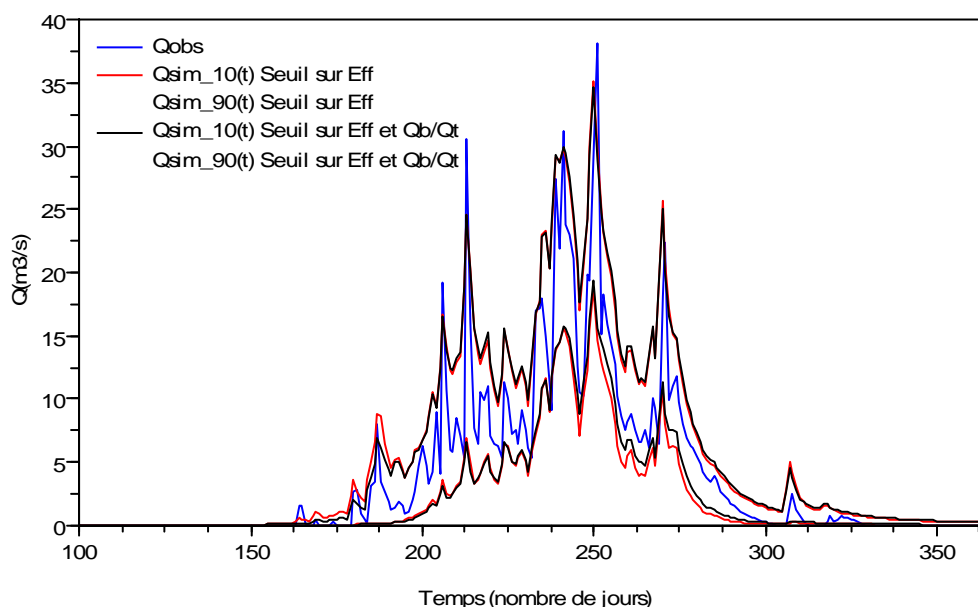


Figure 9. 9 : Intervalles prédictifs (interquantile 90%) sur les débits simulés par TOPAMMA (MNT à 90m, calage annuel) sur la Donga, calculée avec le seuil sur l'efficacité (Eff) et le seuil sur l'efficacité et Qb/Qt pour l'année 2004

Les jeux équi-finaux satisfaisants au modèle géochimique sur la part de l'exfiltration dans l'écoulement, permettent donc toujours une bonne simulation des débits à l'exutoire du bassin. On en conclut que la paramétrisation de TOPAMMA sur les débits à l'échelle de la Donga permet de sélectionner des jeux représentatifs de la proportion d'écoulement de base dans la rivière trouvée par Kamagate. Sous l'hypothèse de transposabilité des résultats du modèle géochimique obtenus sur Kolokondé à l'échelle de la Donga, le réalisme de la proportion d'exfiltration dans les rivières simulé par TOPAMMA est donc validé par les résultats de la géochimie.

Conclusion générale

Sur la haute vallée de l'Ouémé (Bénin), les données hydrodynamiques ou chimiques collectées depuis 1997 dans le cadre de l'ORE AMMA-CATCH ont permis de déterminer l'origine des écoulements. Les rivières sont alimentées par du ruissellement rapide (sur surface saturée ou hortonien) et par un écoulement souterrain de sub-surface. Il n'y a pas de drainage latéral de la nappe profonde des altérites vers les rivières. Ce schéma a été implémenté dans TOPAMMA (adaptation du modèle hydrologique TOPMODEL) et testé par LELAY (2006) sur la période 1998-2002.

Notre application sur 2002-2004 des résultats de TOPAMMA obtenus sur la période 1998-2002 (Lelay, 2006), a mis en évidence une dépendance importante du modèle au type d'évapotranspiration potentielle utilisée comme variable de forçage. En particulier, une bonne représentation des années sèches par le modèle a justifié la réalisation d'une nouvelle calibration sur la période 2002-2004. La comparaison d'un calage journalier et d'un calage horaire a confirmé une certaine robustesse des paramètres au changement de pas de temps et un bilan hydrique sur la période d'étude a pu être proposé. De 2002 à 2004, l'utilisation d'une ETP Penman-Monteith calculée à partir des données climatiques de la station météorologique de Djougou, conduit à diminuer la percolation vers la nappe profonde au profit de l'évapotranspiration.

L'étude de la robustesse du modèle au changement d'échelle spatiale, a révélé une incapacité de TOPAMMA à reproduire correctement les débits à l'exutoire du bassin de Kolokondé, avec les paramètres identifiés sur la Donga. Une nouvelle calibration de TOPAMMA au pas de temps horaire sur le bassin de Kolokondé révèle une performance moyenne. Les volumes écoulés sont globalement respectés mais une sous-estimation systématique des pics de crue est observable pour les années sèches (2002) comme humides (2003). L'analyse des termes du bilan sur l'année 2002 a également mis en évidence une très mauvaise reproduction de la dynamique d'apparition des crues en début de saison des pluies. Il semble que ces résultats aient une répercussion sur l'estimation des termes d'évapotranspiration et de percolation du bilan hydrique, dont les parts diffèrent par rapport à celles obtenues sur la Donga (22 % de percolation sur la Donga contre 35 % sur le sous-bassin de Kolokondé). La calibration étant effectuée uniquement sur les écoulements, percolation et ETR sont des variables d'ajustement du modèle, qui au gré des calages obtenus, peuvent se contrebalancer l'une l'autre.

L'étude du réalisme des écoulements souterrains a permis de préciser l'évaluation du modèle sur les deux bassins. Les résultats de l'analyse comparative des simulations obtenues sur la Donga avec les données piézométriques sont mitigés. Si la recharge de la nappe des altérites est en accord avec les observations, la dynamique d'apparition de la nappe temporaire de subsurface est mal simulée. De plus, les profils piézométriques locaux observés sur le site de Nalohou mettent en évidence une hétérogénéité spatiale du comportement de la zone de subsurface à la saturation, que le modèle ne peut pas reproduire à cette échelle.

Le ratio obtenu par la géochimie (Kamagaté, 2005) entre ruissellement rapide et flux de subsurface dans les écoulements, a été utilisé dans l'objectif de restreindre le nombre de jeux équipifaux et de diminuer les incertitudes sur les simulations obtenues par la méthode *GLUE*. La considération de ce critère en plus de l'efficacité de Nash a permis de resserrer les distributions *a posteriori* des paramètres équipifaux sur les deux bassins d'étude. Avec ce double seuillage, on constate également une diminution des incertitudes (interquantiles à 90 %) mais seulement sur le bassin de la Donga. Sur le sous bassin de Kolokondé, la prise en compte du critère géochimique dans la sélection des jeux équipifaux entraîne un décalage des interquantiles qui ne sont plus représentatifs des débits observés

A l'échelle de la Donga (586 km²), notre étude renforce la possibilité d'utiliser TOPAMMA pour l'analyse des termes du bilan hydrologique. A l'échelle du sous-bassin Kolokondé (105 km²), nous avons montré les limites du modèle tel qu'il est actuellement conçu. L'étude de la performance et du réalisme des écoulements souterrains à cette échelle, ne permet pas de conclure quant à la réalisation d'un bilan représentatif du fonctionnement hydrologique observé.

Les résultats de ce mémoire constituent une première base d'étude pour l'amélioration du modèle : les trop fortes valeurs de conductivité à saturation calées ne permettent pas d'activer un ruissellement hortonien, pourtant observés à chaque début de saison. Pour rendre compte de cette réalité, il est peut-être nécessaire d'ajouter un nouveau paramètre au modèle, la conductivité hydraulique à saturation en surface du sol (liée au développement de croûte de battance). Des observations récentes montrent également de nettes différences entre l'épaisseur et la granulométrie des sols de versants et celles des bas-fonds. Une remise en cause du postulat fondateur d'homogénéité des sols sur le bassin serait à évaluer. Parallèlement à cette réflexion sur le modèle, la validation du terme évapotranspiration par les stations de mesure de flux installées en 2005 devrait encore permettre de préciser l'évaluation

du réalisme de TOPAMMA. Enfin, le modèle deviendra véritablement opérationnel lorsque un jeu unique de paramètres permettra de transcrire en écoulement réaliste la variabilité interannuelle des précipitations.

Références bibliographiques

Beven K.J. et M.J. Kirby (1979). A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Science Bulletin* 24(1), pp. 43-69.

Beven K. et A. M. Binley (1992). The future of distributed models : model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological processes* 16, pp. 189-206.

Bigot S., I. Zin et A. Diedhiou (2005). Apport de données de HRV et de SPOT pour l'étude des variations phénologiques dans le bassin de l'Ouémé (Bénin). *Téledétection* 4(4), pp339-353.

Castaigns W. (2006). Analyses de sensibilité et estimation des paramètres pour la modélisation hydrologique distribuée. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier.

Chevallier P. et P. Planchon (1987). Hydrological processes in a small humid savana basin. *Journal of Hydrology* 167, pp. 121-147.

Freer J., K. Beven et B. Ambroise (1996). Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data : An application of the GLUE approach. *Water resources Research* 32(7), pp. 2161-2173.

Hornberger G. M. et R. C. Spear (1981). An approach to the preliminary analysis of environmental systems. *Journal of environmental Management* 12, pp. 7-18.

Faure P. et Volkoff B. (1998). Some factors affecting regional differentiation of the soils in the republic of Benin (West Africa). *CATENA*, 32(3-4): 281-306.

Kamagate B., Jacquin F. et SÉGUI, L. (2003). Mission Nivellement Géochimie Haut Bassin de l'Ouémé (Bénin), Doc. Interne, 10 p.

Kamagaté B., Z. Seyigona, F. Malinur, M. Arjounin, F. Jacquin, J. Bouchez, C. Depraetere, L. Le Barbé et L. Séguis (2003). Données piézométriques sur le bassin de la Donga (Bénin). Période 1999-2002. Rapport ORE AMMA-CATCH, IRD.

Kamagaté B., L. Seguis, G. Favreau et J.-L. Seidel (2005). Origins of a flow in a tropical crystalline bedrock catchment (Benin, upper Oueme river. *First AMMA International Conference, Dakar, 28 nov.-2 dec.*

Kamagaté (2006). Fonctionnement hydrologique et origine des écoulements en milieu tropical de socle : cas du bassin versant de la Donga (Centre Ouest du Bénin), a soutenir, Université de Montpellier II, 2006.

Le Barbé L., G. Alé, B. Millet, H. Texier, Y. Borel et R. Gualde (1993). *Les ressources en eau superficielles de la république du Bénin*. Collection Monographies Hydrologiques.

Lelay M. (2002). Caractérisation hydrologique et simulation numérique des écoulements sur le bassin de la Haute Vallée de l’Ouémé (Bénin). Rapport de DEA MMGE.

Lelay M. (2006), Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique, thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Mahé G., J.C. Olivry et E. Servat (2005). Sensibilité des cours d’eau ouest-africains aux changements climatiques et environnementaux : extrêmes et paradoxes. *IAHS Publication* 296, pp. 169-177.

Mahé G., J.E. Paturel, E. Servat, D. Conway et A. Dezetter (2005). The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina Faso. *Journal of Hydrology* 300, pp. 33-43.

Nash J.E. et J.V. Sutcliffe (1970). River flow forecasting through conceptual models. Part I- A discussion of principles. *Journal of hydrology* 10, pp. 282-290.

Peugeot C., M. Esteves, S. Galle, J.L. Rajot et J.P. Vandervaere (1997). Runoff generation processes : results and analysis of field data collected at the east central supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *Journal of hydrology* 188-189, pp. 179-202.

Peugeot C., Cappelaere B., Vieux B., Séguis L. et Maia-Bresson A. (2003). Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening, *Journal of Hydrology*, 279, 224-243.

Saulnier G.M. et R. Datin (2004). Analytical solution to a bias in the TOPMODEL framework balance. *Hydrological processes* 18, pp. 1195-1218.

Seguis L., B. Cappelaere, G. Milési, C. Peugeot, S. Massuel et G. Favreau (2004). Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment. *Hydrological processes* 18(17), pp. 84-98.

Varado N. (2004). Contribution au développement d'une modélisation hydrologique distribuée. Application au bassin versant de la Donga, au Bénin, thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Wagener T., D.P. Boyle, M.J. Lees, H.S. Wheather, H.V. Gupta et S. Sorooshan (2001). A framework for development and application of hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences* 5(1), pp. 13-36.

Wagener T., N. McIntyre, M.J. Lees, H.S. Wheather et H.V. Gupta (2003). Towards reduced uncertainty in conceptual rainfall-runoff modelling : Dynamic identifiability analysis. *Hydrological Processes* 17, pp. 455-476.

Zin I. (2002). Incertitudes et ambiguïté dans la modélisation hydrologique. Discussion, développements méthodologiques et application à l'hydrologie de crue en Ardèche, thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Abstract

The application of the results of the hydrological model TOPAMMA, implemented and tested by LE LAY (2006) on the Donga Basin (Soudanian area, Benin) revealed a significant dependence of the model on the potential evapotranspiration (ETP) used as forcing variable. The new calibration of the model carried out for the years 2002-2004 at both hourly and daily scale, confirmed a robustness of the parameters regarding the change of time step. The water budget showed the influence of the use of the Penman-Monteith ETP, which leads the model to reduce deep percolation for the increasing of real evapotranspiration (ETR).

The analysis of the model robustness regarding the change of spatial scale pointed out the incapacity of TOPAMMA to correctly simulate the discharge at Kolokondé, under basin of the Donga, with using the parameters identified at Donga scale. A new hourly calibration of the model on Kolokondé basin revealed quite an average performance. The volumes are in general well estimated but the peak flows are systematically underestimated as well for dry years (2002) as for wet years (2003). We also observed a bad reproduction of the dynamic flow at the beginning of rainy season. These results probably have an impact on the assessment of evaporation and groundwater recharge, their part in the water budget significantly differing from those obtained on the Donga basin (22 % of percolation for Donga against 35 % for Kolokondé). Indeed, ETR and percolation are variables of adjustment of the model which can compensate each other since the calibration is only carried out on the discharge.

The model was estimated on the two basins by a study of the realism of the underground flows. The comparison with piezometric data on the Donga basin evidenced a good simulation of underground water in the alterites, whereas the dynamic of appearance of the temporary sub-surface water table appeared badly simulated. This could be explained by the fact that the model cannot reproduce at this scale the spatial heterogeneity of the behavior of sub-surface zone towards saturation, evidenced by the local piezometric profiles observed at the site of Nalohou on Donga basin.

The ratio obtained by geochemistry (Kamagate, 2005) between fast streaming and subsurface flow, was used in order to restrict the number of equifinal parameters sets and to decrease uncertainties on the simulations given by the GLUE method. This criterion added to the efficiency of Nash could precise the *a posteriori* distributions of the equifinal parameters on the two basins of study. A reduction of uncertainties was observed (interquantiles 90 %) on the basin of the Donga but not at Kolokondé where there is a shift of the interquantiles which are not representative any more of the observed discharges.

Key words : Benin, AMMA, modelisation, TOPMODEL, water budget, realism

Résumé

L'application des résultats de TOPAMMA, modèle hydrologique implémenté et testé par LE LAY (2006) sur le bassin de la Donga (zone Soudanienne, centre Bénin), a révélé une dépendance importante du modèle à l'évapotranspiration potentielle, utilisée comme variable de forçage. Le nouveau calage du modèle réalisé sur la période 2002-2004 au pas de temps journalier et horaire, a confirmé une certaine robustesse des paramètres au changement de pas de temps. Le bilan hydrologique estimé montre que l'utilisation de l'ETP de Penman-Monteith conduit à réduire la percolation vers la nappe profonde au profit de l'évapotranspiration.

A travers une analyse de robustesse du modèle au changement d'échelle spatiale, on observe une incapacité de TOPAMMA à reproduire correctement les débits à Kolokondé, sous-bassin de la Donga avec les paramètres calés sur ce dernier. Une nouvelle calibration au pas de temps horaire sur le bassin de Kolokondé a révélé une performance moyenne. Si les volumes sont en général bien estimés, les pics de crue sont systématiquement sous-estimés tant en année sèche (2002) qu'en année humide (2003). Aussi, on observe une reproduction trop lâche de la dynamique d'apparition des crues en début de saison pluvieuse. Ces résultats ont probablement un impact sur l'estimation de l'évapotranspiration et de la recharge de la nappe : leurs parts dans le bilan diffèrent significativement de celles obtenues sur la Donga (22 % de percolation sur la Donga contre 35 % sur le sous-bassin de Kolokondé). En effet, évapotranspiration et percolation sont des variables d'ajustement du modèle qui peuvent se compenser l'une l'autre puisque le calage est seulement effectué sur les débits.

Le modèle a été évalué sur les deux bassins par une étude du réalisme des écoulements souterrains. Les résultats de la comparaison avec les données piézométriques sur la Donga sont mitigés : si la recharge de la nappe d'altérites semble bien simulée, la dynamique d'apparition de la nappe temporaire de sub-surface est mal reproduite. Il est apparu que le modèle ne peut pas reproduire à cette échelle l'hétérogénéité spatiale du comportement de la zone de sub-surface à la saturation, mise en évidence par les profils piézométriques locaux observés sur le site de Nalohou sur la Donga.

Le ratio obtenu par la géochimie (Kamagaté, 2005) entre ruissellement rapide et flux de sub-surface dans les écoulements, a été utilisé dans l'objectif de restreindre le nombre de jeux équipinaux et de diminuer les incertitudes sur les simulations obtenues par la méthode GLUE. Ce critère, ajouté à l'efficacité de Nash a permis de préciser les distributions *a posteriori* des paramètres équipinaux sur les deux bassins d'étude. En revanche, si l'on observe une diminution des incertitudes (interquartiles à 90 %) sur le bassin de la Donga, il se produit à Kolokondé un décalage des interquartiles qui ne sont plus représentatifs des débits observés.

Mots clés : Bénin, AMMA, modélisation hydrologique, TOPMODEL, bilan hydrologique, réalisme