

# **SOMMAIRE**

## **LISTE DES TABLEAUX**

## **LISTE DES FIGURES**

## **NOMENCLATURE**

## **INTRODUCTION GENERALE**

## **CHAPITRE I : GENERALITES SUR LE CYCLE DE L'EAU**

### **I-1 INTRODUCTION**

### **I-2 CYCLE HYDROLOGIQUE**

#### **I-2-1 Définition**

#### **I-2-2 Composantes du cycle hydrologique**

##### **I-2-2-1 Les précipitations**

###### **I-2-2-1-1 Définition**

###### **I-2-2-1-2 Mécanismes de formation des pluies**

###### **I-2-2-1-3 Types de précipitations**

###### **I-2-2-1-4 Mesures des précipitations**

###### **I-2-2-1-4-1 Mesure de la hauteur d'eau précipitée**

###### **I-2-2-1-4-2 Notion de temps de retour**

###### **I-2-2-1-4-3 Les courbes IDF (Intensité, Durée, Fréquence)**

###### **I-2-2-1-4-4 Evaluation régionale des précipitations**

##### **I-2-2-2 L'évaporation**

###### **I-2-2-2-1 Méthodes de mesures**

###### **I-2-2-2-1-1 Mesures directes**

###### **I-2-2-2-1-2 Mesures indirectes**

###### **I-2-2-2-1-3 Formules des taux d'évaporation**

##### **I-2-2-3 La transpiration et l'évapotranspiration**

###### **I-2-2-3-1 Différentes notions d'évapotranspiration**

###### **I-2-2-3-2 Evaluation de l'évapotranspiration**

###### **I-2-2-3-2-1 Détermination de l'évapotranspiration de référence ( $ET_o$ )**

**I-2-2-3-2-2 Détermination de l'évapotranspiration maximale (ETM) d'un sol couvert par la végétation**

I-2-2-4 L'interception

I-2-2-5 Le stockage dans les dépressions

I-2-2-6 L'écoulement, l'infiltration et la percolation

### I-3 BILAN HYDRIQUE

## CHAPITRE II : SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

### II-1 LE MODELE

II-1-1 Définition

II-1-2 Le développement du modèle

### II-2 LA MODELISATION PLUIE-DEBIT EN HYDROLOGIE

II-2-1 Objet d'étude

II-2-2 Objectifs

### II-3 CLASSIFICATION DES MODELES PLUIE-DEBIT

### II-4 LES MODELES HYDROLOGIQUES DU GENIE RURAL

II-4-1 Historique

II-4-2 Présentation des modèles GR

II-4-2-1 Les modèles GR journaliers

II-4-2-1-1 Le GR1J

II-4-2-1-1-1 Le modèle à un réservoir

II-4-2-1-1-2 Le modèle à deux réservoirs

II-4-2-1-2 Le GR2J

II-4-2-1-3 Le GR3J

II-4-2-1-3-1 Architecture

II-4-2-1-3-2 Le réservoir-sol

II-4-2-1-3-3 Le réservoir eau-gravitaire

II-4-2-1-3-4 Le temps d'accès au réservoir eau-gravitaire

II-4-2-1-4 Le GR4J

II-4-2-2 Les modèles GR mensuels

II-4-2-3 Les modèles GR annuels

## CHAPITRE III : FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DE LA FALEME A L'AIDE DU GR4J

### III-1 PRESENTATION DU BASSIN

III-1-1 Localisation et caractéristiques morphologiques

III-1-2 Géologie

III-1-3 Climat

## III-2 ANALYSE ET CRITIQUE DES DONNEES UTILISEES

III-2-1 Présentation des données utilisées

III-2-2 Traitement statistique

## III-3 MODELISATION DE LA RELATION PLUIE-DEBIT DANS LE BASSIN VERSANT DE LA FALEME

III-3-1 Présentation du GR4J

III-3-1-1 Introduction

III-3-1-2 Mise en œuvre

III-3-1-2-1 Initialisation

III-3-1-2-2 Optimisation ou calage

III-3-1-2-3 Contrôle

III-3-1-3 Fonctionnement

III-3-1-3-1 Neutralisation de P par E

III-3-1-3-2 Le réservoir-sol ou réservoir de production

III-3-1-3-3 Les hydrogrammes unitaires

III-3-1-3-4 Le réservoir eau-gravitaire ou de routage

III-3-2 Résultats de la simulation de la relation pluie-débit

III-3-3 Synthèse des résultats

## CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

## BIBLIOGRAPHIE

## ANNEXES

## **LISTE DES TABLEAUX**

Tableau 1 : Caractéristiques des stations hydrométriques

Tableau 2 : Caractéristiques des stations pluviométriques

Tableau 3 : Séries chronologiques des  $Q_{max}$ , modules, DCC et DC6 des stations hydrométriques

Tableau 5 : Tableau récapitulatif

## LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Cycle hydrologique

Figure 2 : Modèle à un réservoir

Figures 3et 4 : Vidanges du réservoir de routage

Figure 5 : Schéma d'ensemble du GR1J

Figure 6 : Schéma d'ensemble du GR2J

Figure 7 : Schéma d'ensemble du GR3J

Figure 8 : Le réservoir-sol

Figure 9 : Le réservoir eau-gravitaire

Figure 9 : Décalage simple des pluies nettes

Figure 10 : Hydrogramme unitaire simulant le transfert au réservoir eau-gravitaire

Figure 11 : Bassin versant de la Falémé

Figure 12 : Evolution interannuelle des débits maximaux à Goubassi

Figure 13 : Evolution interannuelle des modules à Goubassi

Figure 14 : Evolution interannuelle des DCC à Goubassi

Figure 15 : Evolution interannuelle des DC6 à Goubassi

Figure 16 : Evolution interannuelle des débits maximaux à Kidira

Figure 17 : Evolution interannuelle des modules à Kidira

# NOMENCLATURE

## NOMENCLATURE DES LETTRES GRECQUES

$\alpha, \beta$  : coefficients

$\Delta p$  : pente de la courbe de pression de vapeur à la température moyenne de l'air (kPa/°C)

$\Delta s$  : variation de stockage (mm ou m<sup>3</sup>)

$\Delta t$  : pas de temps (jour)

$\Delta u$  : pente de la courbe de tension maximale de vapeur d'eau saturant l'air en fonction de la température

$\delta$  : différence entre la pression de vapeur saturante et la pression de vapeur effective dans l'air

$\varepsilon$  : valeur faible

$\gamma$  : constante psychrométrique (kPa/°C)

$\lambda$  : chaleur de vaporisation (J/kg)

$\rho$  : densité de l'air à pression constante (kg/m<sup>3</sup>)

$\sigma$  : écart-type

## NOMENCLATURE DES LETTRES LATINES

A : aire totale du bassin

a, b, c, k : paramètres d'ajustement

AEA : Attestation d'Etudes Approfondies

AHi : surface entre deux isohyètes i et i+1

al, bl : constantes locales

Api : superficie du polygone associé à la station i

CEMAGREF : Centre National du Machinisme Agricole, du Génie Rural, des Eaux et Forêts

Cp : chaleur spécifique à pression constante (= 1.013.10<sup>-3</sup> MJ/kg/°C)

Cpa : capacité thermique de l'air humide (J/kg/°C)

D : déficit d'écoulement (mm ou m<sup>3</sup>)

DCC : débit dépassé de 10 jours par an

DC6 : débit moyen caractéristique ou débit dépassé de 6 mois par an

dEn : évapotranspiration élémentaire

dS : variation du niveau du réservoir de production

DMN : Direction de la Météorologie Nationale

E : évapotranspiration potentielle	
e : rapport poids moléculaire vapeur/air sec	(= 0,622)
Ea : pouvoir évaporant de l'air approché par le volume de Rohwer	(mm)
e <sub>a</sub> : pression de vapeur actuelle de l'air	(kPa)
Ef : écoulement de base	
Ec : évaporation mesurée sur bac Colorado	(mm)
Ecs : écoulement de surface	
Eh : écoulement hypodermique	
Ek : évapotranspiration de l'année k	
En : évapotranspiration nette	
Ep : évaporation physique d'un grand réservoir	
Er : évapotranspiration réelle	
Es : quantité d'évaporation retirée du réservoir (S)	
e <sub>s</sub> : pression de vapeur saturant	(kPa)
Et : écoulement total	(mm)
ETM : EvapoTranspiration Maximale	(mm)
ETo : Evapotranspiration de référence	(mm)
ETP : EvapoTranspiration Potentielle	(mm)
ETR : EvapoTranspiration Réelle	(mm)
F : terme d'échange en eau	
FST : Faculté des Sciences et Techniques	
F(x) : probabilité de non dépassement	
GR : Génie Rural	
GRXJ : Génie Rural à X paramètres journaliers	
h : hauteur de pluie de l'averse	(mm)
Hr : humidité relative	(%)
I : volume entrant	(mm ou m <sup>3</sup> )
i : intensité totale	(mm/h ou mm/min)
i <sub>m</sub> : intensité moyenne de la pluie	(mm/h ou mm/min)
IRD : Institut de Recherche pour le Développement	
j : jour de référence	
K : nombre d'isohyètes	
Kc : coefficient cultural	
L : $300 + 25T_a + 0,05T_a^3$	

m : coefficient régional	$(m = 1 / (0,8 + 0,16Ta))$	
N : valeurs entières de X4		
Ni : durée d'insolation effective pendant la période de calcul		(h)
n, nj : nombre total de jours de la période considérée		(jours)
O : volume sortant		(mm ou m <sup>3</sup> )
OMVS : Organisation de Mise en Valeur du fleuve Sénégal		
ORSTOM : Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer		
P : précipitation ou pluie brute		
Pa : précipitations annuelles		
Patm : pression atmosphérique		
Pb : pluie atteignant le sol par écoulement le long des branches		(mm)
Pc : pluie atteignant le sol drainée au travers du couvert végétal		(mm)
Pk, Pk-1 : pluies observées des années k et k-1		
Pmi : moyenne des hauteurs h de précipitations entre deux isohyètes i et i+1		
Pmoy : précipitations moyennes sur le bassin		
Pn : pluie nette ou pluie restante		(mm)
Pr : quantité d'eau nette qui entre dans le réservoir (R)		
Ps : quantité d'eau nette qui infiltre le réservoir (S)		
Psi : précipitation enregistrée à la station i		(mm)
Q, Qd, Qj+1, Qk, Ql, Q9, ,Qr : débits		
Q <sub>calc</sub> : débit journalier calculé ou simulé au jour j		
Q <sub>obs</sub> : débit journalier observé au jour j		
Q <sub>obs</sub> : débit moyen observé au cours de la période de simulation		
Qmax : débit maximum		
(R) : réservoir eau- gravitaire ou de routage		
R : niveau du réservoir (R)		
r : fraction de la pluie reçue par (R)		
r <sub>a</sub> : résistance aérodynamique		(S/m)
r <sub>es</sub> : résistance de surface		
RG : rayonnement global mensuel ou décadaire		(cal/cm <sup>2</sup> /jour)
Rn : rayonnement net		(W/m <sup>2</sup> )
Rs : ruissellement de surface et écoulement souterrain		(mm)
(S) : réservoir-sol ou de production		
S : niveau du réservoir-sol		
s : fraction de la pluie reçue par (S)		



SHE : European Hydrological System

$S_p$  : ressources de la période précédente

$S_p + \Delta S$  : ressources accumulées à la fin de la période (mm)

SWAT : Soil and Water Assessment Tool

$T$  : temps de retour (années)

$t$  : durée de l'averse (h ou min)

$\bar{T}$  : température moyenne

$\bar{T}_a$  : température moyenne annuelle (°C)

$T_j$  : température moyenne journalière (°C)

TOPMODEL : TOPography-based hydrological MODEL

$u, v$  : paramètres de ruissellement

UCAD : Université Cheikh Anta Diop

UH1, UH2 : hydrogrammes unitaires

$V$  : vitesse du vent (m/s)

$X, X_i$  : paramètres

$x$  : variable

$\bar{x}$  : moyenne de la variable

## **RESUME**

La modélisation est une discipline des sciences hydrologiques qui s'intéresse principalement au cycle hydrologique afin d'aboutir à un outil de travail exploitable dans différents domaines. Le modèle pluie-débit est un outil de recherche, de prévision ou d'extrapolation qui permet de simuler le comportement d'un système complexe tel que le bassin versant. Ce modèle défini par une structure nécessite des variables de forçage et produit des variables à l'exutoire pendant un intervalle de temps appelé pas de temps. Il existe un certain nombre d'approches de modélisation pluie-débit avec des objectifs et des philosophies différentes : les modèles boîte noire, les modèles conceptuels et les modèles fondés sur la physique. Nous sommes intéressés dans ce travail au modèle conceptuel le GR4J développé au CEMAGREF Anthony en France. C'est un modèle conceptuel à réservoirs dont l'approche est globale c'est-à-dire considérant le bassin versant comme une entité élémentaire, sans représentation explicite de la variabilité spatiale de ses caractéristiques. Il s'agit d'un modèle pluie-débit à pas de temps journalier, à quatre paramètres ajustables et dont les données d'entrée sont uniquement les précipitations et l'évapotranspiration. Nous avons appliqué ce modèle au bassin versant de la Falémé en vue de prévoir ses crues et étiages. Les caractéristiques statistiques des séries de pluies et de débits journaliers ont été calculées sur la période de 1967 à 2006. L'évolution interannuelle des variables centrées et réduites des modules, DCC, DC6 et débits journaliers maximum sur cette période a été représentée. Les tests statistiques d'indépendance et d'homogénéité ont été effectués. La période utilisée pour le travail de modélisation va de 1985 à 1995. Pour tenir compte de la mémoire du bassin, les paramètres du modèle ont été calculés sur la crue précédente et utilisés sur la crue en cours. L'optimisation a été faite à l'aide du solveur du tableur Excel en utilisant le critère de Nash sur les débits, la racine carrée des débits, et le logarithme népérien des débits. La fonction de répartition des critères montre que l'optimisation utilisant le logarithme népérien des débits journaliers fournit les meilleurs résultats. L'analyse des graphes calculés-observés met en évidence la tendance du modèle à surestimer les débits. Ce comportement peut être imputé au caractère global de la version du modèle utilisé. Dans la suite du travail, une version distribuée du modèle sera utilisée.

## **MOTS CLES :**

Modélisation hydrologique conceptuelle, GR4J, prévision des crues et des étiages, hydrogramme unitaire, tests statistiques, Falémé.

## **INTRODUCTION GENERALE**

L'eau a de tous temps accompagné la vie des hommes, s'inscrivant ainsi au cœur de la civilisation. D'après Mouelhi (2003) citant le « Monde diplomatique » 2002, l'eau n'est pas seulement une ressource, elle est un enjeu de civilisation et un potentiel économique considérable. Elément essentiel d'hygiène et de santé, l'eau devient de plus en plus, avec l'accroissement de la population humaine sur Terre, une denrée très convoitée. La variabilité de sa disponibilité et de son accès est source de problèmes :

- trop abondante, elle est la cause d'inondations catastrophiques ;
- rare et de répartition géographique inégale, elle entraîne des conflits juridiques et politiques entre de nombreux pays ou entre des communautés humaines, des situations de pénurie, de désertification, d'exode de populations.

Selon la déclaration de Dublin (1992), on estime que un habitant sur cinq de la planète n'a pas accès à l'eau en quantité suffisante et un sur trois a une eau de qualité.

Devant l'accroissement de la demande en eau lié à la multiplication des usages (consommation domestique, industrie, agriculture, loisirs etc.), le développement des problèmes environnementaux dus aux pollutions d'origine humaine et les conséquences de choix d'aménagements hydrauliques peu judicieux faits par le passé, la question de la disponibilité et d'accès à l'eau est sans aucun doute un des problèmes majeurs auquel devra faire face l'humanité durant ce siècle.

Dans ce contexte, on comprend alors aisément la nécessité de mettre au point des outils d'aide à la gestion et à la décision qui permettent de mieux cerner le fonctionnement des hydrosystèmes naturels et le devenir de l'eau dans son environnement. L'utilisateur de ces instruments peut bénéficier ainsi d'une meilleure connaissance de la répartition spatiale et temporelle des flux d'eau et des matières et composés qu'elle véhicule à l'échelle du bassin. Le cours d'eau constitue, dans cette démarche d'appréhension des hydrosystèmes, un objet d'intérêt privilégié, en raison de l'accès aisé qu'il offre à la ressource. La connaissance de son débit est aujourd'hui un instrument indispensable à la gestion des systèmes aquatiques (notamment pour la prévision des débits, la prévention et la prédétermination des crues, l'aménagement et la construction des ouvrages hydrauliques, les études des changements climatiques, les impacts de catastrophes naturelles, les impacts anthropiques etc.). De nombreuses recherches se sont donc attachées, depuis plus d'un siècle, à essayer de comprendre les processus de génération des débits et le fonctionnement du bassin versant, entité hydrologique de production et de concentration des écoulements pour en établir des simulations.

Le Sénégal, à l'instar des pays de l'Afrique de l'Ouest et Centrale, a connu une variabilité climatique qui s'est traduite par une tendance à la baisse des précipitations et un déficit à partir des années 1970. Ces processus se sont accrus par la suite et le déficit pluviométrique a eu une

conséquence sur les cours d'eau. Pour faire face à cette situation, les pays qui se partagent le bassin du fleuve Sénégal ont construit deux barrages sur le fleuve Sénégal : le barrage de Diama dans la basse vallée pour stopper la remontée marine et relever le plan d'eau en vue d'irrigation et le barrage de Manantali (sur le Bafing) pour laminer la crue sur le Bafing, permettre l'irrigation, la navigation et la production d'énergie électrique.

La Falémé étant le plus important affluent rive gauche du fleuve Sénégal, sa contribution à l'écoulement de ce fleuve est très appréciable. Cet affluent n'étant pas pour le moment contrôlé, la connaissance de ses apports est essentielle à la gestion intégrée des ressources en eau du fleuve Sénégal : elle devrait permettre une meilleure planification des lâchers du barrage de Manantali pour faire face aux objectifs qui lui sont assignés. Ceci passe par une connaissance du fonctionnement hydrologique de son bassin versant, en particulier la détermination de la relation pluie-débit en vue de prévoir les crues sur cet affluent mais également de prédéterminer ces crues dans les études d'impact.

Dans ce mémoire nous allons réaliser la prévision et la prédétermination des crues de la Falémé en adoptant le modèle hydrologique conceptuel global GR4J développé au CEMAGREF d'Anthony. C'est un mécanisme rationnel reproduisant au mieux le comportement d'un bassin versant sous l'action combinée de deux variables de forçage essentielles : les précipitations et l'évapotranspiration.

Ainsi dans le **premier chapitre**, nous allons donner quelques notions sur le cycle et le bilan hydrologiques.

Dans le **deuxième chapitre**, nous parlerons d'abord du modèle en général et de la modélisation pluie-débit. Ensuite nous ferons une classification des modèles pluie-débit qui nous guidera dans le choix du type de modèle à utiliser. Et enfin nous présenterons les modèles hydrologiques GR.

Le **chapitre trois** sera consacré dans un premier temps à la présentation du bassin de la Falémé. Puis nous ferons l'analyse, la critique et la présentation des données utilisées. Ensuite nous passerons à la modélisation pluie-débit du bassin versant de la Falémé avant de faire un zoom sur le GR4J et présenter les résultats qui seront critiqués finalement.

Nous terminerons ce mémoire par une **conclusion générale et perspectives** qui fera le point sur le travail effectué et les suites et orientations à donner à la modélisation pluie-débit du bassin versant de la Falémé.

# **CHAPITRE I**

## **GENERALITES SUR LE CYCLE DE L'EAU**

## **I-1 INTRODUCTION**

L'eau se trouve dans l'atmosphère terrestre sous ses trois formes (solide, liquide, gazeuse). Sur la terre, l'eau est en constante circulation et subit des changements d'état. L'importance de ces modifications fait de l'eau le principal agent de transport d'éléments physiques, chimiques et biologiques. La mesure quantitative et qualitative des éléments du cycle hydrologique et la mesure des autres caractéristiques de l'environnement sur l'eau constituent une base essentielle pour une gestion efficace de l'eau (Déclaration de Dublin, 1992).

De fait, la compréhension et l'analyse du cycle de l'eau sont la base de toute étude et réflexion au sujet de la gestion des eaux.

### **Figure 1 : Cycle hydrologique, document (Perrin, 2000)**

## **I-2 CYCLE HYDROLOGIQUE** (Cours de Musy, 2004)

### **1-2-1 Définition**

Le cycle hydrologique ou cycle de l'eau est un cycle naturel au cours duquel l'eau circule de façon générale et constante (sur terre, sous terre et dans l'atmosphère) depuis l'océan jusque sur terre en passant par l'atmosphère et à nouveau vers l'océan.

### **1-2-2 Composantes du cycle hydrologique**

Le cycle hydrologique est sujet à des processus complexes et variés dont les principaux sont : les précipitations, l'évaporation, la transpiration (des végétaux), l'interception, le ruissellement, l'infiltration, la percolation et le stockage dans les dépressions.

#### **1-2-2-1 Les précipitations**

##### **1-2-2-1-1 Définition**

Les précipitations sont toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre.. )

Elles sont causées par un changement de température ou de pression.

##### **1-2-2-1-2 Mécanismes de formation des précipitations**

Le cycle hydrologique est un concept qui englobe les phénomènes du mouvement et du renouvellement des eaux sur la terre.

En effet sous l'effet du rayonnement solaire, l'eau évaporée à partir du sol, des océans et des autres surfaces d'eau, entre dans l'atmosphère. L'élévation d'une masse d'air humide permet le refroidissement général nécessaire pour l'amener à saturation et provoquer la condensation de la vapeur d'eau sous forme de gouttelettes constituant les nuages, en présence de noyaux de condensation (impuretés en suspension dans l'atmosphère d'origines variées : cristaux de sable,

cristaux de sel marin, combustions industrielles, pollution, suie volcanique). Puis la vapeur d'eau, transportée et temporairement emmagasinée dans les nuages, est restituée par le biais des précipitations aux océans et au continent. Une partie de la pluie qui tombe peut être interceptée par les végétaux puis être partiellement restituée sous forme de vapeur à l'atmosphère. La pluie non interceptée atteint le sol. Suivant les conditions données, elle peut alors s'évaporer directement du sol, s'écouler en surface jusqu'au cours d'eau (ruissellement de surface) ou encore s'infiltrer dans le sol. Il peut aussi y avoir emmagasinement temporaire de l'eau infiltrée sous forme d'humidité dans le sol, que peuvent utiliser les plantes. Il peut y avoir percolation vers les zones plus profondes pour contribuer au renouvellement des réserves de la nappe souterraine. Un écoulement à partir de cette dernière peut rejoindre la surface au niveau des sources ou des cours d'eau.

L'évaporation à partir du sol, des cours d'eau et la transpiration des plantes complètent ainsi le cycle. Ces divers mécanismes sont rendus possibles par un élément moteur, le soleil, organe vital du cycle hydrologique.

### **I-2-2-1-3 Types de précipitations**

Les précipitations peuvent être classées en trois principaux types :

- les précipitations convectives qui résultent d'une ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère. Elles sont associées aux cumulus et cumulo-nimbus, à développement vertical important, qui donnent en général des précipitations orageuses, de courte durée (moins d'une heure), de forte intensité et de faible extension spatiale.
- les précipitations orographiques qui se produisent souvent au niveau des massifs montagneux. Elles proviennent de la rencontre entre une masse d'air chaud et humide et une barrière topographique. Elles présentent une intensité et une fréquence assez régulières.
- les précipitations frontales ou de type cyclonique qui résultent du contact entre deux masses d'air de température, de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents appelées fronts.

\*les fronts froids (une masse d'air froid pénètre dans une région chaude) génèrent des précipitations brèves, peu étendues et intenses ;

\*les fronts chauds (une masse d'air chaud pénètre dans une région froide) créent des précipitations longues, étendues, mais peu intenses.

### **I-2-2-1-4 Mesures des précipitations**

#### **I-2-2-1-4-1 Mesure de la hauteur d'eau précipitée**

Quelque soit la forme de la précipitation liquide ou solide, on mesure la quantité d'eau tombée durant un laps de temps. On l'exprime en :

- Hauteur d'eau tombée ou Lane d'eau précipitée par unité de surface horizontale (mm)



$$Lame\ d'eau = \frac{Pr\ \acute{e}cipitations}{Surface} \quad (I-1)$$

On a :  $1mm = 1L/m^2$

- ou en Intensité (mm/h) : hauteur d'eau précipitée par unité de temps.

$$i_m = \frac{h}{t} \quad (I-2)$$

L'intensité des averses variant au cours d'une même averse, lorsqu'on s'intéresse aux intensités observées sur des intervalles de temps au cours desquels on aura enregistré la plus grande hauteur de pluie, on parle alors d'intensité maximale.

Les instruments fondamentaux de mesures des précipitations sont :

- le pluviomètre : instrument de base de la mesure des précipitations liquides ou solides. Il indique la quantité d'eau totale précipitée et recueillie à l'intérieur d'une surface calibrée dans un intervalle de temps séparant deux relevés.
- le pluviographe : instrument captant la précipitation de la même manière que le pluviomètre mais avec un dispositif permettant de connaître, outre la hauteur d'eau totale, leur répartition dans le temps, autrement dit les intensités.

Les averses d'une station pluviométrique déduites des enregistrements d'un pluviographe (pluviogramme) peuvent être analysées à l'aide de deux courbes :

- la courbe des hauteurs de pluie cumulée qui représente en ordonnée, pour chaque instant t, l'intégrale de la hauteur de pluie tombée depuis le début de l'averse.
- le hyétogramme qui est la représentation, sous forme d'un histogramme, de l'intensité de la pluie en fonction du temps. Il représente la dérivée, par rapport au temps, de la courbe des précipitations cumulées.

#### **I-2-2-1-4-2 Notion du temps de retour**

Lorsqu'on étudie des grandeurs comme les précipitations ou les débits de crue d'un point de vue statistique, en règle générale, on cherche à déterminer par exemple la probabilité pour qu'une intensité  $i$  ne soit pas atteinte ou dépassée (c'est-à-dire soit inférieure ou égale à une valeur  $x_i$ ). Cette probabilité, appelée probabilité fréquence de non-dépassement ou probabilité de non-dépassement est donnée par la relation :

$$F(x_i) = P(i \leq x_i) \text{ où } i \text{ représente une variable aléatoire} \quad (I-3)$$

Son complément à l'unité  $1-F(x)$  est appelé probabilité de dépassement ou fréquence de dépassement ou encore fréquence d'apparition.

On définit alors le temps de retour  $T$  d'un événement comme étant l'inverse de la fréquence d'apparition de l'événement :

$$T = \frac{1}{1 - F(x)} \quad (\text{I-4})$$

#### **I-2-2-1-4-3 Les courbes IDF (Intensité-Durée-Fréquence)**

Les courbes IDF permettent d'une part de synthétiser l'information pluviométrique au droit d'une station donnée et, d'autre part de calculer succinctement des débits de projet et d'estimer des débits de crue ainsi que de déterminer des pluies de projet utilisées en modélisation hydrologique. Elles sont établies sur la base de l'analyse d'averses enregistrées à une station au cours d'une longue période. Les courbes obtenues peuvent être construites de manière analytique ou statistique.

##### **\* Représentation analytique**

Différentes formules sont utilisées parmi lesquelles on a :

- la formule la plus générale :

$$i = \frac{k.T^a}{(t+c)^b} \quad (\text{I-5})$$

-la formule plus simple de Montana :

$$i_m = \frac{a_l}{t^{bl}} \quad (\text{I-6})$$

##### **\*Représentation statistique**

On applique l'analyse fréquentielle si on s'intéresse à des événements rares, donc extrêmes. Les données recueillies sont alors ajustées, à un pas de temps choisi, à une loi statistique (généralement la loi de Gumbel) qui doit décrire relativement bien la répartition des extrêmes. Si l'opération est répétée sur plusieurs pas de temps, on obtient les courbes IDF de la station considérée sur la période analysée.

#### **I-2-2-1-4-4 Evaluation régionale des précipitations**

Pour passer des mesures ponctuelles des précipitations à une estimation spatiale de celles-ci, on utilise préférentiellement une des trois méthodes suivantes :

- la méthode de la moyenne arithmétique des valeurs obtenues aux stations étudiées. Elle s'applique uniquement si les stations sont bien réparties et si le relief bassin est homogène.
- la méthode du calcul de la moyenne pondérée : la plus couramment utilisée est la méthode du polygone de Thiessen. Elle donne en général de bons résultats, est d'application plus simple et convient notamment quand le réseau pluviométrique n'est pas homogène spatialement (pluviomètres distribués irrégulièrement).

$$P_{moy} = \frac{\sum A p_i . P_i}{A} \quad (\text{I-7})$$

- la méthode des isohyètes (isovaleurs)

Les isohyètes sont des lignes de même pluviosité (isovaleurs de pluies annuelles, mensuelles, journalières, etc.).

La méthode qui utilise les isohyètes est la plus rigoureuse mais elle présente l'inconvénient de demeurer lourde en dépit des moyens actuels.

Lorsque les isohyètes sont tracées, la pluie moyenne peut être calculée par :

$$P_{moy} = \frac{\sum_{j=1}^K Ah_i \cdot P_{mi}}{A} \quad \text{avec} \quad Ps_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2} \quad (\text{I-8})$$

### **I-2-2-2 L'évaporation**

L'évaporation est le processus par lequel l'eau sous forme liquide se transforme en gaz (vaporisation) en s'échappant de la surface évaporatoire. L'eau peut s'évaporer à partir des surfaces d'eau libre (océans, mers, lacs, rivières, ...), des sols dépourvus de végétation et des surfaces couvertes par de la neige ou de la glace.

#### **I-2-2-2-1 Méthodes de mesures**

##### **I-2-2-2-1-1 Mesures directes**

On mesure l'évaporation :

- des nappes d'eau libre à l'aide de :
  - l'évaporimètre (exemple: l'évaporimètre de Piche),
  - la balance d'évaporation ,
  - ou du bac d'évaporation
- et celle des sols nus avec :
  - les verrières ou châssis vitrés,
  - ou le lysimètre.

##### **I-2-2-2-1-2 Mesures indirectes**

On mesure :

- le rayonnement solaire net du sol avec un pyranomètre,
- la durée d'insolation avec un héliographe ;
- la température avec un thermomètre ;
- l'humidité relative, avec un hydromètre et un psychromètre ;
- la pression atmosphérique, avec un baromètre ;
- le vent avec un anémomètre et une girouette.

##### **I-2-2-2-1-3 Formules de taux d'évaporation**

- La formule de Primault pour un réservoir (utilisée en Suisse uniquement) :

$$Ep = \frac{103 - H_r}{100} (Ni + 2n_j) \quad (\text{I-9})$$

- La formule de Rohwer :

$$Ea = 0,484(1 + 0,6V)(e_s - e_a) \quad (\text{I-10})$$

- La formule de Penman

$$Ep = \frac{\Delta u + 2\gamma}{\Delta u + \gamma} E_c - \left( \frac{\gamma^{(2-\gamma)} E_a}{\Delta u + 2\gamma} \right) \quad (\text{I-11})$$

$$\text{avec } \gamma = \frac{C_p \cdot Patm}{e + \lambda} \cdot 10^{-3} = 0,00163 \cdot \frac{Patm}{\gamma} \quad (\text{I-12})$$

### **I-2-2-3 La transpiration et l'évapotranspiration**

La transpiration est l'émission ou l'exaltation de vapeur d'eau par les plantes vivantes. En effet la plante prélève l'eau du sol par l'intermédiaire de ses racines munies de cellules épidermiques. Le siège de l'évaporation se trouve essentiellement au niveau des parois internes des stomates.

Lorsqu'on prend en compte la transpiration des végétaux et l'évaporation directe à partir des surfaces d'eau libre et des sols nus, en hydrologie, on parle d'évapotranspiration.

#### **I-2-2-3-1 Différentes notions d'évapotranspiration**

- L'évapotranspiration de référence ( $ET_0$ ) ou évapotranspiration potentielle :

C'est l'ensemble des pertes en eau par évaporation et transpiration d'une surface généralement recouverte de gazon, de hauteur uniforme, couvrant totalement le terrain en pleine période de croissance, recouvrant complètement le sol et abondamment pourvu en eau.

- L'évapotranspiration maximale (ETM) : définie à différents stades de développement végétatif d'une culture donnée, lorsque l'eau est en quantité suffisante et que les conditions agronomiques sont optimales.

- L'évapotranspiration réelle (ETR): somme des quantités de vapeur d'eau évaporée par le sol et par les plantes quand le sol est à son humidité spécifique actuelle et les plantes à un stade développement physiologique et sanitaire réel.

Remarque : Pour la culture de référence, c'est à dire le gazon, on a :  $ETR = ETM = ET_0$

Pour les autres végétaux, seule  $ETR = ETM$  est valable toute l'année.

#### **I-2-2-3-2 Evaluation de l'évapotranspiration**

##### **I-2-2-3-2-1 Détermination de $ET_0$**

- Directement à l'aide des lysimètres.
- Indirectement à l'aide de formules empiriques et théoriques (ou à bases physiques) qui combinent des variables climatiques :

- Formule de Turc

$$ET_0 = 0,4(R_G + 50) \frac{\bar{T}}{\bar{T} + 15} \quad (\text{pas de temps mensuel}) \quad (\text{I-13})$$

$$ET_0 = 0,13(R_G + 50) \frac{\bar{T}}{\bar{T} + 15} \quad (\text{pas de temps décadaire}) \quad (\text{I-14})$$

- Equation de Penman

$$ET_o = \frac{R_n \Delta p + \frac{\rho C_{p,a} \delta_e}{r_a}}{\lambda(\Delta + \gamma)} \quad (\text{I-15})$$

- Formule de Penman –Monteith

$$ET_o = \frac{R_n \Delta p + \frac{\rho \cdot C_{p,a} \delta_e}{r_a}}{\lambda \left[ \Delta p + \gamma \left( 1 + \frac{r_s}{r_{ea}} \right) \right]} \quad (\text{I-16})$$

#### **I-2-2-3-2 Détermination de ETM d'un sol couvert par la végétation**

On détermine les besoins en eau des cultures, équivalent à ETM, par la correction de ET<sub>o</sub>, par un coefficient cultural K<sub>C</sub>.

$$ETR (\text{culture}) = K_C ET_o \quad (\text{I-17})$$

#### **I-2-2-4 L'interception**

La pluie (ou la neige éventuellement) peut être retenue par la végétation, puis redistribuée en une partie qui parvient au sol et une autre qui s'évapore. L'interception est la partie qui n'atteint jamais le sol.

De façon analytique, les pertes par interception s'expriment par la relation :

$$I = P_i - (P_c + P_b) \quad (\text{I-18})$$

#### **I-2-2-5 Le stockage dans les dépressions**

On distingue trois formes de stockage d'eau :

- le stock d'eau de surface : eau accumulée dans les dépressions de la surface du sol,
- le stock d'eau souterraine : eau emmagasinée dans le sol et dans le sous-sol,
- le stock d'eau sous forme solide : eau contenue dans les couvertures neigeuse et glaciaire.

#### **I-2-2-6 L'écoulement, l'infiltration et la percolation**

- L'écoulement est le mouvement de l'eau à la surface du sol et dans le sol. On distingue :

\*les écoulements rapides qui se subdivisent en écoulements de surface (Ecs) et écoulement de subsurface ou écoulement hypodermique (Eh)

\*et les écoulements lents ou écoulements souterrains (Eb: écoulement de base).

L'écoulement total, c'est-à-dire la quantité d'eau qui s'écoule à l'exutoire d'un bassin, est :

$$E_t = E_{cs} + E_h + E_b \quad (\text{I-19})$$

- L'infiltration est le transfert de l'eau à travers les couches superficielles du sol et l'écoulement de cette eau dans le sol et le sous-sol, sous l'action de la gravité et des forces de succion.

- La percolation désigne plutôt l'infiltration profonde de l'eau dans le sol, en direction de la nappe phréatique.

### **I-3 LE BILAN HYDRIQUE**

Le phénomène continu du cycle de l'eau peut être schématisé en trois phases :

- les précipitations,
- le ruissellement de surface et écoulement souterrain
- et l'évaporation.

L'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique peut se faire à l'aide d'une équation hydrologique qui se fonde sur l'équation de continuité et peut s'exprimer comme suit, pour une période et un bassin donnés.

$$Pa + Sp = Rs + E + (Sp \pm \Delta S) \quad (\text{I-20})$$

Cette équation peut s'écrire sous la forme simplifiée suivante :

$$E = I + O \pm \Delta S \quad (\text{I-21})$$

$\Delta S = 0$  pour un bassin versant naturel relativement imperméable. On peut ainsi introduire le déficit d'écoulement D (pertes dues à l'évaporation) dans l'équation qui devient :

$$I - O = D \quad (\text{I-22})$$

Le déficit d'écoulement peut être estimé à l'aide de mesures ou de méthodes de calcul telles que:

- La formule de TURC :

$$D = \frac{Pa}{\sqrt{0,9 + \frac{Pa^2}{L^2}}} \quad (\text{I-23})$$

- la formule de COUTAGNE :

$$D = Pa - m.Pa^2 \quad (\text{I-24})$$

## **CHAPITRE II**

### **SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE**

## **II-1 LE MODELE**

### **II-1-1 Définition**

Le modèle est une représentation de la réalité. Mais cette définition peut être élargie en postulant qu'un modèle est une représentation réductionniste d'une réalité donnée, construite à partir de théories en utilisant des résultats d'observations scientifiques réalisées dans le domaine de la réalité en question et ayant pour objectif d'essayer de répondre à des questions posées d'avance par le modélisateur et l'utilisateur (Nascimento, 1991).

Un modèle doit donc se conformer à une réalité observée (qualité d'ajustement aux données expérimentales) et doit aussi être capable d'aller au delà de son domaine de validité (qualité de pouvoir de prévision).

Le modélisateur opère des choix de représentation du système en ne retenant que les aspects qui lui semblent les plus pertinents, pour tendre vers une solution la moins inexacte possible.

### **II-1-2 Le développement du modèle**

Le développement du modèle repose généralement sur trois éléments (Perrin, 2000) :

- le système observé et sa discrétisation spatiale et temporelle qui en définissent l'objet et ses limites (spatiales ou temporelles). La connaissance du système est conditionnée par la mesure de ses caractéristiques et l'acquisition de données sur les flux, les stocks et les transformations de phase. Dans notre cas, le système est typiquement le bassin versant ;
- l'objectif de modélisation, pour lequel le modèle est développé. Le modèle est construit pour répondre à des questions et peut ainsi, au-delà d'un outil de représentation, être également un instrument de connaissance ;
- le choix d'une formulation de la réalité. La formulation d'un modèle est conditionnée par la connaissance antérieure des processus ou des systèmes considérés, par les idées et l'imagination du modélisateur et par les hypothèses qui sont formulées.

## **II-2 LA MODELISATION PLUIE-DEBIT EN HYDROLOGIE**

En hydrologie, c'est-à-dire la science qui étudie les eaux, leurs caractéristiques et leurs propriétés s'appuyant sur des considérations physiques, météorologiques, géologiques ou chimiques, les modèles pluie-débit sont des modèles qui essayent de représenter par différents moyens, la transformation à l'échelle du bassin versant, des précipitations  $P$  en débits  $Q$  à l'exutoire pendant un intervalle de temps  $t$ , appelé pas de temps en tenant compte des différentes pertes subies par la pluie brute (MUSY et SOUTTER, 1994). Les débits résultants de l'utilisation de ces modèles doivent être les plus proches possibles de ceux réellement ou potentiellement observables sur un bassin versant.



### **II-2-1 Objet d'étude**

L'objet d'étude des modèles pluie-débit est le bassin versant. C'est une surface élémentaire en théorie hydrologiquement close (c'est-à-dire qu'aucun écoulement n'y pénètre de l'extérieur) et que tous les excédents de précipitations s'évaporent ou s'écoulent par une seule sortie à l'exutoire. La définition des contours du bassin versant est essentiellement topographique. Elle peut donc être parfois difficile dans les zones au relief peu contrasté. Par ailleurs, ces limites ne correspondent pas toujours aux contours définis par la structure géologique sous-jacente. Ainsi des terres situées en dehors des limites topographiques peuvent être drainées par des couches géologiques qui alimentent le bassin. Il est donc nécessaire d'en tenir compte le cas échéant.

### **II-2-2 Objectifs**

L'analyse du bassin versant permet une meilleure connaissance de ce dernier (analyse fine). Elle permet aussi d'en tirer des traits et caractéristiques tout à fait pertinents pour en comprendre le fonctionnement, la nature et le rôle des processus mis en jeu, leur importance relative par rapport au phénomène étudié ou encore les liens spatiaux ou temporels entre ces processus (analyse globale). Ces études permettent de renforcer, d'infirmer ou de proposer des concepts ou théories sur les écoulements de l'eau en milieu naturel. Les modèles correspondants constituent alors une formalisation des connaissances. C'est par cet apport à la connaissance de notre environnement, de son fonctionnement, du comportement du bassin versant que la modélisation pluie-débit peut réussir à répondre à de nombreuses questions centrées sur l'eau, gestion des risques et de la ressource notamment comme par exemples (Perrin, 2000) :

- la simulation de débits, pour le comblement de lacunes dans les séries de données, la reconstitution de débits historiques (les données de pluie étant souvent disponibles sur des périodes beaucoup plus longues que les débits) ou permettre des traitements statistiques ;
- la prédétermination des débits de crues ou d'étiages : on veut savoir avec quelle fréquence des débits de crues (supérieure à un seuil de risque par exemple) ou des faibles débits (en deçà d'un débit réservé par exemple) risquent de se produire et sur quelle durée (analyse fréquentielle). Cette connaissance peut permettre le dimensionnement d'ouvrages et de réservoirs ou d'aménagements dans le lit du cours d'eau ;
- la prévision des crues et des étiages : on évalue par avance (avec un délai de quelques heures à quelques jours) connaissant l'état du bassin, les débits de crues susceptibles de présenter des risques (inondation) ou les débits d'étiages pouvant demander de mettre en place une gestion particulière de la ressource (par des barrages-réservoirs par exemple) pour assurer l'approvisionnement en eau ou la préservation de la vie halieutique (analyse en continu du bassin) :

- l'influence d'aménagements sur l'hydrologie : on veut prédire les changements de la réponse du bassin suite à des modifications des caractéristiques du bassin d'origine humaine ou à des changements environnementaux.

La pertinence des réponses que l'on peut apporter à ces problématiques, est conditionnée par celle du modèle dans sa représentation du bassin relativement aux objectifs fixés.

## **II-3 CLASSIFICATION DES MODELES PLUIE-DEBIT**

Le développement des moyens de calculs informatiques a certainement été l'un des facteurs majeurs qui a favorisé l'essor de la modélisation pluie-débit depuis les années 60 avec la création de dizaines de modèles. Ce foisonnement tient d'une part de la diversité des approches possibles qui font appel à des concepts et des points de vue différents sur la manière de représenter la réponse d'un bassin versant à des événements de pluie.

Beaucoup de classifications des modèles ont été proposées et il y a presque autant de classifications que d'hydrologues. La difficulté de trouver une classification unifiée provient du fait que la grande diversité des approches entraîne une non moins grande diversité des caractéristiques des modèles.

Clarke (1973) et Ambroise (1998) ont proposé quelques clés de différenciation des modèles :

- déterministes ou stochastiques, suivant la nature des variables, des paramètres ou des relations entre eux. :
- globaux, semi-distribués ou spatialisés, suivant que le bassin versant est considéré dans l'espace comme une entité homogène, qu'il est divisé en sous-unités supposées homogènes (éventuellement des sous-bassins) ou qu'il est finement divisé en mailles ;
- cinématiques (descriptifs) ou dynamiques (explicatifs) suivant que l'évolution temporelle du système est simplement décrite ou mise en relation avec les forces qui en sont la cause.
- empiriques (qui ne font appel qu'aux variables d'entrée et de sortie, les caractéristiques physiques à savoir pente moyenne, pourcentage de zones agricoles, n'étant utilisées que pour établir les relations entre ces variables), conceptuels (qui représentent le bassin comme un assemblage de réservoirs interconnectés censés représenter plusieurs niveaux de stockage d'eau ou de masse de polluants) ou théoriques (fondés sur la physique), suivant les relations utilisées pour modéliser la transformation de la pluie en débit et suivant la représentation du système modélisé.

Cette classification grossière permet d'isoler les trois catégories suivantes :

### **- les modèles boîte noire :**

ce sont des modèles ou sous-modèles globaux qui établissent un pur lien mathématique entre les variables d'entrée et de sortie du système. Ces modèles sont globaux.

Exemples : les modèles ARMAX ( Auto-Regressive Moving Average with eXogenous inputs), (Box et Jenkins, 1976) et les réseaux de neurones artificiels, RNA (Dimopoulos, Lek et Lauga, 1996), (Minns et Hall, 1996), (Solomatine et Dulal, 2003), (Giustolisi et Laucelli, 2005).

- **les modèles conceptuels** : la transformation des pluies en débits est décomposée à l'aide de réservoirs qui se remplissent et se vident au cours du temps. Elles permettent donc au système d'avoir une mémoire des conditions antérieures qui se limitent aux débits et pluies antérieures. Schématiquement ces modèles sont constitués de réservoirs interconnectés qui assurent la transformation de la pluie en débit. Ils sont donc moins abstraits que les modèles « boîte noire » dans leur représentation de la transformation pluie-débit. Ces modèles sont structurés à partir de deux composantes majeures :

- \* un module de production responsable de la répartition de la pluie brute en pluie nette (alimentant le débit), en quantité évaporée et en quantité stockée ;
- \* un module de routage ou transfert permettant d'assurer la répartition temporelle de la quantité d'eau transitant dans le cours d'eau.

Les modèles conceptuels sont souvent globaux ou semi-distribués ou distribués (Loumagne, Chkir, Otlé et Vidal-Madiar, 1996), (Franchini et Galeati, 1997), (Lelay, 2002). Nous pouvons citer comme exemples : le TOPMODEL (Beven et Kirby, 1979) et le modèle HBV (Uhlenbrook, Seibert, Leibundgut et Rodhe, 1999).

- **Les modèles fondés sur la physique** : ils tentent de reproduire la réalité par une représentation dynamique faisant intervenir des équations de la physique : Saint Venant, Darcy, Richards, équations de conservation... Ils tentent ainsi d'utiliser des explications physiques au comportement hydrologique final (à l'exutoire) (Lucibello, 2003), (Cudennec, slimani et Le Goulven, 2005),

Ces modèles tiennent compte de la variabilité spatiale du bassin par une discrétisation fine à base de mailles sur lesquelles sont appliquées les lois concernées, ce qui permet de donner une représentation des flux et stocks au sein du bassin. Chacune est caractérisée par un ensemble de paramètres, ayant en principe une signification physique et donc mesurable sur le terrain. C'est le cas des modèles SHE (Abbott et al., 1986) et SWAT (Bernon, 2005).

## **II-4 LES MODELES HYDROLOGIQUES DU GENIE RURAL (GR)**

### **II-4-1 Historique**

L'utilisation d'un modèle pluie-débit à nombreux paramètres présente l'inconvénient d'une grande difficulté d'emploi pour les praticiens sans en contre partie une plus grande précision. Vers les années 80, Claude Michel et son équipe, au CEMAGREF d'ANTONY, entreprirent de rechercher un modèle pluie-débit ayant les propriétés suivantes :

- commodité de calage d'où la nécessité d'un modèle parcimonieux ;

- généralité d'emploi, ce qui suppose un modèle robuste ;
- clarté de fonctionnement, le modèle doit être pour cela très simple ;
- simplicité dans l'acquisition des données donc un modèle global ;
- applicabilité à des bassins non jaugés, le nombre de paramètres ne doit pas être trop important (3 ou 4).

Michel (1983) proposa un modèle conceptuel très simple utilisant des données de pluie et les estimations d'évaporation liées uniquement à la température. Ce modèle est inspiré du modèle CREC (Cormary et Guilbot, 1969) développé au laboratoire d'hydrologie de l'Université de Montpellier. Sans diminuer les performances du modèle initial en termes de simulation de débits, il proposa alors une structure simple à deux réservoirs avec un seul paramètre (GR1J) correspondant à une capacité maximale identique de ces deux réservoirs dans le cas du bassin de l'Orgeval (Michel, 1983).

Pour satisfaire les objectifs suivis, ce modèle a été amélioré en 1987 pour donner le modèle GR2J (Edijatno, 1987). Mais il faut dire de façon générale, que le premier modèle, GR1J, était un modèle à deux paramètres avec un paramètre pour chaque capacité de réservoir.

Edijatno (1991) reprend ensuite le GR2J et par une démarche résolument empirique, améliore sa structure en modifiant notamment la fonction de production et en ajoutant un troisième paramètre, constante de temps d'un hydrogramme unitaire qui permettait de simuler le temps de montée des réactions sous la forme d'un temps d'accès au réservoir eau-gravitaire. Ce nouveau modèle à trois paramètres a été dénommé GR3J. Le GR3J fut testé sur un échantillon de 110 bassins versants français et donna des résultats satisfaisants en comparaison avec quelques modèles plus complexes.

Dans une perspective de constante amélioration de cette structure, Nascimento (1991, 1995) a isolé des bassins intermittents pour lesquels le modèle avait du mal à fournir des résultats corrects. Il a alors introduit dans le modèle un quatrième paramètre gouvernant des échanges souterrains pour répondre aux exigences de bonne reproduction des débits. Le nouveau modèle appelé GR4J, utilisé dans ce mémoire, a fourni, sur un échantillon de 120 bassins de meilleures performances que le GR3J.

## **II-4-2 Présentation des modèles GR**

### **II-4-2-1 Les modèles journaliers**

Ce sont des modèles conceptuels globaux établis par le Génie Rural (GR) depuis les années 80 après qu'ils ont constaté que les modèles existants présentaient des difficultés au niveau de la mise en œuvre et du calage. Ce sont : le GR1J, le GR2J, le GR3J et le GR4J.

#### **II-4-2-1-1 Le GR1J** (Michel, 1983)

##### **II-4-2-1-1-1 Le modèle à un réservoir**

Ce modèle est perçu comme un seul réservoir qui reçoit les pluies, qui est ensuite soumis à l'évaporation et se vidange pour donner les débits.

### Figure 2 : Modèle à un réservoir

Les essais sur ce modèle ont conduit à de mauvais résultats (Exemple : Essai sur l'Orgeval, bassin rural, Nord de la France) : les basses eaux sont très grossières et les pointes de crue inexistantes.

#### II-4-2-1-1-2 Le modèle à 2 réservoirs

##### . Conception

Le modèle à 2 réservoirs comprend :

- un réservoir superficiel (S) qui assure le bilan hydrologique
- et un réservoir (R) qui assure le routage des débits.

Le réservoir superficiel (S) reçoit une fraction  $s$  de la pluie et est soumis à l'évaporation. La fraction complémentaire  $r$  de la pluie va dans le réservoir de routage (R).

##### . Fonctionnement du réservoir superficiel

La pluie brute  $P$  est considérée comme servant à faire face en priorité à  $E$ , l'évapotranspiration potentielle (ETP). Après cela la pluie restante est  $P_n$  (pluie nette) et l'évapotranspiration restante,  $E_n$  (évapotranspiration nette).

$$\text{- Si } P \succ E \text{ on a } P_n = P - E \text{ et } E_n = 0 \quad (\text{II-1})$$

$$\text{- Si } P \prec E \text{ on a } P_n = 0 \text{ et } E_n = E - P \quad (\text{II-2})$$

Le réservoir S soumis à  $E_n$  va donner l'évapotranspiration réelle  $E_r$ . Ainsi :

$$\text{- Si } S = 0 \text{ alors } E_r = 0$$

$$\text{- Si } S = X1, \text{ la capacité maximale du réservoir (S) alors } E_r = E_n.$$

La relation la plus simple qui satisfait à ces deux conditions est :

$$E_r = E_n \times \frac{S}{X1} \quad (\text{II-3})$$

En ce qui concerne l'évaporation, c'est une évaporation liée uniquement à la température et non à des variables qui a été prise compte tenu du caractère sommaire du modèle.

Une comparaison avec l'évaporation du bac Colorado conduit au niveau journalier à :

$$E = 0 \text{ si } T_j \leq 0$$

$$\text{et } E = \left( \frac{T_j}{6} \right)^{1,4} \text{ si } T_j > 0 \quad (\text{II-4})$$

Le réservoir superficiel fonctionne comme un indice des pluies et des évaporations antérieures qui sert à fixer la proportion de pluie qui est admise à couler. D'après la relation du Soil Conservation Service, le ruissellement consécutif à la pluie nette  $P_n$  est donnée par la relation :

$$r_s = \frac{(Pn - u)^2}{(Pn + v)} \text{ où } u \text{ et } v \text{ sont 2 paramètres tels que } v \gg uP. \quad (\text{II-5})$$

Pour simplifier on prend  $u = 0$ . En posant ensuite  $v = X1 - S$  avec  $X1$  le niveau maximal admissible du réservoir ( $S$ ) et  $s$ , le niveau du réservoir ( $S$ ), il vient :

$$r = \frac{Pn^2}{(Pn + X1 - S)} \quad (\text{II-6})$$

et par conséquent

$$s = 1 - r = 1 - \frac{Pn^2}{(Pn + X1 - S)} \quad (\text{II-7})$$

### **. Fonctionnement du réservoir de routage**

Le réservoir de routage ( $R$ ) sert au transit de la fraction  $r$  de la pluie nette  $Pn$ , prédéterminée à l'écoulement.

Le débit  $Q$  fourni par ce réservoir ( $R$ ) est généralement exprimé comme une fonction puissance du niveau de ce réservoir. On introduit un décalage de 1 jour entre le débit  $Q$  et la pluie nette  $Pn$ . La lettre  $j$  désigne la date à laquelle se réfère la variable étudiée.

$$Q_{j+1} = \alpha R_j^\beta. \quad (\text{II-8})$$

$$\text{En l'absence de pluie, l'équation de continuité s'écrit : } R_{j+1} = R_j - Q_{j+1} \quad (\text{II-9})$$

ce qui donne

$$R_{j+1} = R_j - \alpha R_j^\beta \quad (\text{II-10})$$

en remplaçant  $Q_{j+1}$  par son expression (vidange).

-

- Pour  $\beta = 1$ , on obtient une décroissance géométrique des débits relâchés. Ce qui correspond aux débits observés généralement.

- Pour  $\beta > 1$ , la solution est acceptable mais il faut que  $R$  soit toujours inférieur à  $R_x$  sinon la vidange serait trop brutale.

### **Figure 3 : Vidanges du réservoir de routage**

D'une manière générale, si on adopte  $Q_{j+1} = f(R_j)$ , il faut que la dérivée  $f'$  soit partout

$0 < f' < 1$  pour qu'à toute entrée, on obtienne une sortie inférieure.

### **Figure 4 : Vidange du réservoir de routage**

On retient alors la loi simple :

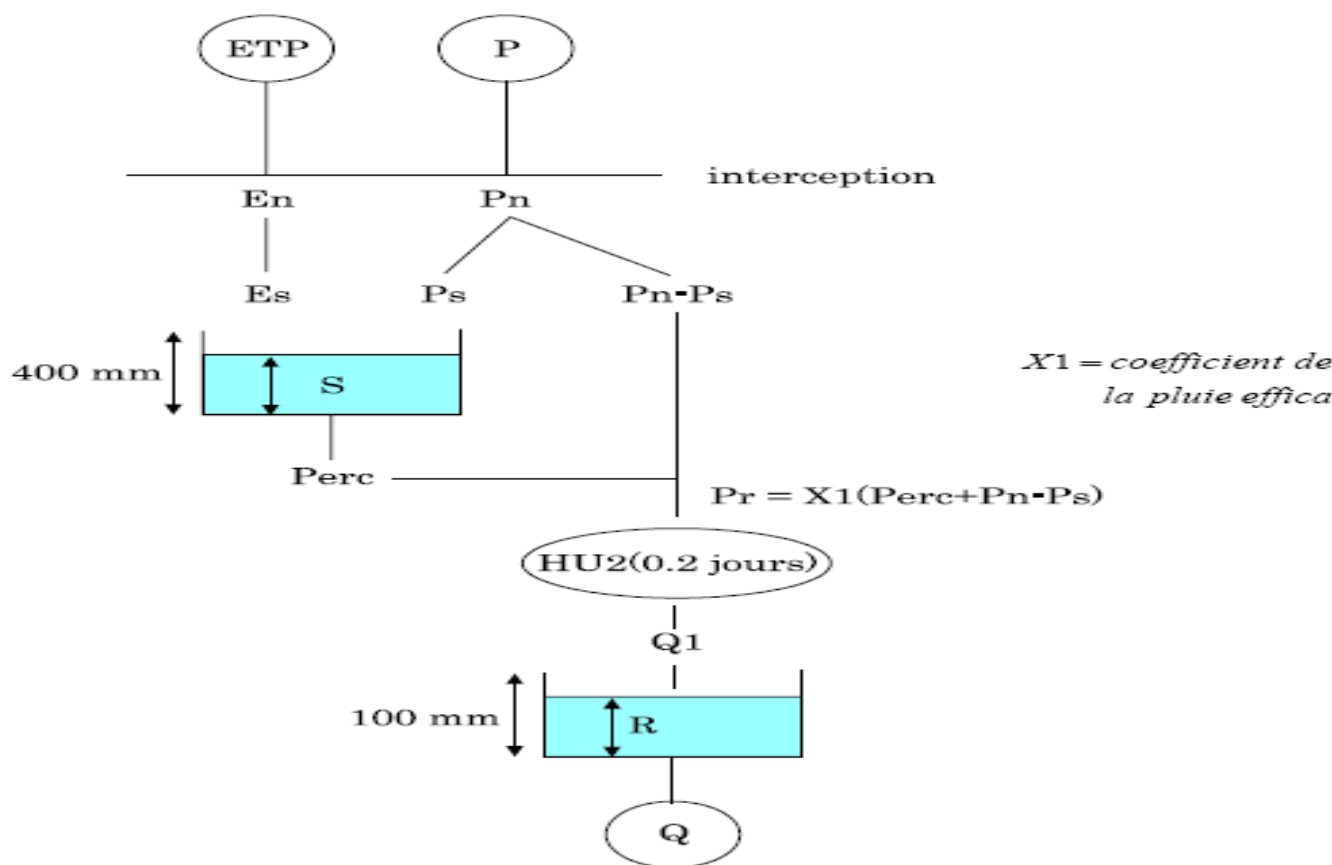
Mémoire de DEA d'hydraulique et Mécanique des fluides présenté par M. Ansou M. BADJI

$$Q_{j+1} = \frac{R_j^2}{R_j + X3} \quad (\text{II-11})$$

où le paramètre X3 représente la quantité d'eau maximale que le réservoir (R) peut emmagasiner pour en différer l'écoulement.

Par mesure de simplification et par référence au modèle à un réservoir unique, on a pris  $X3 = X1$ .

On obtient ainsi un modèle à 1 seul paramètre, le paramètre X1 d'où le nom GR1. Pour un pas de temps journalier, on l'appelle GR1J.



**Figure 5 : Schéma d'ensemble du GR1J**

#### II-4-2-1-2 Le GR2J

Le GR2J est une amélioration du GR1J. En effet lorsqu'on prend  $X3 \neq X1$  dans le modèle GR1J, X3 étant la quantité d'eau maximale du réservoir (R) et X1, celle du réservoir (S) et qu'on tienne compte de l'homogénéité inévitable du bassin versant (Moore et Clarke, 1981) par une répartition statistique des modules (R, S), on obtient des résultats meilleurs au calage et sur la période de contrôle. Le modèle comportant ainsi 2 paramètres a été nommé GR2J. C'est un modèle global à 2 réservoirs et à pas de temps journalier où chaque réservoir est décrit par un paramètre :

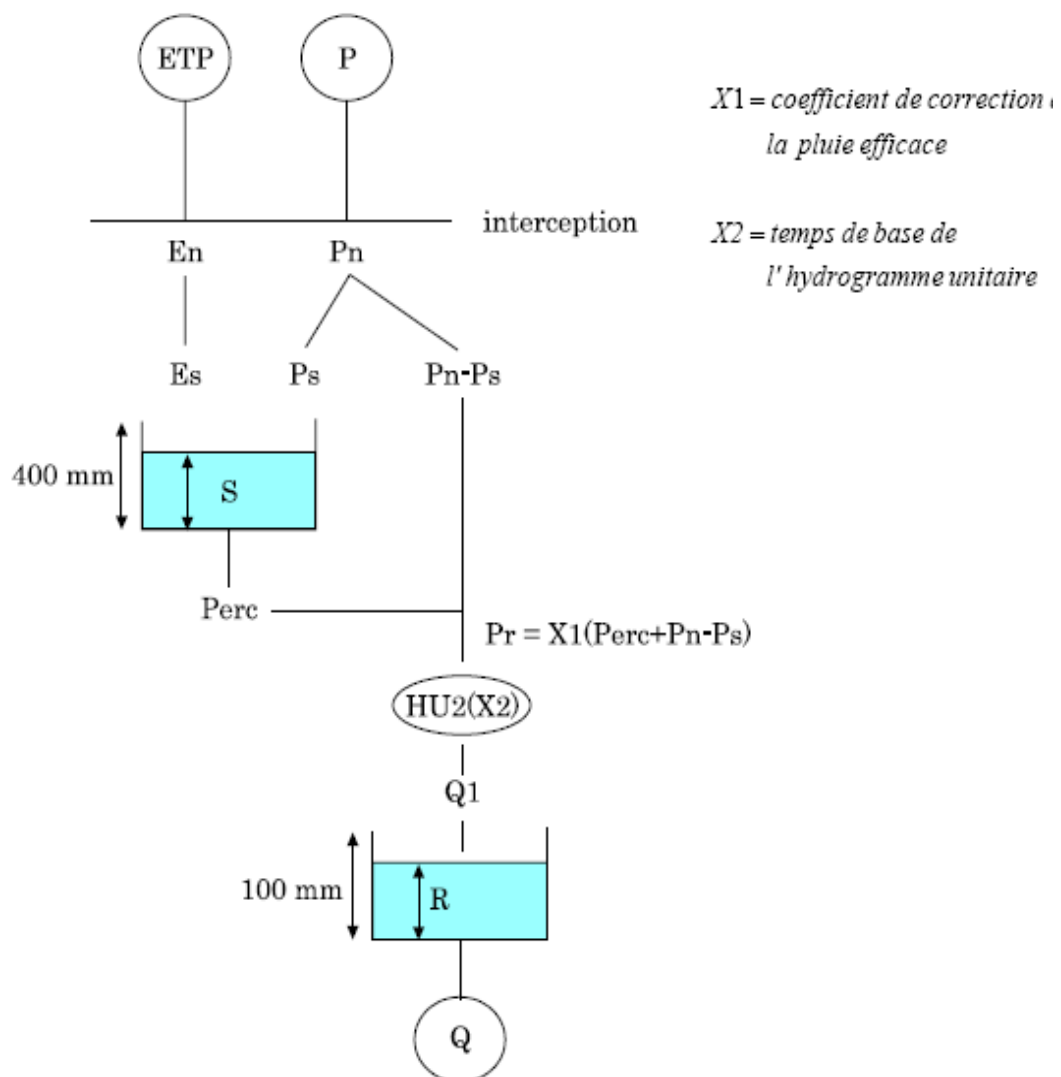
- le paramètre  $X1$ , exprimé en mm, pour le réservoir-sol (S), réservoir gérant la fonction de rendement. Le paramètre  $X1$  ne dépend pas du pas de temps des entrées, en général le jour ;
- le paramètre  $X3$ , exprimé aussi en mm, pour le réservoir eau-gravitaire (R) responsable de la fonction de transfert. Sa valeur est inversement proportionnelle au pas de temps du modèle (cela provient d'une hypothèse de débit proportionnel au carré du contenu du réservoir).

Le GR2J est un modèle simple, cependant il comporte un décalage d'un nombre de jours à préciser, entre la constatation d'un certain niveau  $R$  et le débit  $Q$  qui en résulte. On doit donc

$$\text{écrire : } Q_{j+\alpha} = \frac{R_j^2}{R_j + X3} \quad (\text{II-12})$$

Ce décalage d'un jour peut disparaître pour des bassins petits ou rapides ( $\alpha = 0$ ). On a alors :

$$Q_j = \frac{R_j^2}{R_j + X3} \quad (\text{II-13})$$



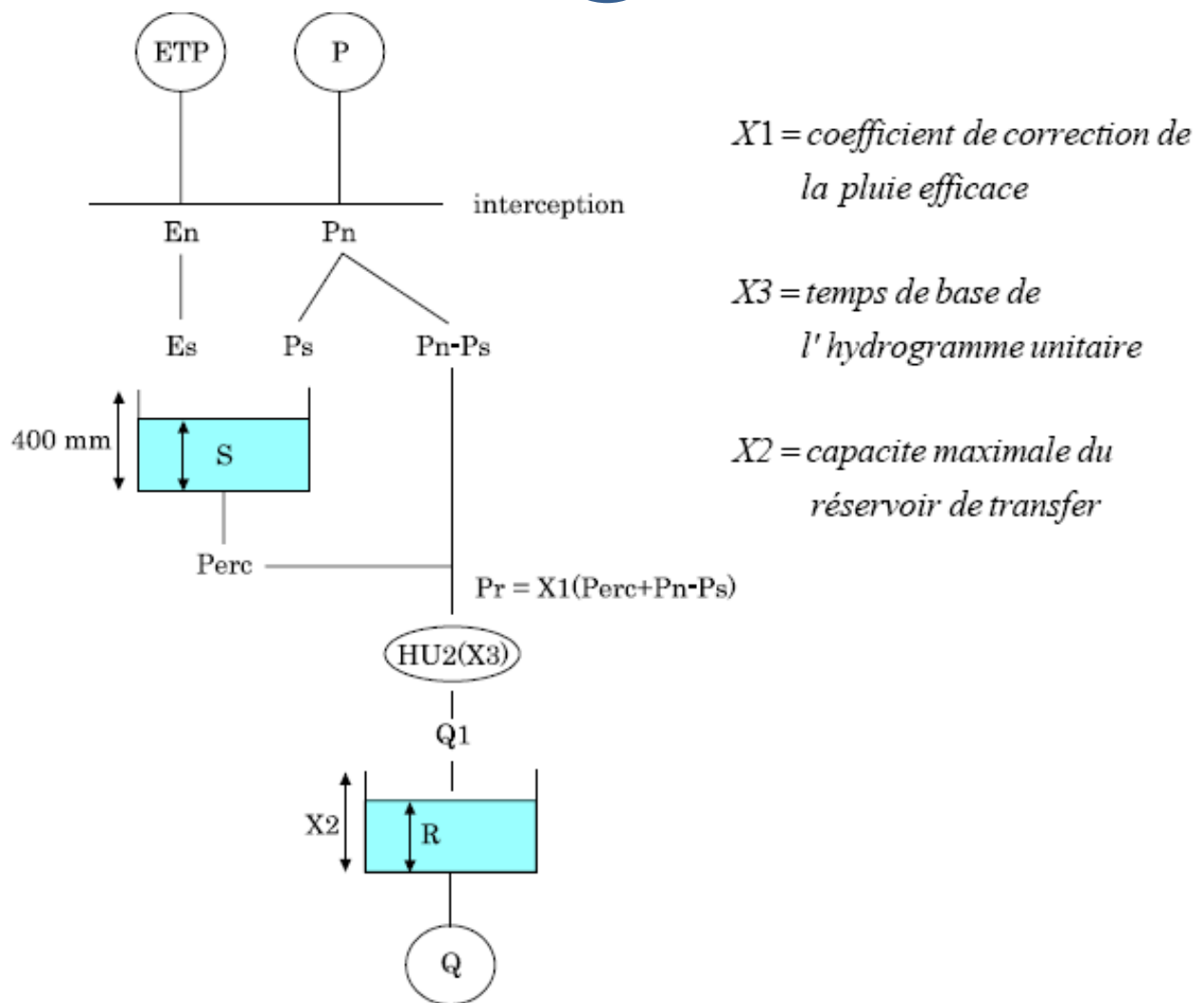


**Figure 6 : Schéma d'ensemble du GR2J**

#### **II-4-2-1-3 Le GR3J**

En étudiant un certain nombre (faible) de bassins versants avec le GR2J, un seul décalage posait problème: celui séparant l'entrée d'une pluie nette dans le réservoir eau-gravitaire et la sortie du débit de la rivière consécutif à cette entrée. On s'est aperçu que le repérage dans le temps des flux et des stocks, généralement implicite dans la modélisation globale conceptuelle, conduisait à la prise en compte d'un 3<sup>ème</sup> paramètre aussi important que les deux autres du GR2. Ce 3<sup>ème</sup> paramètre qui déterminait une sorte de temps de réponse et prenait des valeurs entières ou nulles, dépassait rarement 2 jours pour les petits bassins. Ce temps de réponse correspondait à un décalage dans le temps pour l'introduction de la pluie nette dans le réservoir (R). La fonction de transfert, traduite par le réservoir (R) et par des décalages dans le temps, était trop sommaire et manquait de souplesse. Il était apparu nécessaire d'afficher clairement ce 3<sup>ème</sup> paramètre en lui faisant jouer un rôle à part entière (Edijatno, 1991). Ainsi le modèle comportant explicitement 3 paramètres a été dénommé GR3J.

##### **II-4-2-1-3-1 Architecture**



**Figure 7 : Schéma d'ensemble du GR3J**

L'architecture du modèle GR3J repose sur deux réservoirs et un hydrogramme unitaire :

- le réservoir-sol qui a comme seule sortie le prélèvement occasionné par l'évaporation potentielle. C'est lui qui commande la répartition de la pluie nette entre lui et le sous-modèle de routage.
- un hydrogramme unitaire décrivant la propagation des débits depuis leur formation à partir des pluies nettes jusqu'au 2<sup>ème</sup> réservoir.
- le réservoir eau-gravitaire : c'est le 2<sup>ème</sup> réservoir ; c'est lui qui reçoit les débits routés selon l'hydrogramme unitaire. Il a comme seule sortie le débit de la rivière et sa loi de vidange est de type quadratique.

Chacun de ces trois opérateurs dépend d'un seul paramètre.

#### **II-4-2-1-3-2 Le réservoir-sol**

Il est caractérisé par sa capacité  $X1$ , premier paramètre du GR3J. Son niveau  $S$  est soumis soit à la pluie nette ( $Pn = P - E$ ) soit à l'évaporation potentielle nette ( $En = E - P$ ) selon que ces termes sont positifs.

### Figure 8 : Le réservoir-sol

Compte tenu de l'extrême simplicité du modèle, l'évaporation potentielle est une moyenne interannuelle de l'évaporation calculée selon la formule de H.L. Penman. Les seules données datées dont on a besoin pour faire fonctionner le modèle, sont les pluies journalières éventuellement moyennes s'il existe plusieurs postes pluviométriques sur le bassin versant.

Le niveau  $S$  du réservoir-sol permet de définir la fraction de pluie qui accèdera au réservoir eau-

gravitaire. Cette fraction est définie en gros par le rapport  $\left(\frac{S}{X1}\right)^2$  (1)

Le complément à 1 de cette fraction entre dans le réservoir-sol. Cette relation en valeurs instantanées peut être intégrée sur le pas de temps sans complication notable. Cela permet de tenir compte de l'évolution de  $S$  au cours du jour où il reçoit la pluie  $Pn$ . On obtient ainsi :

$$\Delta S = X1 \tanh\left(\frac{Pn}{X1}\right) \left[ \frac{1 - \left(\frac{S}{X1}\right)^2}{1 + \left(\frac{S}{X1}\right) \tanh\left(\frac{Pn}{X1}\right)} \right] \quad (\text{II-14})$$

Le niveau du réservoir-sol permet également de définir l'évaporation réelle qu'il pourra délivrer. Cette évaporation réelle est une fraction de l'évaporation potentielle ayant des caractéristiques

symétriques de la fraction représentée par (1) :  $\frac{S}{X1} \left(2 - \frac{S}{X1}\right)$  (2)

On peut affiner cette relation en l'intégrant sur le pas de temps  $\Delta t$  :

$$dS = -\frac{S}{X1} \left(2 - \frac{S}{X1}\right) dEn \quad (\text{II-15})$$

Ce qui donne approximativement :

$$\Delta S = -En \frac{\frac{S}{X1}}{\frac{En + \frac{S}{X1}}{\left(2 - \frac{S}{X1}\right)}} \quad (\text{II-16})$$

### II-4-2-1-3-3 Le réservoir eau-gravitaire

C'est un réservoir de type quadratique qui délivre le débit journalier de la rivière. Il est caractérisé par sa rétention maximale à un jour  $X3$ , deuxième paramètre du modèle GR3.

### Figure 9 : Le réservoir eau-gravitaire

Ce réservoir reçoit, en débit de pas de temps, le débit délivré par l'hydrogramme unitaire. Le niveau  $R$  du réservoir eau-gravitaire détermine le débit  $Q$  (lame d'eau journalière) qu'il peut relâcher :

$$Q = \frac{R^2}{R + X^3} \quad (\text{II-17})$$

Cette relation résulte de l'intégration sur le pas de temps  $\Delta t$  d'une relation quadratique :

$$-\frac{dR}{dt} = kR^2 \quad (\text{II-18})$$

#### **II-4-2-1-3-4 Le temps d'accès au réservoir eau-gravitaire**

Dans la version initiale du GR3, ce temps d'accès était présent sous la forme d'un décalage entre l'apparition d'une pluie nette et le moment de son entrée dans le réservoir eau-gravitaire. On obtient ainsi un 3<sup>ème</sup> paramètre égal à la durée du décalage entre l'apparition de la pluie brute et l'introduction de la pluie nette qui en résulte dans le réservoir  $R$  pour produire au même moment le débit  $Q$ .

#### **Figure 10 : Décalage simple des pluies nettes**

Cette solution est tout à fait utilisable mais un peu brutale dans son application puisque aucun effet de la pluie  $P$  ne pourra apparaître avant le décalage prévu, et que par contre, cet effet sera total le jour suivant.

La solution proposée est de réaliser un décalage progressif par utilisation de l'opérateur classique qu'est l'hydrogramme unitaire. Il a été proposé un hydrogramme unitaire très simple qui dépend d'un seul paramètre, sa durée  $X4$ . C'est le 3<sup>ème</sup> paramètre du modèle GR3 ; il est exprimé en jours. Sous sa forme continue cet hydrogramme unitaire est de forme parabolique. Soit  $q(t)$  son ordonnée en fonction du temps, il s'écrit alors :

$$q(t) = \frac{3}{X^4} t^2 \quad (\text{II-19})$$

Pour son utilisation dans le modèle GR3, on établit la version discrétisée. Si  $j$  représente le temps en jour, on a : pour  $j$  allant de 1 à  $N$  (valeurs entières de  $X4$ ) :

$$q_j = \int_{j-1}^j q(t) dt = \frac{3j^2 - 3j + 1}{X^4} \quad (\text{II-20})$$

et enfin si  $N < X4$  :

$$q_{N+1} = 1 - \left( \frac{N}{X4} \right)^3 \quad (\text{II-21})$$

#### **Figure 11 : Hydrogramme unitaire simulant le transport au réservoir Eau-gravitaire**

#### **II-4-2-1-4 Le GR4J**

Deux problèmes apparaissent quand on essaie de construire un modèle pluie-débit efficace ou d'améliorer un modèle déjà existant :

- premièrement, la structure c'est-à-dire l'ensemble des fonctions ou systèmes mathématiques choisis. Elle joue un rôle prépondérant sur la qualité des simulations ;
- deuxièmement, le nombre de paramètres. Il doit être d'un niveau de complexité adéquat pour le modèle c'est-à-dire celui qui peut garantir les performances en terme de qualité des simulations du débit.

Certains outils mathématiques contenus dans différentes structures apparaissent complémentaires et leur association au sein d'un même modèle permet d'améliorer les simulations de débit. C'est ainsi que la structure du modèle simple GR3J a pu être modifiée pour obtenir une structure à quatre paramètres plus satisfaisante dénommée GR4J.

Nous présentons ci-après la version du GR4J proposée par Perrin (2002) et Perrin et al. (2003).

#### **II-4-2-2 Les modèles GR mensuels**

Dans le cas de certaines applications (régularisation de la ressource d'un barrage, simulation de longues séries de débits, gestion de ressource en eau...), un pas de temps mensuel est largement suffisant et permet d'éviter de se perdre dans des détails. C'est ainsi que parallèlement au développement des modèles journaliers, d'autres modèles au pas de temps mensuel ont été mis au point :

- le GR3M, modèle mensuel à trois paramètres. C'est Kabouya (1990) qui l'a développé pour l'appliquer à des problèmes d'évaluation de la ressource en eau en Algérie septentrionale (Kabouya et Michel, 1991).
- le GR2M, modèle mensuel à deux paramètres. Sa première version qui est de Makhoulf (1994) a été améliorée par la suite par Mouelhi (2003). Nous vous proposons ci-dessus le fonctionnement de cette version de Mouelhi.

##### **Fonctionnement du GR2M (version Mouelhi)**

La fonction de production du modèle repose sur un réservoir de suivi d'humidité du sol, très similaire à celui existant dans le modèle GR4J. Du fait de la pluie  $P$ , le niveau  $S$  dans le réservoir devient  $S_1$  défini par :

$$S_1 = \frac{S + X1\varphi}{1 + \varphi \frac{S}{X1}} \quad (\text{II-22})$$

$$\text{où } \varphi = \tanh\left(\frac{P}{X1}\right) \quad (\text{II-23})$$

Le paramètre  $X_1$ , capacité du réservoir, est positif et exprimé en mm. La pluie  $P_1$  en excès est donnée par :

$$P_1 = P + S - S_1 \quad (\text{II-24})$$

Du fait de l'évapotranspiration, le niveau  $S_1$  devient  $S_2$  :

$$S_2 = \frac{S_1(1-\psi)}{1+\psi\left(1-\frac{S_1}{X_1}\right)} \quad (\text{II-25})$$

$$\text{Où } \psi = \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right) \quad (\text{II-26})$$

$E$  est l'évapotranspiration potentielle. Le réservoir se vidange ensuite en une percolation  $P_2$  et son niveau  $S$ , prêt pour les calculs du mois suivant, est alors donné par :

$$S = \frac{S_2}{\left[1 + \left(\frac{S_2}{X_1}\right)^3\right]^{\frac{1}{3}}} \quad (\text{II-27})$$

$$\text{et} \quad P_2 = S_2 - S \quad (\text{II-28})$$

La pluie totale  $P_3$  qui atteint le réservoir de routage est donnée par :

$$P_3 = P_1 + P_2 \quad (\text{II-29})$$

Le niveau  $R$  dans le réservoir devient alors  $R_1$  :

$$R_1 = R + P_3 \quad (\text{II-30})$$

Un terme d'échange en eau est alors calculé par :

$$F = (X_2 - 1).R_1 \quad (\text{II-31})$$

Le paramètre  $X_2$  est positif et adimensionnel. Le niveau dans le réservoir devient :

$$R_2 = X_2.R_1 \quad (\text{II-32})$$

Le réservoir, de capacité fixe égale à 60 mm, se vidange suivant une fonction quadratique. Le débit est donné par:

$$Q = \frac{R_2^2}{R_2 + 60} \quad (\text{II-33})$$

*Le modèle a deux paramètres optimisables :*

$X_1$  : capacité du réservoir de production (mm)

$X_2$  : coefficient d'échanges souterrains

### **II-4-2-3 Les modèles GR annuels**

La modélisation pluie-débit au pas de temps annuel est relativement sommaire et sujette à différentes critiques (Mouelhi, 2003) : initialisation non convaincante des paramètres, architecture relativement compliquée. C'est Bouabdallah (1997) qui a jeté les premières bases d'un modèle pluie-débit annuel avec deux versions, à un paramètre (GR1A) et deux paramètres (GR2A). Mouelhi reprendra par la suite le GR1A et proposera même un modèle interannuel sans paramètres à caler.

Ce modèle GR1A s'écrit sous la forme d'une simple équation:

$$Q_k = P_k \left[ 1 - \frac{1}{\left[ 1 + \left( \frac{0,7P_k + 0,3P_{k-1}}{X.E_k} \right)^2 \right]^{0,5}} \right] \quad (\text{II-34})$$

Où :

- $Q_k$  est le débit simulé de l'année k
- $P_k$  est la pluie observée de l'année k
- $P_{k-1}$  est la pluie observée de l'année k-1
- $E_k$  est l'évapotranspiration potentielle de l'année k
- $X$  est le paramètre du modèle à optimiser

### **CHAPITRE III**

## **FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DE LA FALEME A L'AIDE DU GR4J**

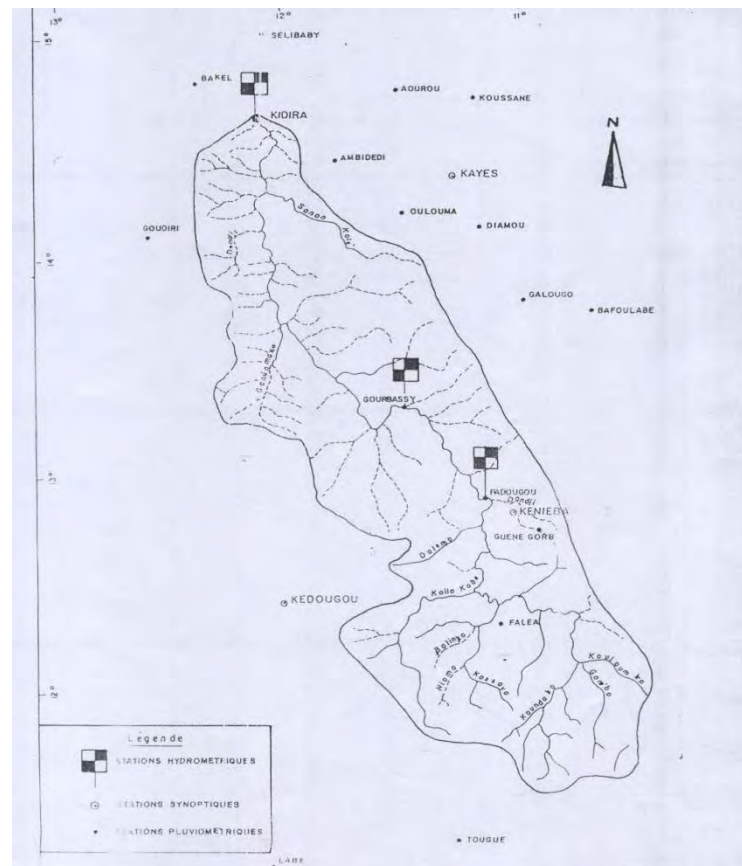


### III-1 PRESENTATION DU BASSIN

#### III-1-1 Localisation et caractéristiques morphologiques

La Falémé est un sous bassin du Sénégal partagé entre trois états : la Gambie, la Guinée et le Sénégal. Sa partie sénégalaise couvre une superficie de 11.500 km<sup>2</sup> soit 39,7 % du bassin, ce qui correspond à 19,3 % du Sénégal-Oriental.

La Falémé est née à 800 m d'altitude dans une région de plateaux latéritiques au pied du Fouta Djallon. Elle s'allonge sur 625 km environ jusqu'à la confluence avec le Sénégal. Dans son cours supérieur, la Falémé descend de 600 m sur 70 km, d'où une forte pente de 8,57 % qui diminue jusqu'à 0,015 % près de la confluence avec une largeur variant entre 100 m et 300 m. La Falémé et ses principaux affluents qui sont le Koulon-Ko, le Balinn-Ko et la Kiola-Kabé déterminent un bassin versant de 28.900 km<sup>2</sup> (soit 10 % du bassin du Sénégal) pour 938 km de périmètre (Sow, 1984).



**Figure 12 : Bassin versant de la Falémé**

#### III-1-2 Géologie

Le bassin de la Falémé est une région géologique assez contrastée. On y distingue trois formations géologiques :

- les formations sédimentaires qui s'étendent sur les franges Nord du bassin. Leur épaisseur décroît suivant une direction Nord-Est à Sud-Ouest ;
- les formations métamorphiques qui occupent de vastes surfaces dans la Moyenne et la Haute Falémé ;
- et les formations éruptives qui forment tantôt de petits massifs dans les formations métamorphiques, tantôt de véritables unités de la structure se dégageant en zone de contact entre les formations sédimentaires et métamorphiques : ce sont essentiellement les granites et les dolérites.

### **III-1-3 Climat**

Le bassin de la Falémé est limité par les latitudes 12°1' et 14°27' Nord et 11°10' et 12°13' Ouest. Il se caractérise par son extension en latitude soit environ 625 km du Sud au Nord et 50 km d'Est en Ouest (Dione, 1991)

Deux centres d'action animent la circulation dans le bassin : l'Anticyclone Saharien ou Libyen au Nord et l'Anticyclone de Sainte Hélène au Sud. On observe alors :

- une faible humidité relative (10 %), un fort taux d'évaporation (19 %) au mois d'avril et des températures élevées (41°C) au mois d'avril à Kidira ;
- et la prédominance de l'harmattan, branche de l'alizé continental sahélien particulièrement chaud et sec, à une partie de l'année et de la Mousson, très humide apportant la pluie du Sud-Ouest, à une autre partie de l'année ; Ce qui détermine les saisons climatiques du bassin.

Trois stations de mesure contrôlent ce bassin versant : Fadougou, Gourbassi et Kidira à la confluence.

## **III-2 ANALYSE ET CRITIQUE DES DONNEES UTILISEES**

### **III-2-1 Présentation des données utilisées**

Les données utilisées proviennent de la Direction de la Météorologie Nationale, de l'IRD ex ORSTOM, et de l'OMVS. Il s'agit des pluies journalières, des débits moyens journaliers, des ETP décennaires moyennes (extraites de AGRIMETH NIAMEY, 1951-1980) recueillis aux stations pluviométriques de Kidira et Kéniéba et aux stations hydrométriques de Kidira et Gourbassi. Les caractéristiques du suivi sont indiquées dans les tableaux ci-dessous :

Station	Coordonnées		Origine	Période de suivi	lacunes
	longitude	Latitude			
Kidira	12°13'Ouest	14°28'Nord	1952	1952-2007	
Gourbassi	11°28'Ouest	13°24'Nord	1954	1954-2007	

**Tableau 1 : Caractéristiques des stations hydrométriques**

Station	Coordonnées		Origine	Période de suivi	lacunes
	longitude	Latitude			
Kidira	12°13'Ouest	14°28'Nord	1921	1921-2007	
Kéniéba			1944	1944-2007	

**Tableau 2 : Caractéristiques des stations pluviométriques**

### **III-2-2 Critique graphique**

A partir des tableaux précédents, la période a été retenue. Les séries chronologiques de modules, DCC, DC6, et Qmax ont été constituées à partir des observations de débits journaliers aux stations de Kidira et Gourbassi.

Les principales caractéristiques statistiques (moyenne, écart-type, coefficient de variation) de ces séries ont été calculées sur la période de suivi.

station	Variables	moyenne	Ecart-type	Coefficient de variation
Kidira	module	861		
	DCC	609	337	
	DC6			

Gourbassi	Qmax	888	463	
	module	76	41	
	DCC	0	240	
	DC6	77	8	
	Qmax	734	330	

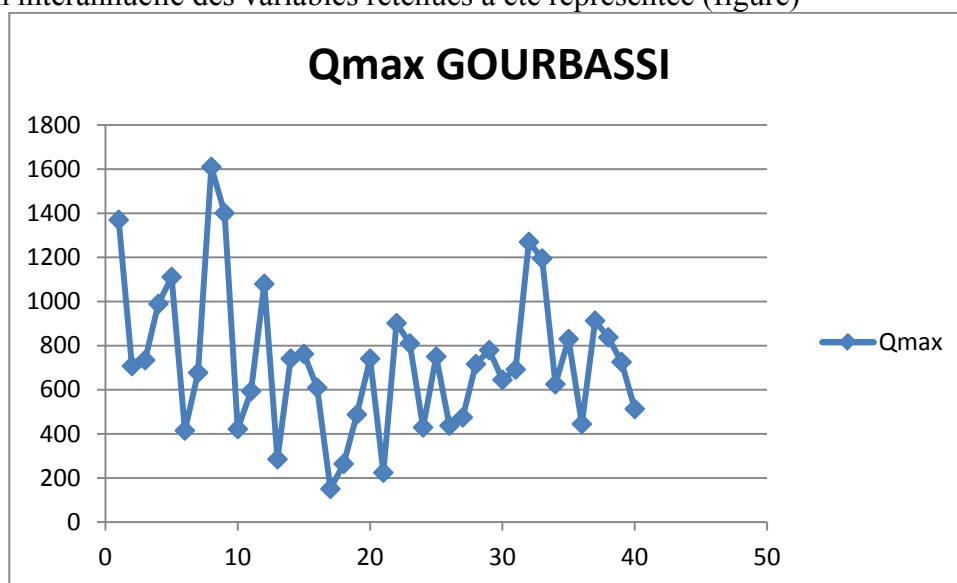
**Tableau 3 : Séries chronologiques des stations hydrométriques**

station	Variables	moyenne	Ecart-type	Coefficient de variation
Kidira	Pluie annuelle	821		
Kéniéba	Pluie annuelle			

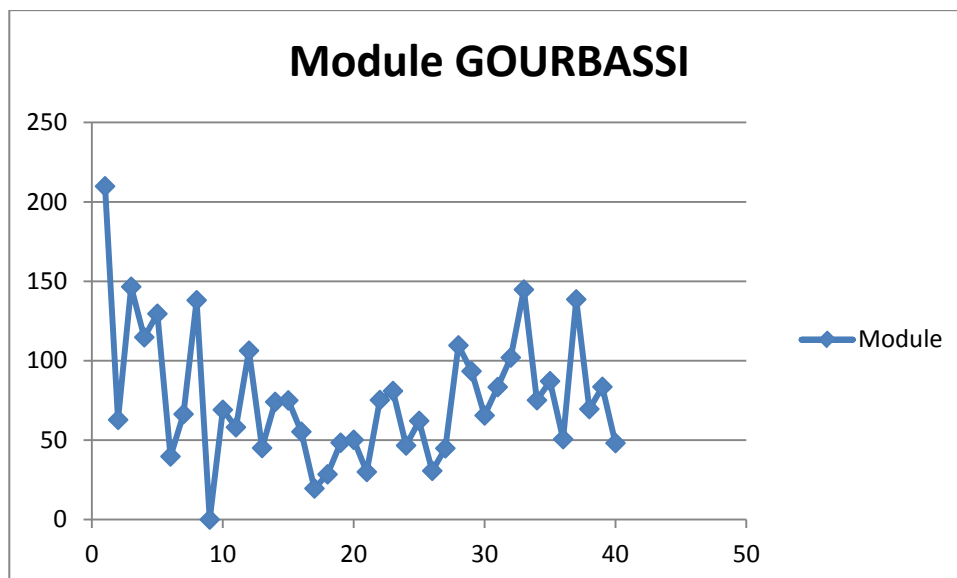
**Tableau 4 : Séries pluviométriques**

Caractérisation de la tendance

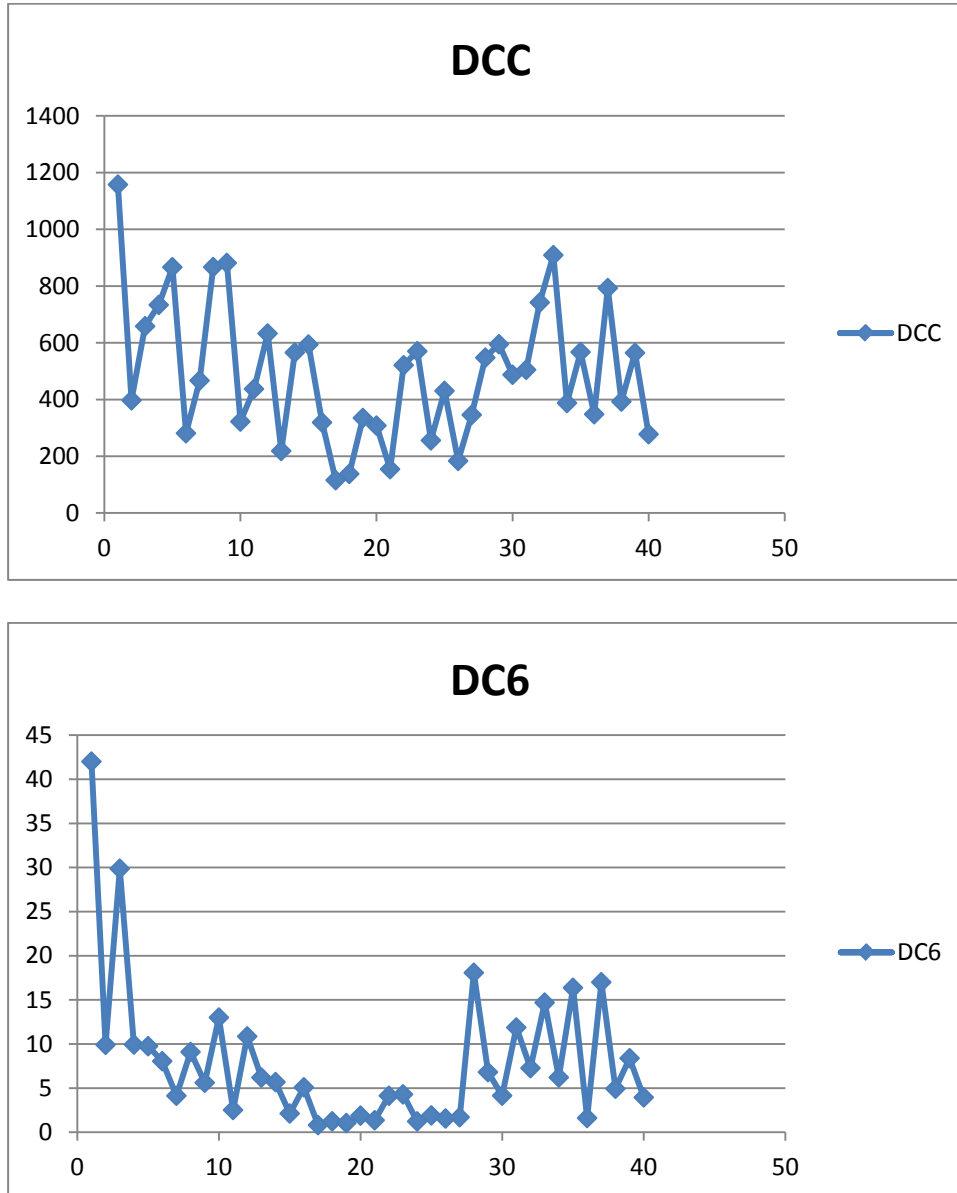
L'évolution interannuelle des variables retenues a été représentée (figure)

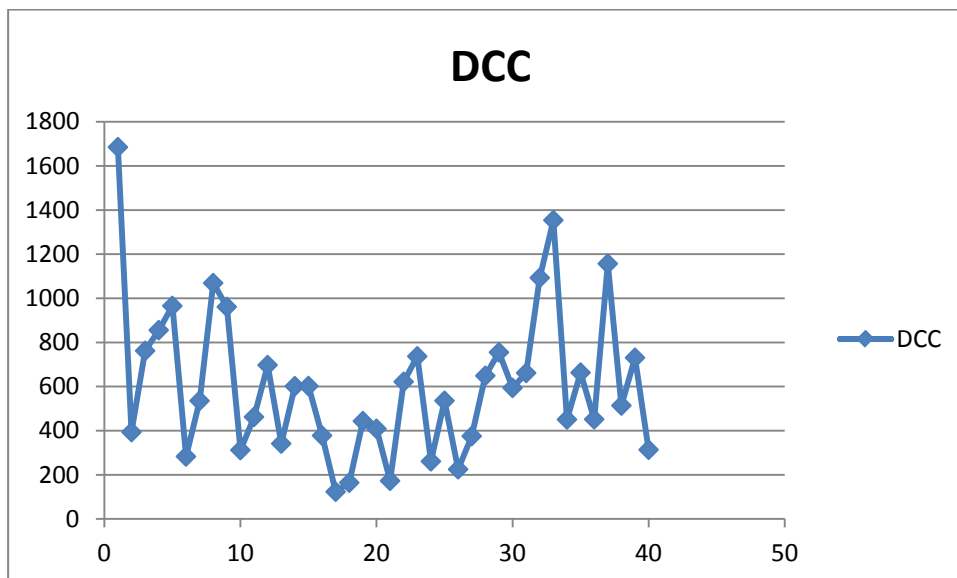
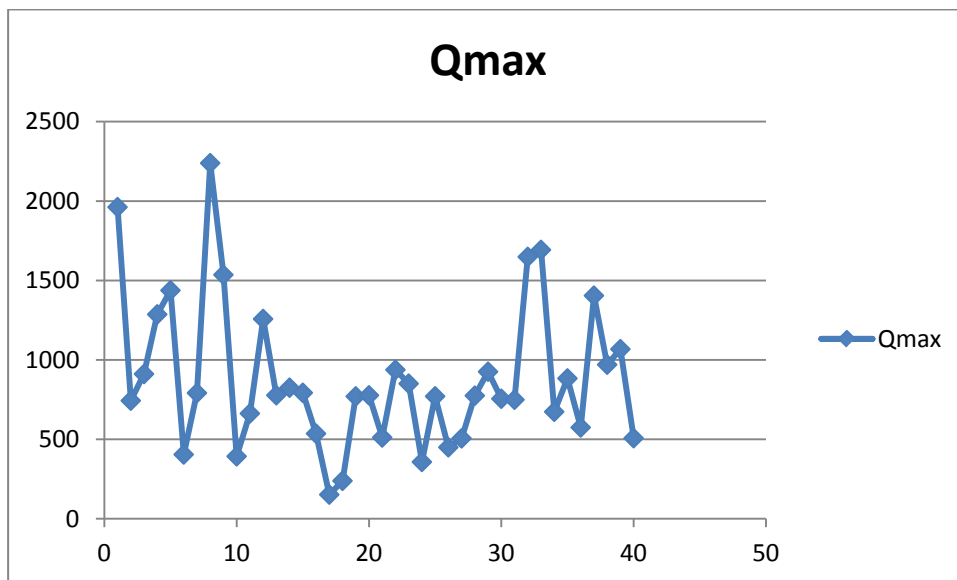
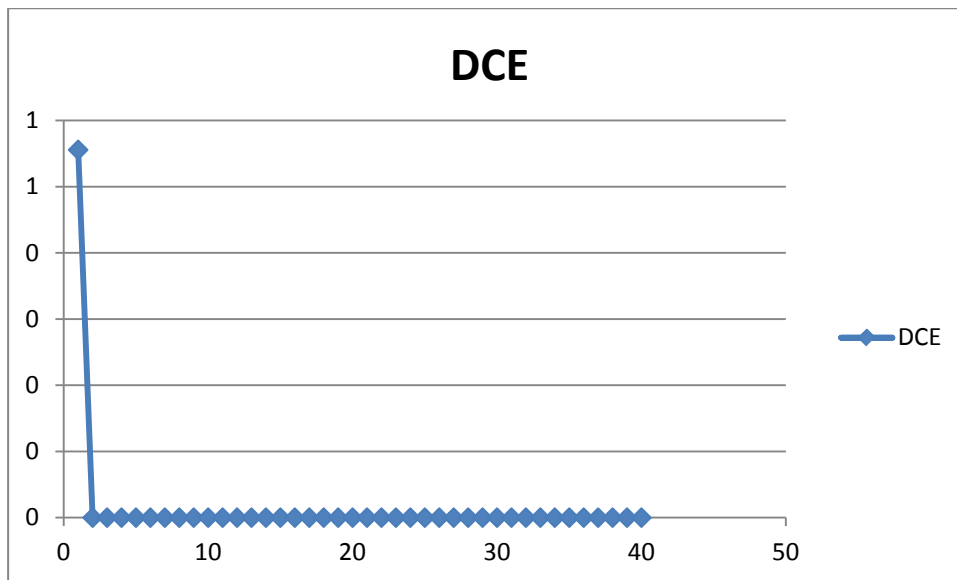


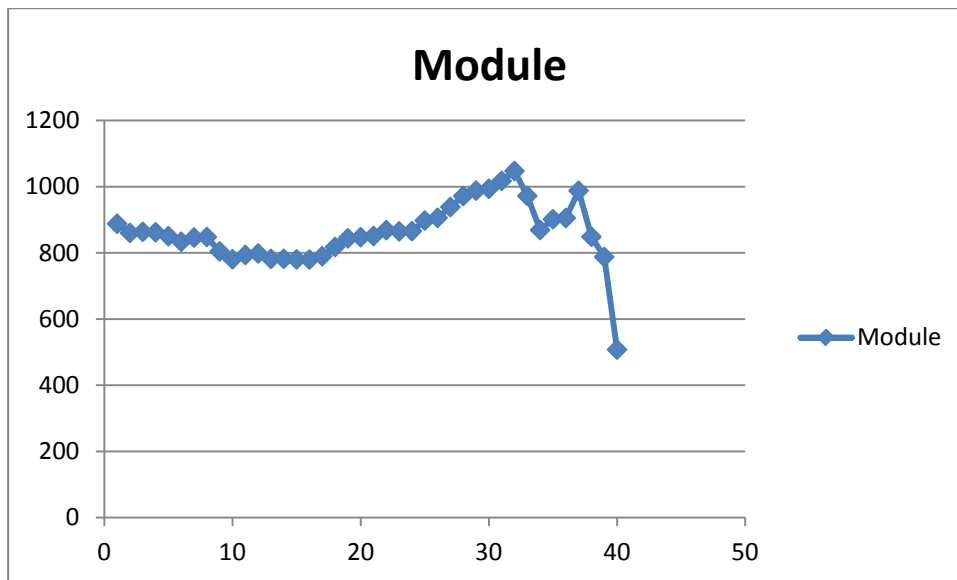
**Figure 1 : Evolution interannuelle des débits maximaux à la station de Gourbassi**



**Figure 2 : Evolution interannuelle des modules à la station de Gourbassi**







### Insérer l'évolution interannuelle Kidira

Pour mettre en évidence la tendance, nous avons retenu parmi les critères existant, l'écart par rapport à la moyenne évalué en nombre d'écart – types (figure)

$$u = \frac{x - \bar{x}}{\sigma}$$

L'évolution interannuelle de ce critère a été représentée pour toutes les séries chronologiques retenues (figures)

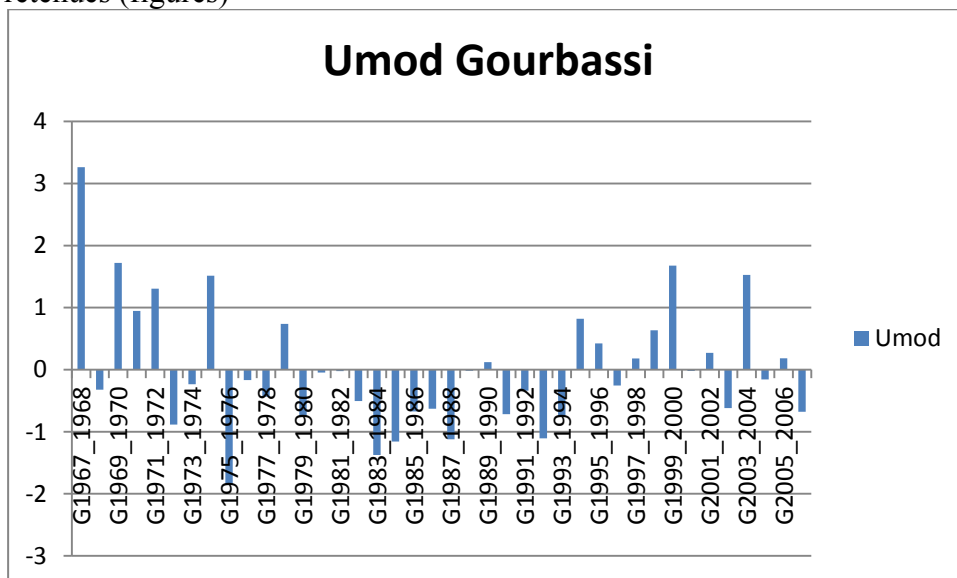
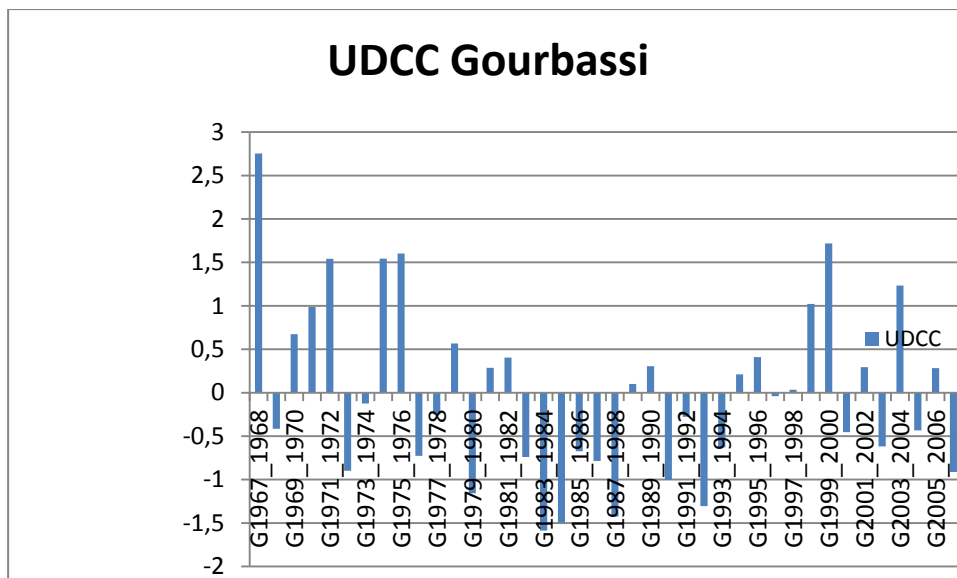
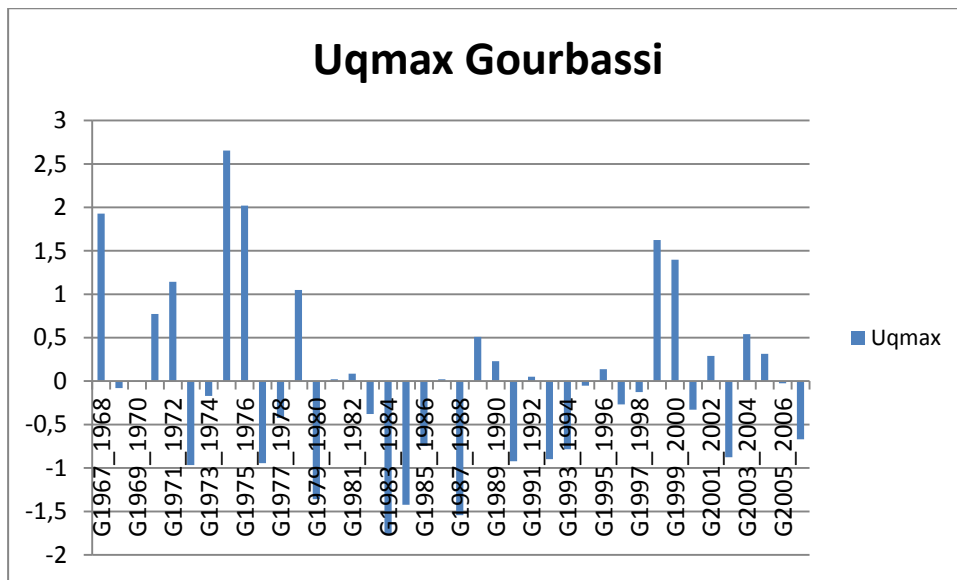


Figure 3 :



Tests statistiques  
 Tests d'indépendance  
 Tests d'homogénéité  
 Conclusion

### **III-3 MODELISATION DE LA RELATION PLUIE-DEBIT DANS LE BASSIN DE LA FALEME**

#### **III-3-1 Présentation du GR4J**

##### **III-3-1-1 INTRODUCTION**

Le modèle GR4J est le modèle GR le plus largement utilisable. Il s'agit d'un modèle pluie-débit, conceptuel global, à pas de temps journalier et à quatre paramètres optimisables. Les données

Mémoire de DEA d'hydraulique et Mécanique des fluides présenté par M. Ansou M. BADJI

d'entrée sont uniquement les précipitations et l'évapotranspiration (ETP). Sa structure repose sur deux réservoirs : le réservoir-sol S ou réservoir de production et le réservoir eau-gravitaire R ou réservoir de routage ainsi que sur deux hydrogrammes unitaires UH1 et UH2.

Le réservoir-sol S qui assure le bilan vertical ou fonction de production, dans lequel on détermine la lame ruisselée (pluie nette) à partir des précipitations brutes après avoir enlevé les différentes pertes (interception par la végétation, évapotranspiration, stockage dans les dépressions naturelles, alimentation de la nappe par infiltration profonde)

Le réservoir eau-gravitaire fait le bilan horizontal ou fonction de transfert, qui décrit la distribution dans le temps du volume d'eau obtenu précédemment.

L'hydrogramme unitaire représente la réponse du bassin versant à une pluie unitaire c'est-à-dire dont la durée est ramenée à l'unité de temps. Il est caractérisé d'une part par sa durée ou temps de base égale à la somme de la durée de l'averse et du temps de concentration du bassin (maximum de durée nécessaire à une goutte d'eau pour parcourir le chemin hydrologique entre un point du bassin et l'exutoire de ce dernier) et d'autre part par son temps de montée, temps qui s'écoule entre le début de la crue et le maximum de ruissellement.

Une étude (Perrin, 2000 ; Perrin et al., 2001 ; Perrin, 2002) comparant GR4J à une sélection de modèles pluie-débit conceptuels globaux, correspondant à des agencements très variés de réservoirs et de fonctions mathématiques, a pu montrer que malgré sa grande parcimonie, GR4J obtenait des résultats égaux aux meilleurs modèles de la littérature au pas de temps journalier. La parcimonie étant un élément essentiel pour assurer la robustesse des prévisions de crue, GR4J nous a paru être un bon outil de recherche.

### **III-3-1-2 MISE EN ŒUVRE**

L'utilisation du GR4J sur un nouveau bassin versant jaugé nécessite :

- une série de données (précipitations, débits, ETP) représentatives des entrées ;
- une estimation initiale des paramètres et variables d'état du système ;
- une optimisation des paramètres ;
- un contrôle de la qualité de l'ajustement du modèle au système.

#### **III-3-1-2-1 Initialisation**

Les paramètres initiaux qui sont arbitraires et pas mesurables représentent le niveau des deux réservoirs ainsi que les précipitations issues de la convolution par les deux hydrogrammes unitaires (Makhlouf, 1994). Ces paramètres sont donnés par la fonction Solveur d'Excel à l'issue d'une période de mise en route correspondant à une durée d'un cycle hydrologique. A l'issue de cette période, on considère que les états internes du modèle ont atteint des valeurs réalistes qui permettent une simulation correcte.



### **III-3-1-2-2 Optimisation ou calage**

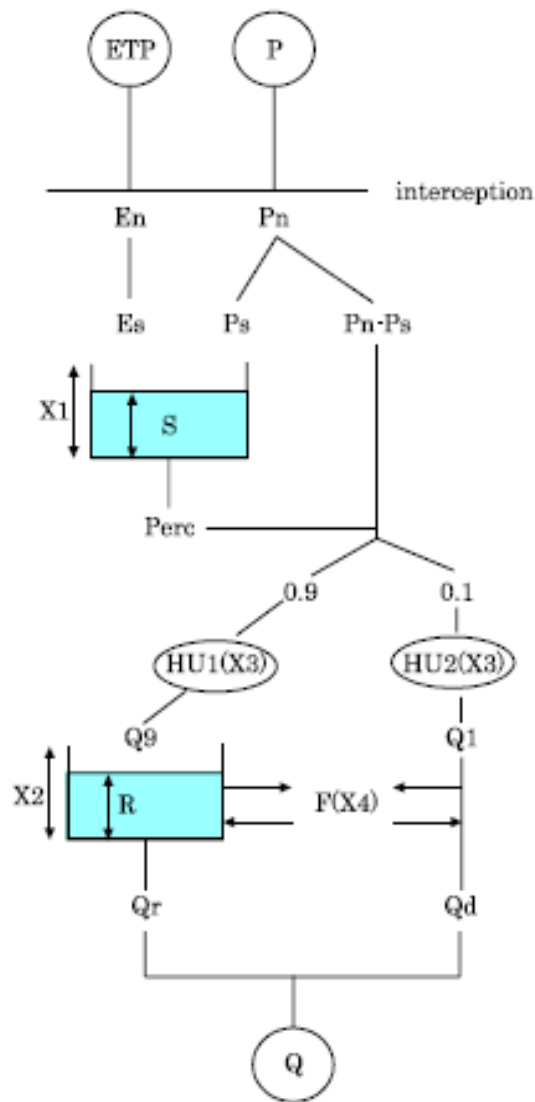
Avant toute application du modèle, on procède à l'optimisation des paramètres c'est-à-dire à la détermination des valeurs qui minimisent les écarts entre les débits simulés et mesurés sur une période donnée. On doit ainsi déterminer le jeu de paramètres capable de représenter au mieux la dynamique du bassin sur la période hydrologique étudiée. La similitude des comportements est évaluée par une fonction critère préalablement choisie.

### **III-3-1-2-3 Contrôle**

Le contrôle consiste à faire tourner et évaluer le modèle sur une période de temps différente de celle du calage. Il s'agit de voir si les paramètres déterminés en phase de calage sont extrapolables sur une période différente. Pour estimer l'efficacité du modèle GR4J, le critère le plus fréquemment utilisé est le critère de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970). Lorsque le modèle répond à ce critère, on estime qu'il constitue un outil satisfaisant pour représenter la dynamique du bassin versant dans l'hypothèse d'une stationnarité du comportement de ce dernier (absence de changement climatique à long terme).

## **III-3-1-2 FONCTIONNEMENT**

### **III-3-1-2-1 Neutralisation de P par E**



$X1$  = capacité maximale du réservoir de production

$X4$  = coefficient d'échanges souterrains

$X2$  = capacité maximale du réservoir de routage

$X3$  = temps de base de l'hydrogramme unitaire

Le modèle a quatre paramètres optimisables :

$X1$  : capacité du réservoir de production (mm),

$X2$  : coefficient d'échanges souterrains (mm),

$X3$  : capacité à un jour du réservoir de routage (mm),

$X4$  : temps de base de l'hydrogramme unitaire  $UH1$  (j).

La pluie brute  $P$  du jour considéré  $j$  (hauteur de pluie tombée sur le bassin) subit une neutralisation par l'évapotranspiration  $E$  (ETP) de ce jour.

- Si  $P > E$ , on obtient une pluie nette  $Pn = P - E$  et l'évapotranspiration  $En = 0$ .

$Pn$  se décompose en une pluie  $Ps$  qui vient s'ajouter au réservoir de production et en une pluie résiduelle  $Pn - Ps$  qui contribue directement à l'eau de ruissellement  $Pr$ .

- Si  $P < E$ ,  $Pn = 0$  et  $En = E - P$

### III-3-1-2-2 Le réservoir-sol ou réservoir de production

Le réservoir-sol est caractérisé par sa capacité maximale  $X1$ , exprimée en mm. Il est alimenté par une partie de la pluie. Ses sorties sont la percolation vers l'hydrogramme unitaire et l'évapotranspiration.

Si à l'entrée du modèle une quantité de pluie  $dPn$  arrive, il entrera alors dans le réservoir- sol :

$$\left[1 - \left(\frac{S}{X1}\right)^2\right] dPn. \quad (\text{III-1})$$

Trois cas se présentent :

-  $Pn > 0$ ,  $En = 0$  (la pluie neutralise l'évapotranspiration), la variation du niveau du réservoir- sol est alors :

$$dS = \left[1 - \left(\frac{S}{X1}\right)^2\right] dPn. \quad (\text{III-2})$$

En intégrant cette expression, on obtient  $Ps$  c'est-à-dire la quantité de pluie qui infiltre le réservoir :

$$Ps = \frac{Pn \left[1 - \left(\frac{S}{X1}\right)^2\right]}{1 + \frac{Pn}{X1} \left(1 + \frac{S}{X1}\right)} \quad (\text{III-3})$$

-  $Pn = 0$ ,  $En > 0$  (l'évapotranspiration neutralise la pluie), une évapotranspiration élémentaire  $dEn$  correspond à une évapotranspiration réelle de :

$$\frac{S}{X1} \left[2 - \left(\frac{S}{X1}\right)\right] dEn \quad (\text{III-4})$$

Le niveau du réservoir de production varie alors négativement de :

$$dS = -\frac{S}{X1} \left[2 - \left(\frac{S}{X1}\right)\right] dEn \quad (\text{III-5})$$

Ce qui donne après intégration, la quantité d'évaporation  $E_s$  retirée du réservoir de production

$$E_s = \frac{En \frac{S}{X1} \left[ 2 - \frac{S}{X1} \right]}{1 + \frac{En}{X1} \left( 2 - \frac{S}{X1} \right)} \quad (\text{III-6})$$

-  $P_n = E_n = 0$  (les précipitations et l'évapotranspiration sont égales), le niveau du réservoir de production ne varie pas.

Mais quelques soient les données précédentes, il se produit dans ce réservoir une percolation qui rejoindra le terme  $P_n - P_s$ .

Le niveau du réservoir est mis à jour par :

$$S = S + P_s - E_s \quad (\text{III-7})$$

La percolation issue du réservoir de production est alors calculée par :

$$Perc = S - \left[ S^{-4} + \left( \frac{9}{4} X1 \right)^{-4} \right]^{-\frac{1}{4}} \quad (\text{III-8})$$

$$\text{Le niveau définitif du réservoir-sol en fin de pas de temps est : } S = S - Perc \quad (\text{III-9})$$

La quantité d'eau  $P_r$  qui atteint finalement la partie routage du modèle est :

$$P_r = Perc + (P_n - P_s) \quad (\text{III-10})$$

### **III-3-1-2-3 Les hydrogrammes unitaires**

La quantité d'eau  $P_r$  est ensuite divisée en deux composantes d'écoulement : 90 % sont transformés en flux d'eau suivant un hydrogramme unitaire UH1 et transitent par le réservoir de routage et les 10 % restants produisent un flux d'eau selon l'hydrogramme unitaire UH2. Les deux hydrogrammes unitaires UH1 et UH2 dépendent d'un seul paramètre de temps  $X_4$  exprimé en jours. Leurs ordonnées sont calculées à partir des courbes en S (cumul de la proportion de pluie unitaire traitée par l'hydrogramme en fonction du temps).

- UH1 est défini par :

$$* \ t = 0, \ UH1(t) = 0$$

$$* 0 < t \leq X4, \quad UH1(t) = \left( \frac{t}{X4} \right)^{\frac{5}{2}}$$

(III-

11)

$$* t > X4, \quad UH1(t) = 1$$

Le débit sortant de UH1 est alors  $Q_9$ .

- UH2 dont le débit sortant contribue directement au débit de l'exutoire, est défini comme suit :

$$* t = 0, \quad UH2(t) = 0$$

$$* 0 < t \leq X4, \quad UH2(t) = \frac{1}{2} \left( \frac{t}{X4} \right)^{\frac{5}{2}}$$

(III-12)

$$* X4 < t \leq 2 \times X4, \quad UH2(t) = 1 - \frac{1}{2} \left( 2 - \frac{t}{X4} \right)^{\frac{5}{2}}$$

(III-13)

$$* t > 2 \times X4, \quad UH2(t) = 1$$

Le débit issu de UH2 est  $Q_1$ .

#### III-3-1-2-4 Le réservoir eau-gravitaire ou réservoir de routage

C'est le réservoir qui reçoit le débit  $Q_9$ . Il est caractérisé par le paramètre  $X3$ , exprimé en mm, qui indique sa capacité à un jour. Ce réservoir subit des échanges souterrains  $F$  dépendant du paramètre  $X2$ , exprimé en mm. Il perd de l'eau lorsque  $X2$  est négatif, en reçoit lorsque  $X2$  est positif et n'en échange pas lorsque  $X2$  est nul.

$F$  a pour expression :

$$F = X2 \left( \frac{R}{X3} \right)^{\frac{7}{2}}$$

(III-14)

Cet échange concerne aussi  $Q_1$  qui devient :

$$Qd = \max(0, Q_1 + F). \quad (\text{III-15})$$

Le niveau dans le réservoir de routage est mis à jour en ajoutant la sortie  $Q_9$  de l'hydrogramme  $UH_1$  et  $F$  :

$$R = \max(\varepsilon, R + Q_9 + F) \quad (\text{III-16})$$

Le réservoir se vidange ensuite selon son niveau avec un débit  $Qr$  donné par :

$$Qr = R - \left( R^{-4} + X 3^{-4} \right)^{-\frac{1}{4}}. \quad (\text{III-17})$$

$$\text{Le niveau dans le réservoir devient : } R = R - Qr. \quad (\text{III-18})$$

Le débit total  $Q$  fourni en sortie par le modèle est alors:

$$Q = Qr + Qd. \quad (\text{III-19})$$

### **III-3-2 Résultats de la simulation de la relation pluie-débit**

Pour mettre en évidence l'effet de la mémoire du bassin sur les simulations, les paramètres ont été calculés sur la crue précédente. Le critère statistique global de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970) a été utilisé pour optimiser les paramètres. Il faut dire que le critère de Nash est le critère d'évaluation le plus largement utilisé en hydrologie, probablement à cause de sa simplicité et de son interprétation facile. Le calcul de ce critère a été fait en utilisant :

- Les débits, critère défini par :

$$N(a) = 100 \left[ 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,j} - Q_{calc,j})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,j} - \bar{Q}_{obs})^2} \right] \quad (\text{III-20})$$

Dans ce critère, l'erreur commise est comparée à celle commise par un modèle de référence qui donnerait sur toute la période un débit constant égal au débit moyen. Le modèle est parfait pour  $Na(Q)=100$  et est supposé acceptable pour  $Na(Q) > 70\%$ . Mais une surestimation des débits les plus importants est à prévoir avec ce critère.

- Les racines carrées des débits. Ce critère est plus sensible aux périodes de crues. Il s'écrit:

$$Na(\sqrt{Q}) = 100 \left[ 1 - \frac{\sum_j (\sqrt{Q_{obs,j}} - \sqrt{Q_{sim,j}})^2}{\sum_j (\sqrt{Q_{obs,j}} - \sqrt{\bar{Q}_{obs}})^2} \right] \quad (\text{III-21})$$

- Le logarithme népérien des débits qui est plus sensible aux périodes d'étiages. Il a pour formule :

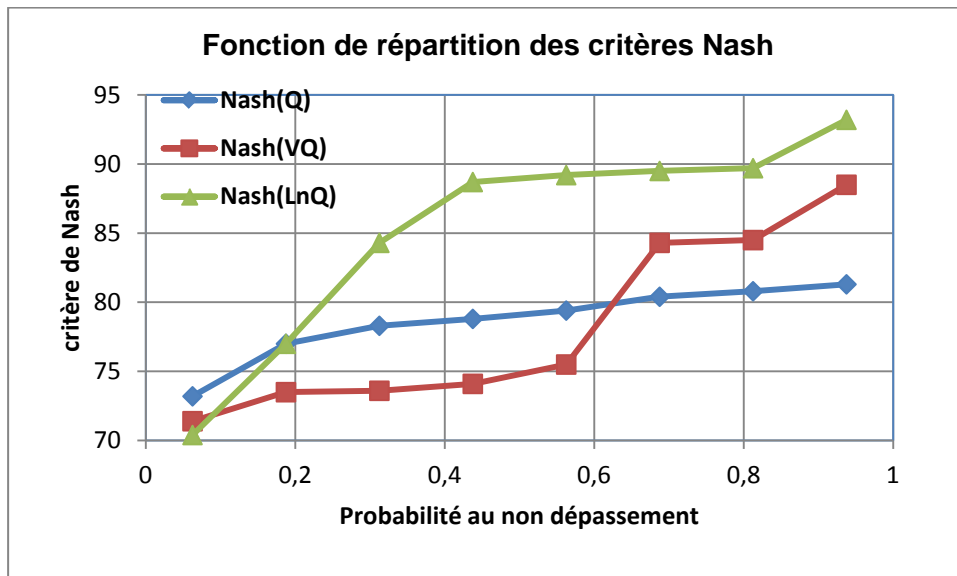
$$Na(\ln Q) = 100 \left[ 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\ln Q_{obs,j} - \ln Q_{sim,j})^2}{\sum_{i=1}^n (\ln Q_{obs,j} - \ln \bar{Q}_{obs})^2} \right] \quad (\text{III-22})$$

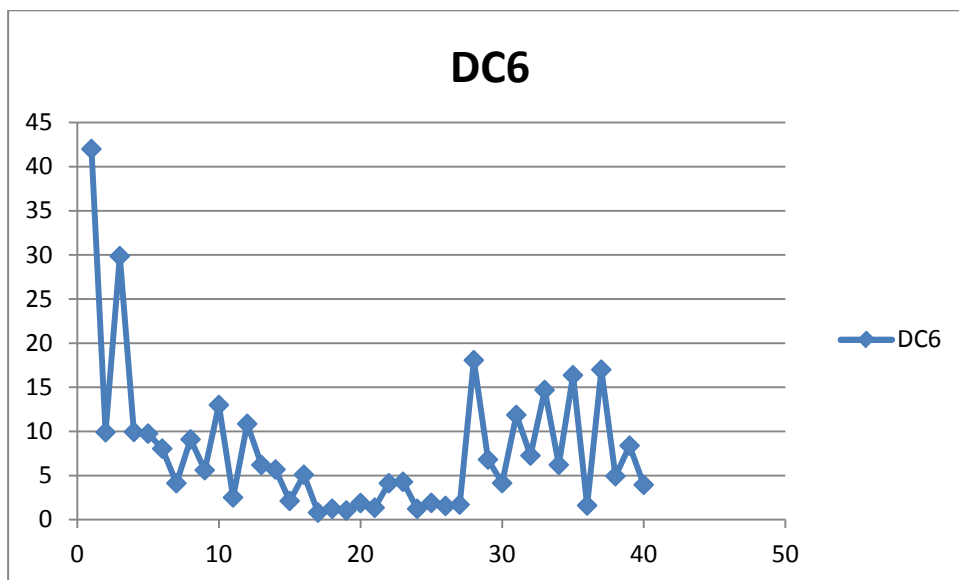
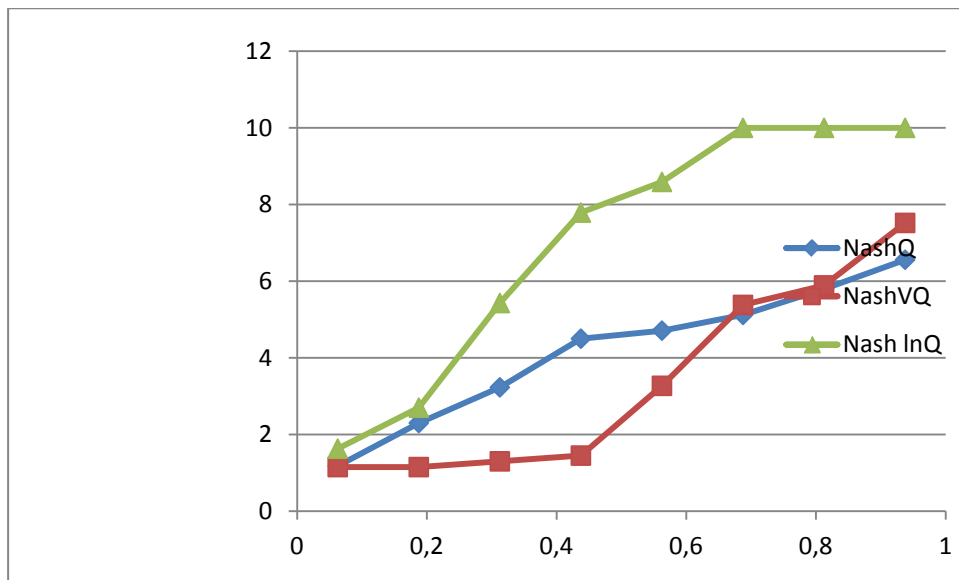
L'utilisation combinée de ces trois critères permet de mettre l'accent sur plusieurs situations hydrologiques.

En plus de ce critère, nous avons également défini quelques critères locaux tels que :

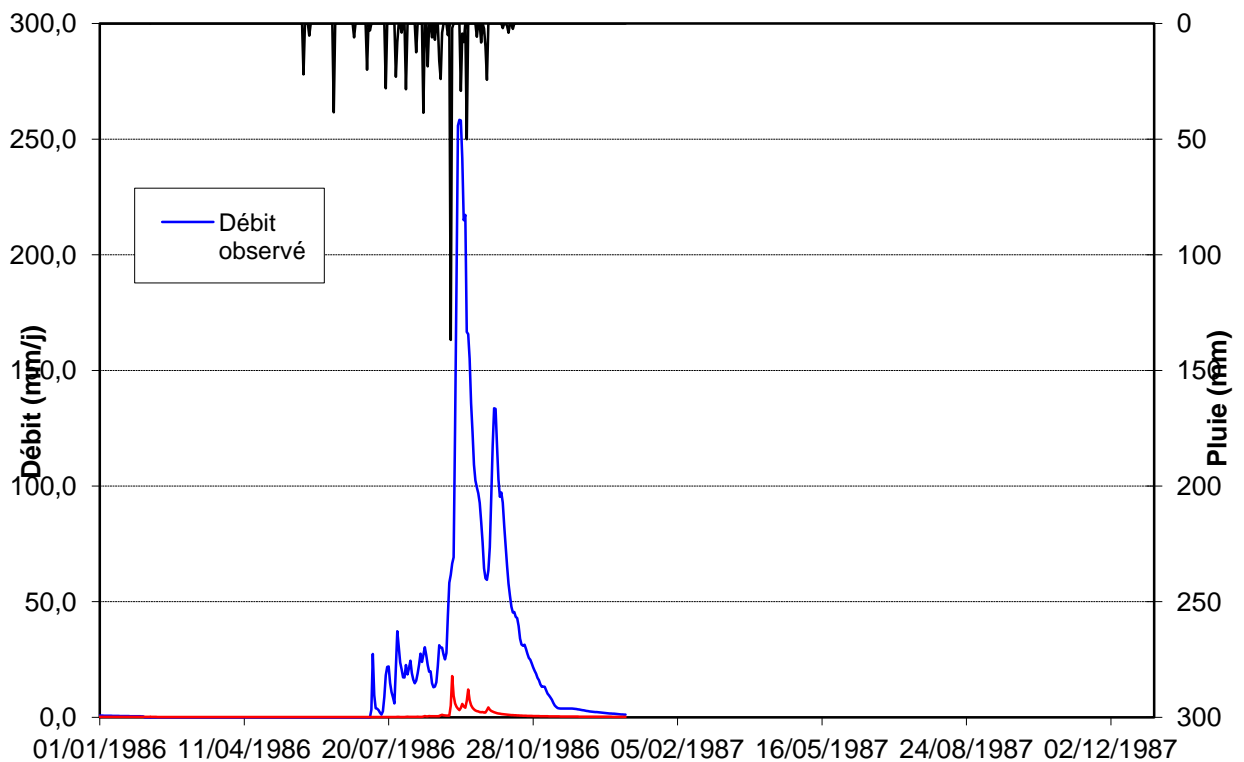
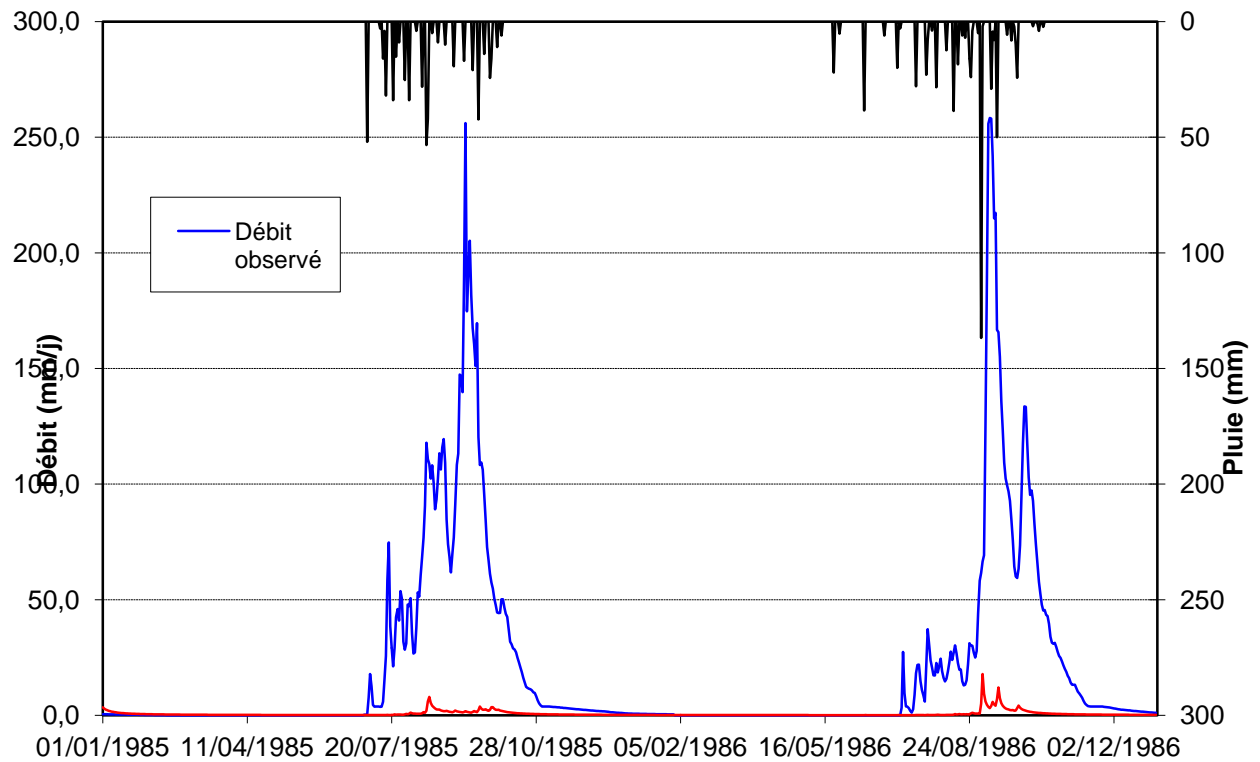
- L'erreur relative de pointe
- L'erreur sur la date d'occurrence de la pointe

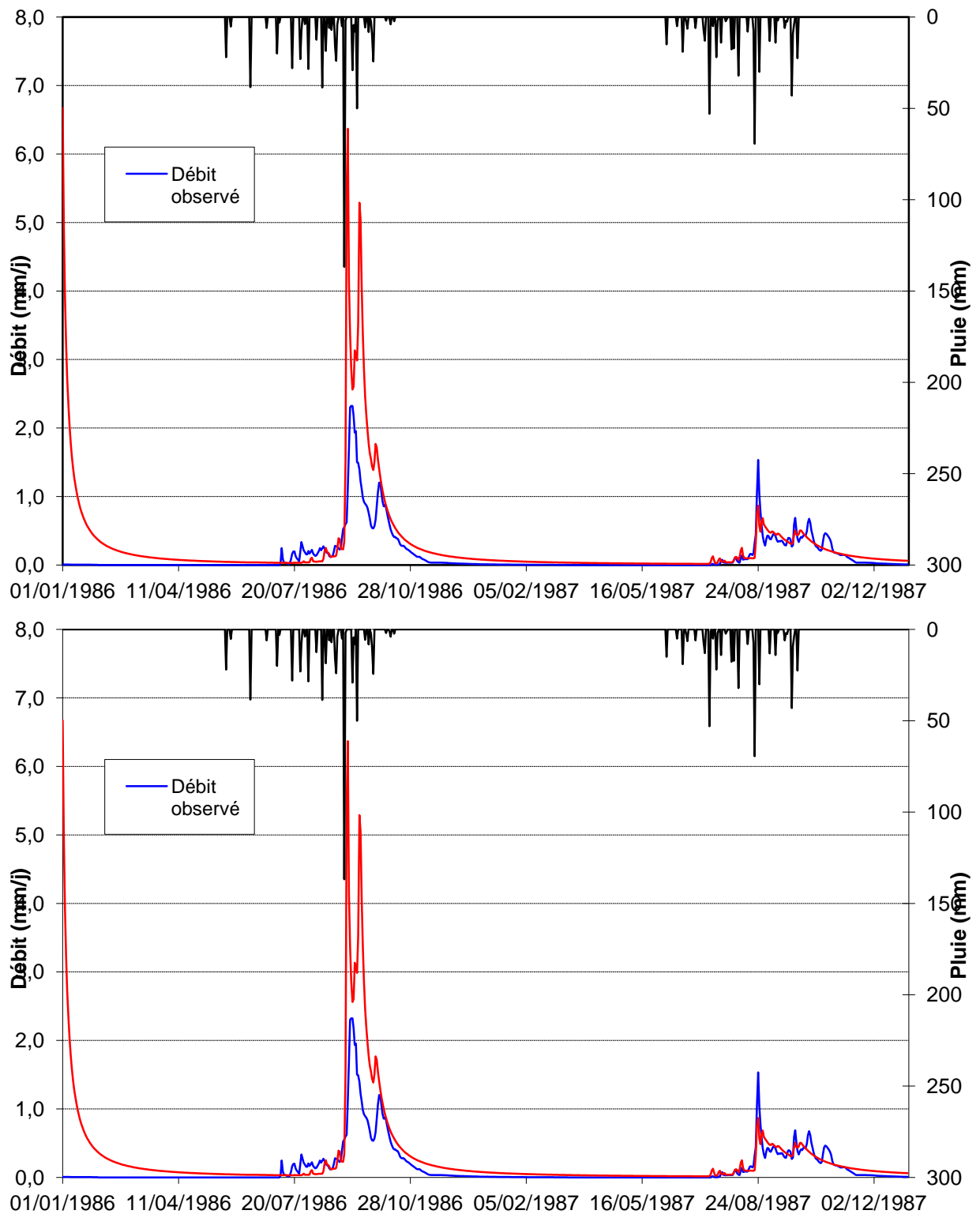
### III-3-3 Synthèse des résultats

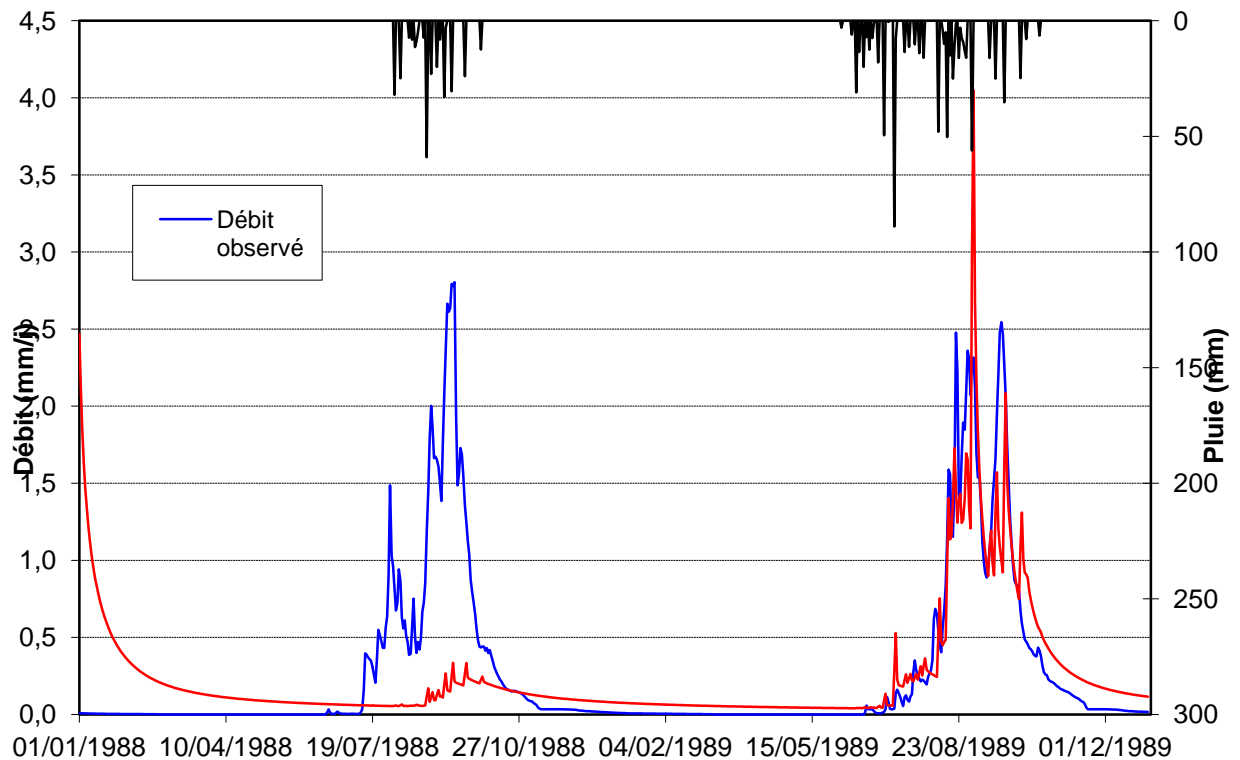
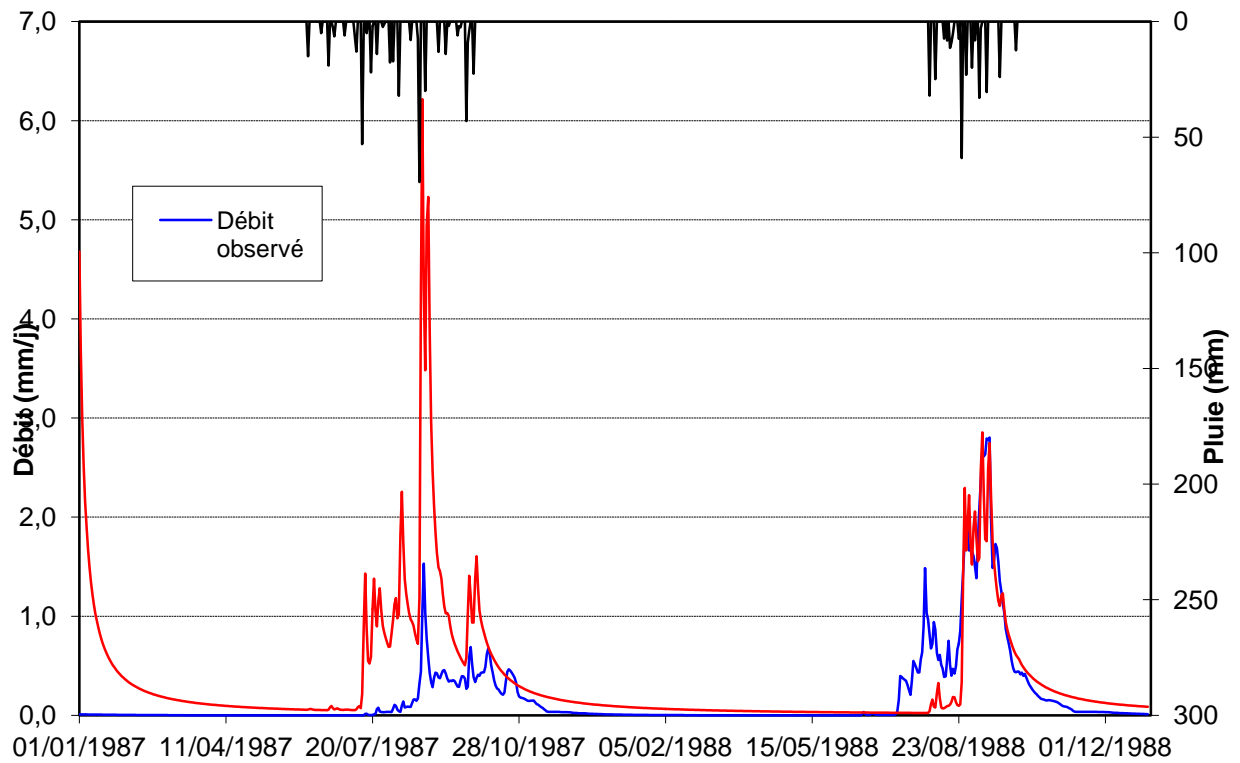


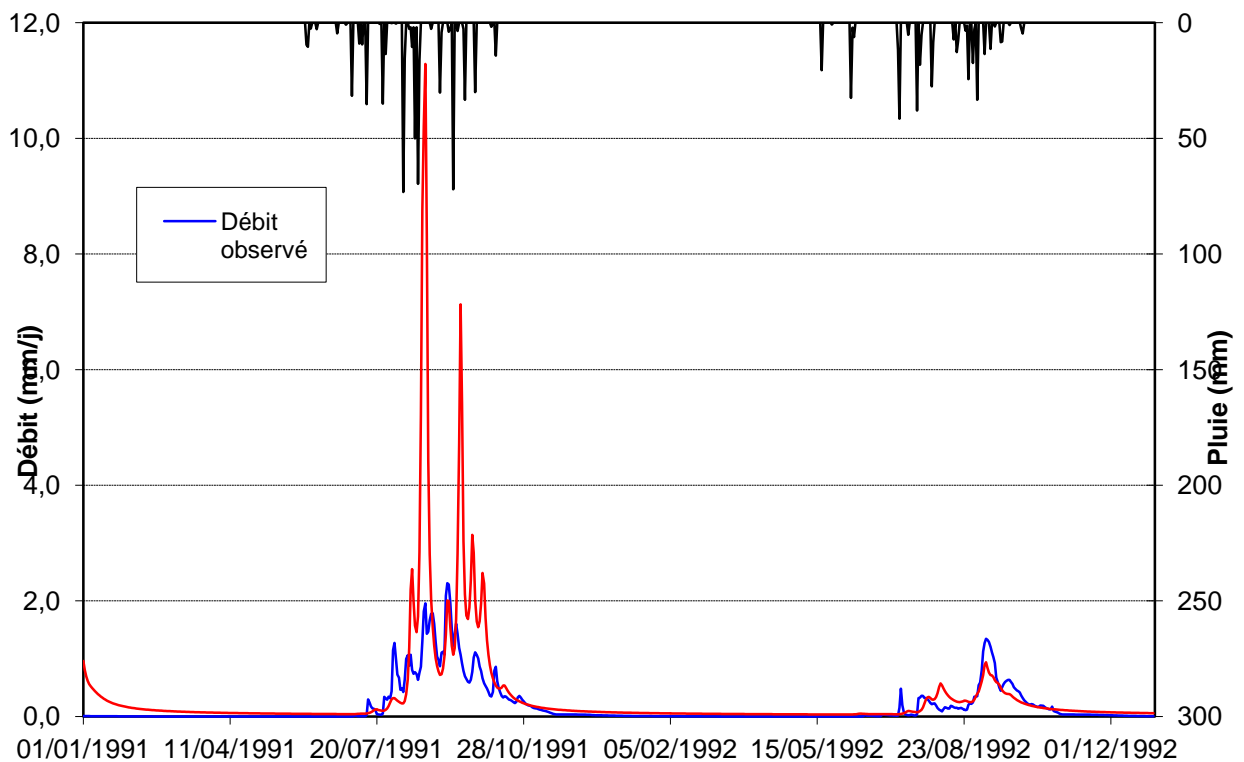
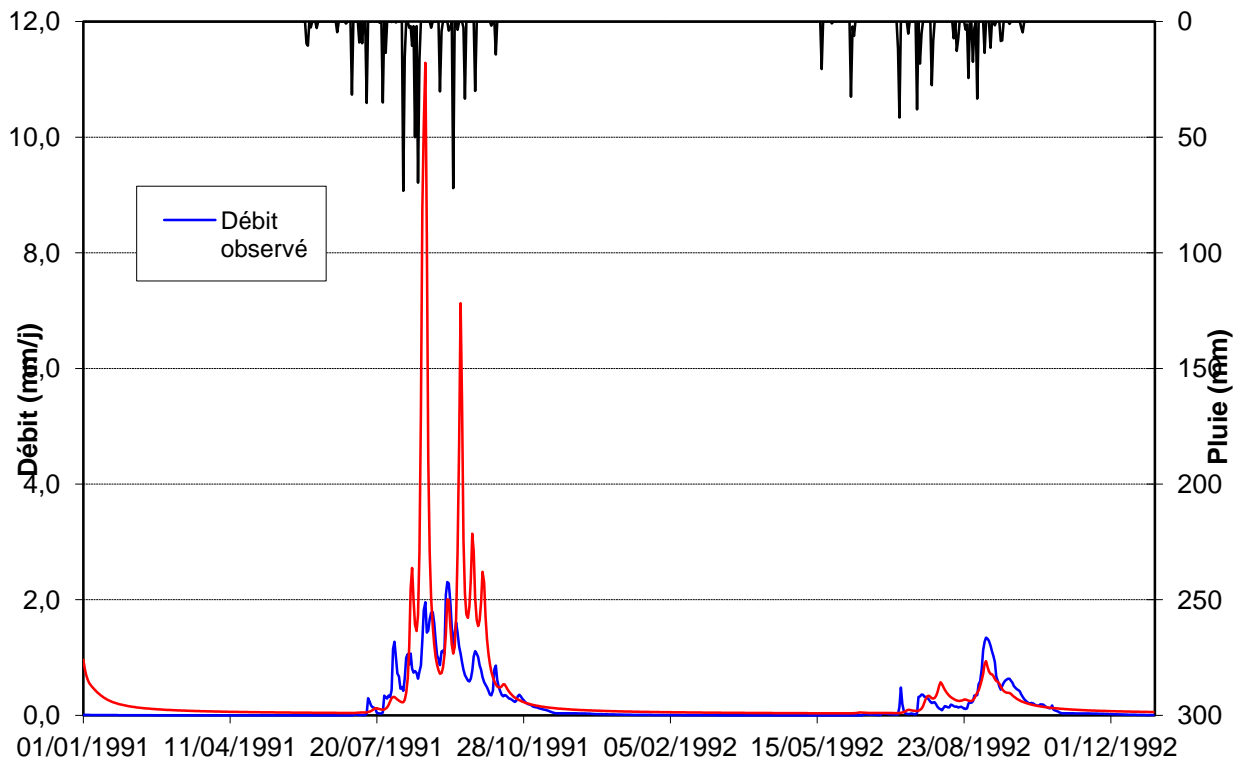


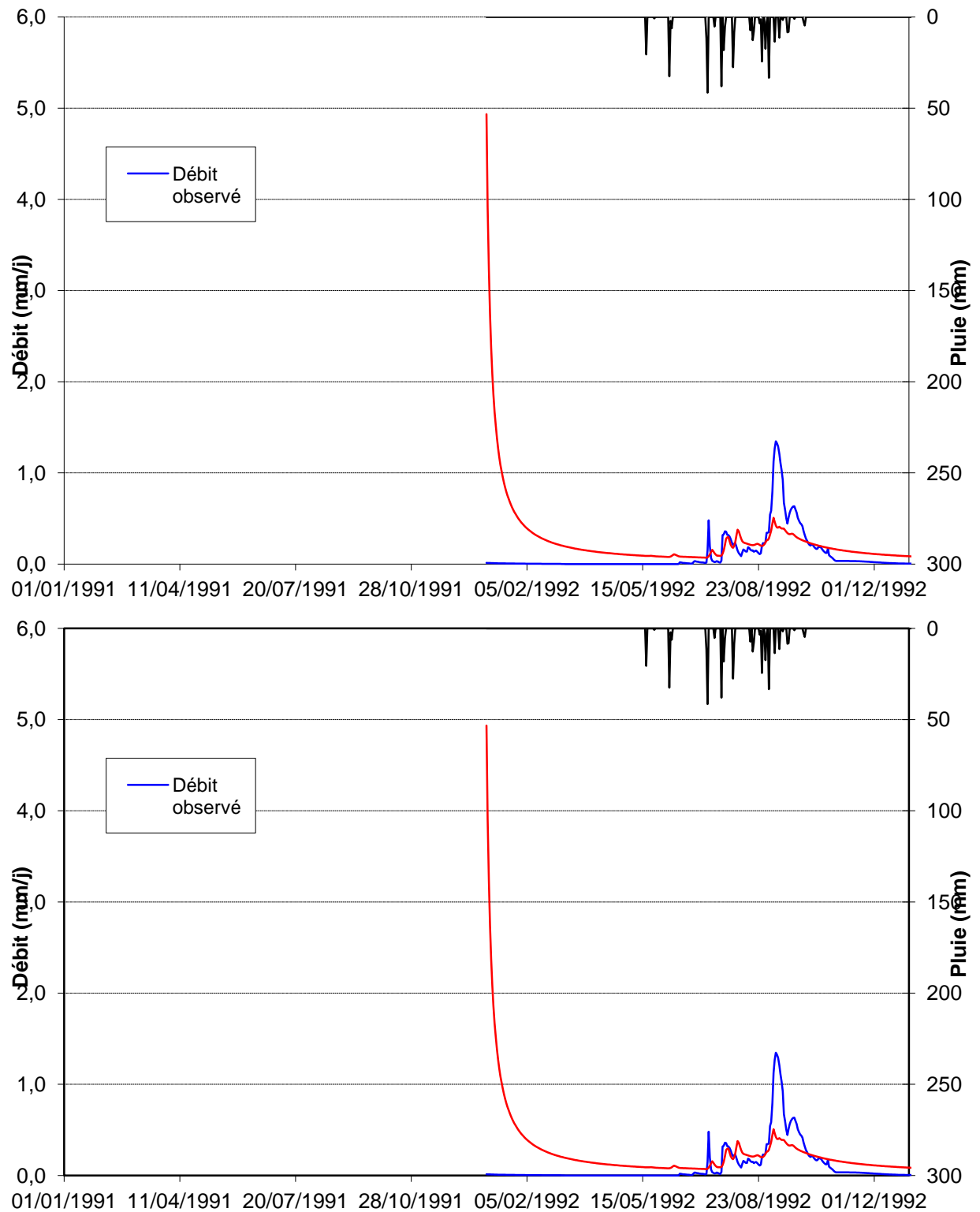


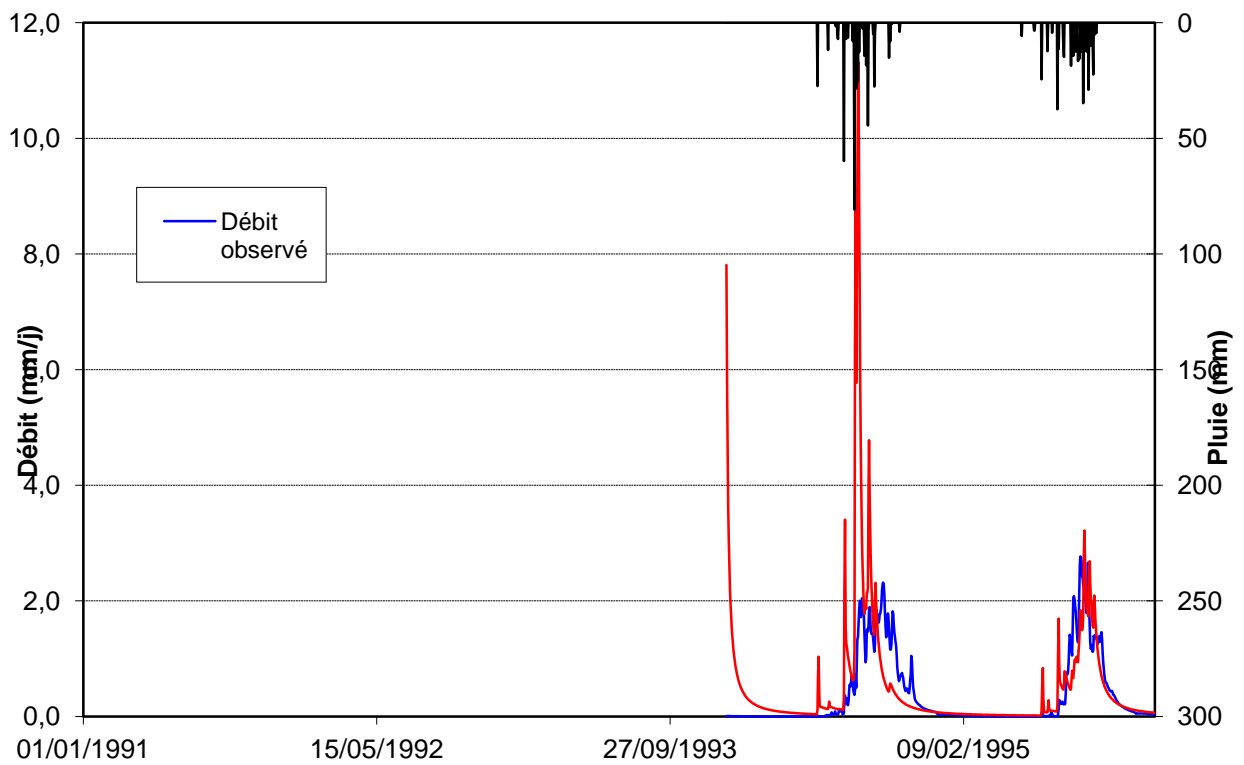
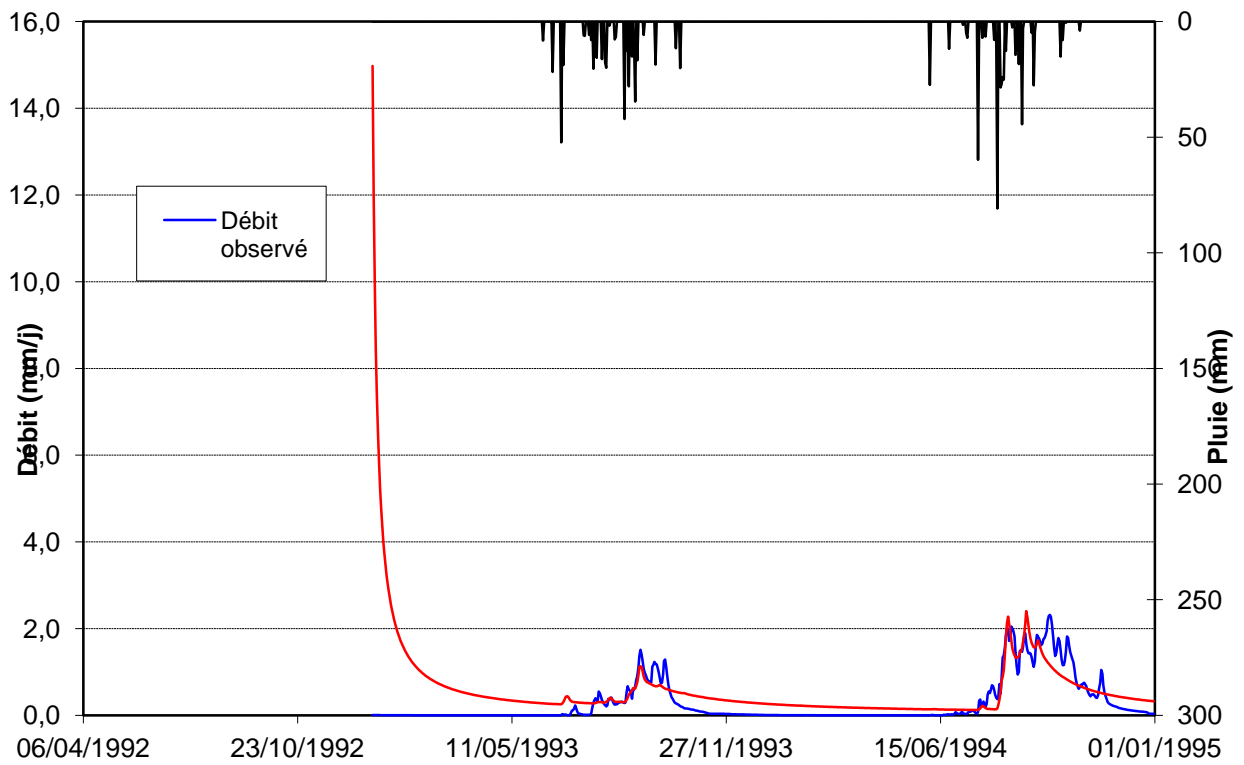




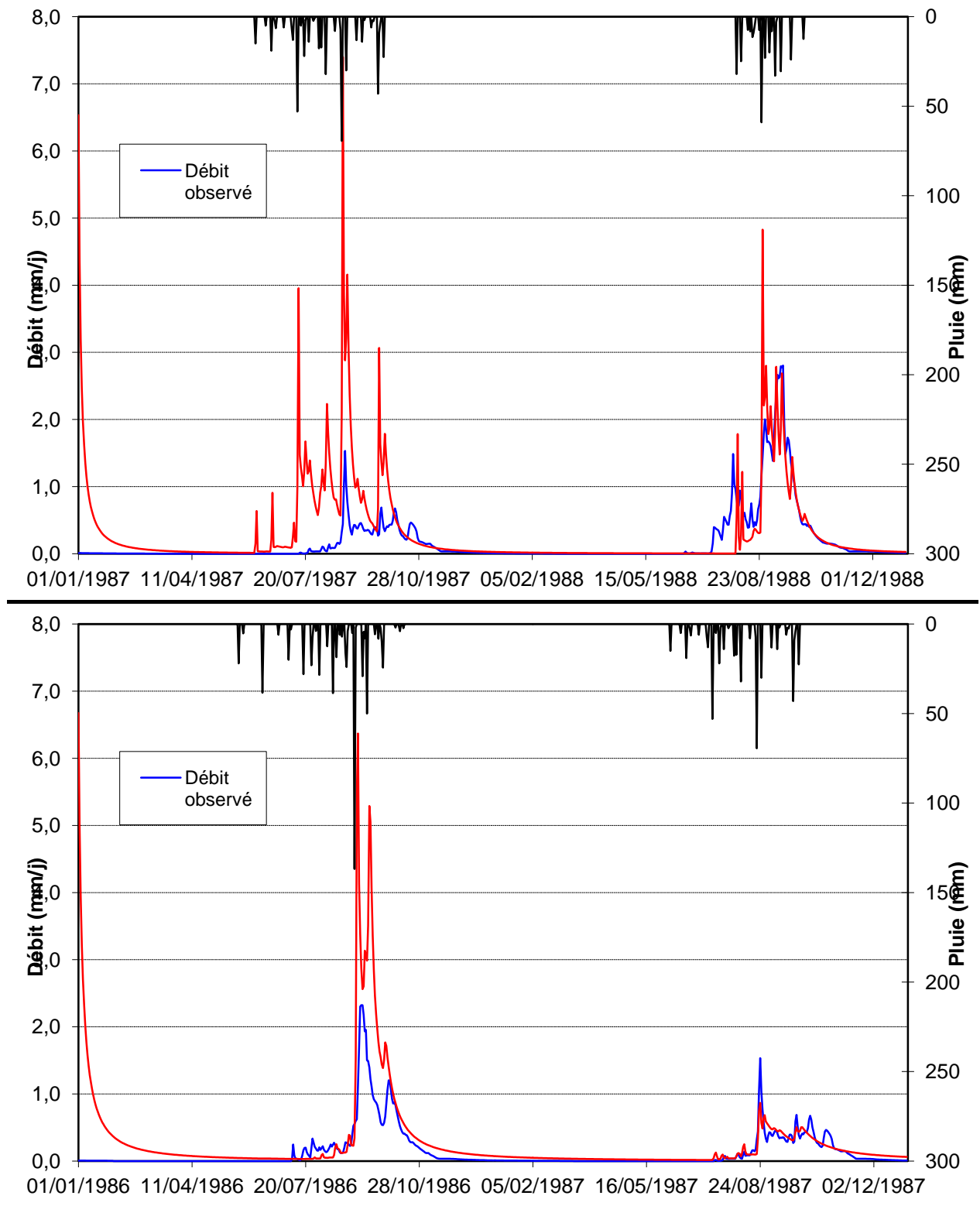








**Tableau 5 : Tableau récapitulatif**



## **CONCLUSION GENERALE**



Dans une optique de gestion intégrée durable et raisonnée de la ressource en eau du fleuve Sénégal, il est essentiel d'avoir une bonne connaissance du fonctionnement hydrologique du bassin versant de la Falémé, le plus important affluent rive gauche de ce fleuve. L'objectif poursuivi par cette étude était de prévoir les crues et étiages de ce bassin. Pour cela nous avons recherché un modèle conceptuel pluie-débit suivant une approche globale. Nous avons choisi ainsi le modèle GR4J développé au CEMAGREF Antony qui a l'avantage d'être moins complexe. Il ne comprend que quatre paramètres à caler et n'utilise comme entrées que les précipitations et les ETP. L'optimisation de ces paramètres qu'on a calculés sur la période précédente et utilisés sur la période en cours, a été faite à l'aide de la fonction Solveur du tableur Excel. Pour estimer l'efficacité de ce modèle, nous avons utilisé les critères de Nash sur les débits, la racine carrée des débits et le logarithme népérien des débits. En plus nous avons effectué les tests statistiques d'interdépendance et d'homogénéité et représenté l'évolution interannuelle des variables centrées et réduites des modules, DCC, DC6 et débits maximums journaliers.

## **BIBLIOGRAPHIE**

**Abbott, M. B., Baturst, J. C., Cunge, J. A., O'Connell, P. E. et Rasmussen, J. (1986).** An introduction to the European Hydrological System "SHE". Journal Hydrologique 87: 45-77.

**Ambroise, B. (1998).** La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant. Processus, Facteurs, Modèles. HGA (Ed), Bucarest, 200 pages.

**Bernon, J. (2005).** Application et critique du modèle SWAT sur le bassin versant de la VENE (HERAULT). Mémoire de DEA, Université Montpellier II

**Beven, K. J. et Kirby, M. J. (1979).** A physical based, variable contributing area model of basin hydrology. Journal des sciences hydrologiques 24(1) 43-69.

**Bouabdallah, F. (1997).** Mise au point d'un modèle de transformation pluie-débit au pas de temps annuel. Rapport de DEA, DEA Hydrologéologie-Hydrologie filière Géochimie isotopique, Paris Sud Orsay, Cemagref Anthony, 45 pages.

**Clarke, R. T. (1973).** A review of some mathematical models used in hydrology with observations and use. Journal of Hydrology 19: 1-21.

**Cormary, Y. et Guilbot, A. (1969).** Modèles déterministes des relations pluies-débits sur la Sioule. EDF. Laboratoire National d'Hydraulique. Groupe Hydrologie, Faculté des Sciences, Montpellier.

**Cours de Musy, A. (2005).** Hydrologie Générale, [http: //Hydam.epfl.ch/e.drologie](http://Hydam.epfl.ch/e.drologie).

**Cudennec, C., Slimani, M. et Le Goulven, P. (2005).** Accounting for sparsely observed rainfall space-time variability in a rainfall-runoff model of a semi arid Tunisian basin. Journal des sciences hydrologiques 50(4) 617-630.

**Dimopoulos, I., Lek, S., Lauga, J. (1996).** Modélisation de la relation pluie-débit par les réseaux connexionnistes et le filtre de Kalman. Journal des sciences hydrologiques 41(2) 179-193.

**Dione, O. (1991).** Ecoulement, crues et étiages dans le bassin versant de la Falémé. Mémoire de DEA, Département de Géographie, Université Cheikh Anta Diop, 114 pages.

**Edijatno (1987).** Amélioration des modèles simples de transformation pluie-débit au pas de temps journalier sur des petits bassins versants. Mémoire de DEA, Université Louis Pasteur (Strasbourg). Cemagref (Anthony), 45 pages.

**Edijatno (1991).** Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur/ENGEEES, Strasbourg, 242 pages .

**Edijatno et Michel, C. (1989).** Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. La Houille Blanche, 2, 113-121.

**Franchini, M. et Galeati, G. (1997).** Comparing several genetic algorithm schemes for the calibration of conceptual rainfall-runoff models. Journal des sciences hydrologiques 43 (3) 357-379.

**Giustolisi, O. et Laucelli, D. (2005).** Improving generalization of artificial neural networks in rainfall-runoff modelling. *Journal des sciences hydrologiques* 50(3) 439-457.

**Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux. (1939).** Cemagref Groupement Antony. Division « Hydrologie, hydraulique fluviale et souterraine ».

**Kabouya, M. (1990).** Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale. Thèse de Doctorat, Université Paris Sud Orsay, 347 pages.

**Kabouya, M. et Michel, C. (1991).** Estimation des ressources en eau superficielle aux pas de temps mensuel et annuel, application à un pays semi-aride. *Revue des Sciences de l'Eau*, 4(4) : 569-587.

**Lelay, M. (2002).** Caractérisation hydrologique et simulation numérique des écoulements sur le bassin de la haute vallée de l'Ouémé (Bénin). Mémoire de DEA, Université Joseph Fourier

**Loumagne, C., Chkir, N., Normand, M., Ottlé, C. et Vidal-Madiar, D. (1996).** Introduction of the soil-vegetation-atmosphere continuum in a conceptual rainfall-runoff model. *Journal des sciences hydrologiques* 41(6) 889-902.

**Lucibello, R. (2003).** Simulation de la ressource en eau sur un petit bassin versant sahélien : évaluation de la transposabilité d'un modèle hydrologique. Mémoire de DEA, Université Montpellier II

**Makhlouf, Z. (1994).** Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Doctorat. Université de Paris XI Orsay / Cemagref (Anthony), 228 pages.

**Makhlouf, Z. et Michel, C. (1994).** A two parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology*, 162, 299-318.

**Michel, C. (1983).** Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre. *La Houille Blanche*, 1, 39-44.

**Minns, A. W. et Hall, M. J. (1996).** Artificial neural networks as rainfall-runoff models. *Journal des sciences hydrologiques* 41(3) 399-417.

**Moore, R. J. , and Clarke, R. T. (1981).** A distribution Function Approach to Rainfall Runoff Modeling. *Water Resources Research*, vol 17, n°5, Oct.81, PP. 1367-1382.

**Mouelhi, S. (2003).** Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Thèse de Doctorat, ENGREF, Cemagref Anthony, France, 323 pages.

**Musy, A. et Soutter, M. (1994).** Physique du sol. Collection 'Gérer l'environnement'. Presse Polytechnique et Universitaire Romande.

**Nascimento, N.O. (1991).** Adaptation d'un modèle conceptuel journalier (GR3J) aux bassins versants de cours d'eau intermittents. Mémoire de DEA ENPC, ENGREF, Université Paris Val de Marne. 89 pages.

**Nascimento, N. O. (1995).** Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. Thèse Doctorat, CERGRENE / ENPC, Paris, France, 550 pages.

**Nash, J.E. et Sutcliffe, J.V. (1970).** River flowforecasting through conceptual mdels. Part I. A discussion of principles. Journal des sciences hydrologiques X(3) 282-290.

**Perrin, C. (2000).** Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de Doctorat, Cemagref Antony, Institut National Polytechnique de Grenoble, 530 pages.

**Perrin, C. (2002).** Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. La Houille Blanche 6/7.

**Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V. (2003).** Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. Journal of Hydrology 279(1-4), 275-289.

**Solomatine, D. P. et Dulal, K. N. (2003).** Model trees as an alternative to neural networks in rainfall-runoff modeling. Journal des sciences hydrologiques 48(3) 399-411.

**Sow, A. A. (1984).** Pluie et écoulement fluvial dans le bassin du fleuve Sénégal. Contribution à l'hydrologie fluviale en domaine tropical humide africain. Thèse de Doctorat de 3<sup>è</sup> cycle de Géographie physique, Université Nancy II, 442 pages.

**Uhlenbrook, S., Seibert, J., Leibundgut, C. et Rodhe, A. (1999).** Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems in identifying model parameters and structure. Journal des sciences hydrologiques 44(5) 779-797.

## **ANNEXES**

Si  $P \geq E$  on a :

- le premier jour:

$$\begin{aligned} Pn &= P - E \\ En &= 0 \\ Ps &= \frac{Pn \left[ 1 - \left( \frac{S}{X1} \right)^2 \right]}{1 + \frac{Pn}{X1} \left( 1 + \frac{S}{X1} \right)} \end{aligned}$$

$$s = s + Ps - Es = S = Ps \text{ car } Es = 0$$

$$Es = \frac{En \frac{S}{X1} \left[ 2 - \frac{S}{X1} \right]}{1 + \frac{En}{X1} \left( 2 - \frac{S}{X1} \right)} = 0$$

$$Perc = S \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{4}{9} \cdot \frac{S}{X1} \right)^4 \right]^{-0,25} \right\}$$

$$\frac{S}{X1} = \frac{S - Perc}{X1}$$

$$Pr = Perc + (Pn - Ps)$$

$$\frac{R}{X3} : \text{taux de remplissage initial}$$

$$F = X2 \times \left( \frac{R}{X3} \right)^{3,5}$$

$$V_{11} = Pr \times 0,9 \times Y(HU_{1,1})$$

$$V_{12} = Pr \times 0,9 \times Y(HU_{1,2})$$

$$V_{110} = Pr \times 0,9 \times Y(HU_{1,10})$$

$$V_{21} = Pr \times 0,1 \times Y(HU_{2,1})$$

$$V_{22} = Pr \times 0,1 \times Y(HU_{2,2})$$

$$V_{220} = Pr \times 0,1 \times Y(HU_{2,20})$$

$$\frac{R}{X3} = \text{Max} \left[ 0; \frac{R}{X3} + \left( \frac{V_{11} + F}{X3} \right) \right]$$

$$Qr = \frac{R}{X3} + X3 \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{R}{X3} \right)^4 \right]^{-0,25} \right\}$$

$$\frac{R}{X3} = \frac{R}{X3} - \frac{Qr}{X3}$$

$$Qd = \text{Max}(0; V_{21} + F)$$

$$Q = Qr + Qd$$

- le deuxième jour

$$\begin{aligned}\frac{S}{X1} &= \left(\frac{S}{X1}\right) \\ \frac{R}{X3} &= \left(\frac{R}{X3}\right) \\ V_{11} &= V_{12} + Pr \times 0,9 \times Y(HU_{1,1}) \\ V_{12} &= V_{13} + Pr \times 0,9 \times Y(HU_{1,2}) \\ V_{110} &= Pr \times 0,9 \times Y(HU_{1,10}) \\ V_{21} &= V_{22} + Pr \times 0,1 \times Y(HU_{2,1}) \\ V_{22} &= V_{23} + Pr \times 0,1 \times Y(HU_{2,2})\end{aligned}$$

$V_{220} = Pr \times 0,1 \times Y(HU_{2,20})$   
-le troisième jour, on procède comme au 2<sup>ème</sup> jour et ainsi de suite...

$$\begin{aligned}Si P &< E \\ En &= E - P \\ Pn &= 0 \\ Ps &= 0 \\ Es &= \frac{En \frac{S}{X1} \left(2 - \frac{S}{X1}\right)}{1 + \frac{En}{X1} \left(2 - \frac{S}{X1}\right)} \\ S &= S + Ps - Es = S - Es \\ Perc &= S \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{4}{9} \times \frac{S}{X1} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\} \\ \frac{S}{X1} &= \frac{S}{X1} - \frac{Perc}{X1} \\ Pr &= Perc + Pn - Ps = Perc \\ \frac{R}{X3} &= \text{Max}(0; \frac{R}{X3} + \frac{V_{11} + F}{X3}) \\ F &= X2 \times \left(\frac{R}{X3}\right)^{3,5}\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}V_{11} &= V_{12} + Pr \times 0,9 \times Y(HU_{1,1}) \\ V_{12} &= V_{13} + Pr \times 0,9 \times Y(HU_{1,2}) \\ V_{110} &= Pr \times 0,9 \times Y(HU_{1,10}) \\ V_{21} &= V_{22} + Pr \times 0,1 \times Y(HU_{2,1}) \\ V_{22} &= V_{23} + Pr \times 0,1 \times Y(HU_{2,2})\end{aligned}$$



$$\begin{aligned}
 V_{220} &= Pr \times 0,1 \times Y(HU_{2,20}) \\
 Qr &= \frac{R}{X3} \times X3 \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{R}{X3} \right)^4 \right]^{-\frac{-1}{4}} \right\} \\
 \frac{R}{X3} &= \frac{R}{X3} - \frac{Qr}{X3} \\
 Qd &= \text{Max}(0; V_{21} + F) \\
 Q &= Qr + Qd
 \end{aligned}$$