

**UN MODELE NATURALISTE ET AUTOMATIQUE POUR
LES ZONES CLIMATIQUES DEFICITAIRES**

D.Ibiza H.Lubes

CENTRE ORSTOM DE MONTPELLIER

ORSTOM

. Unité de Recherche:2B Laboratoire d'Hydrologie

17/11/91

UN MODELE NATURALISTE AUTOMATIQUE POUR LES ZONES CLIMATIQUES DEFICITAIRES

D.Ibiza, H. Lubes

I- INTRODUCTION

On a pu observer ,ces dernières années, un certain attrait pour les modèles globaux journaliers à calage automatique . Cependant un certain nombre de ces modèles sont établis à partir de concepts généraux assez flous et des fonctions mathématiques obscures qui sont passablement éloignés du comportement naturel du bassin versant. L'argument avancé pour justifier ces modèles est que le mode calage automatique impose des contraintes mathématiques au niveau des différentes fonctions qui doivent être "harmonieuses" entre elles pour permettre un bon fonctionnement du programme . L'impératif d'une certaine compatibilité mathématique des différentes fonctions du modèle est indiscutable pour ce genre de calage mais la question qui se pose est de savoir si cette contrainte interdit vraiment toute tentative légitime de vouloir décrire sous une forme simple et claire les différents processus physiques observés en hydrologie, selon la démarche la plus naturaliste possible sans, pour autant, sacrifier à la qualité du résultat de la simulation.

Le modèle que nous proposons tente de réaliser ce difficile compromis. Il est automatique mais néanmoins résolument naturaliste, et plutôt spécialisé pour les zones climatiques déficitaires (Rapport de la pluie Pluie annuelle/Evaporation $Bac < 1$). La discussion du chapitre 4 sur la signification physique des paramètres obtenus par calage automatique doit permettre de juger de la réussite de l'entreprise.

1.1 LES SPECIFICITES DU MODELE AUTOJOUR

La logique hydrologique de ce modèle est organisée à partir de cinq concepts qui correspondent à une perception simplifiée de phénomènes observés ces dernières années:

- par des mesures hydropluviométriques sur bassins versants: Taï (Casenave ,1980), Booro (Chevallier,1988), Ambatomainty (Ibiza,73-76), Bassins Nord Tunisie (Ibiza,1983), Sakassou (Lafforgue,1982).

- par des mesures ponctuelles d'humidité neutronique, piézométriques, etc..(mêmes références.).

Les principales originalités de ces modèles sont:

- Un calcul très performant de l'ETR . Cette grandeur est calculée dans un réservoir de dimension variable, qui croît progressivement avec le saison des pluies, simulant ainsi la progression, dans le sol, du front d'humidité. (Ibiza,1984,3)

- Une dissociation dans le fonctionnement du bassin, qui fait apparaître un comportement éventuel particulier du bassin amont ,peu actif ,ou pas actif, mis en évidence par les résultats des dernières études hydrologiques entreprises en zones climatiques de transition ,ou même plus humides.

- Le bassin aval actif est lui même dissocié en deux zones homogènes de comportement différent: Une zone à horizon sous-racinaire imperméable qui produit du drainage interne oblique et une zone à drainage interne vertical qui alimente la nappe.

- Un mode de séparation très simple des différents écoulements.

-Dans ce modèle le concept "de refus à l'infiltration" qui décrivait la saturation progressive des sols sous l'effet de la remontée de la nappe (Ibiza,1984,2) a été abandonné, apparemment sans perte de qualité de la simulation. Ce concept était en effet trop compliqué, même s'il correspondait à des phénomènes réels. Il faisait appel à la notion de "plafond" de la nappe, représenté par une cote fictive HN_0 , au dessus duquel la nappe "débordait". La signification physique de cette cote de débordement était assez délicate et faisait appel à des notions d'organisation structurelle du bassin nécessitant une recherche topographique fine.

1.2 LES AVANTAGES ET LES INCONVENIENTS DU CALAGE EN MODE AUTOMATIQUE

1.2.1 Les limites d'application d'un modèle global

L'application des modèles à calage automatique globaux est limitée. On a tout avantage en effet à traiter en mode distribué les grands bassins dont des précipitations hétérogènes augmentent généralement avec l'altitude, tandis que l'ETP décroît, pour sa part, sensiblement avec la température et avec l'ensoleillement des zones d'altitude. L'opérateur de transfert Pluie-Débit n'est pas linéaire et il est nettement préférable de faire une moyenne pondérée des débits plutôt que de faire cette moyenne sur les pluies. Dans les régimes où les précipitations sont orageuses, et donc localisées dans l'espace, la notion de pluie moyenne perd très rapidement toute signification.

1.2.2 Les particularités des fonctions de calage automatique

Les fonctions d'optimisation automatique font varier un seul paramètre à la fois. Cette logique n'est pas très satisfaisante pour les modèles hydropluviométriques qui sont basés sur le principe du bilan hydrique. La variation d'un paramètre de volume, par exemple, entraîne un déséquilibre du bilan qui risque de produire une baisse de la valeur de la fonction critère, même si cette variation a été faite dans le bon sens. Il faudrait pouvoir faire varier deux paramètres de volume à la fois pour conserver l'équilibre du bilan.

L'expérience montre que la fonction de Rozenbrock se sort néanmoins assez bien d'une logique de fonctionnement complexe, comme, par exemple, une logique qui fait intervenir de façon interactive le niveau de la nappe sur les conditions d'infiltration en entrée du bassin. Dans ce cas, elle procède plutôt par tâtonnement que d'une façon logique et la convergence est plus longue.

La mise au point d'un modèle à calage automatique est assez délicate. Elle est surtout une affaire d'expérimentation et de patience.

II DESCRIPTION DU MODELE

2.1. UNE TECHNIQUE DE CALCUL PERFORMANTE DE L'ETR, DANS L'HORIZON RACINAIRE DE SURFACE . (fig.1)

2.1.1 CALCUL DE L'ETR

L'ETR est souvent la partie la plus importante du bilan hydrique et il est nécessaire de la calculer avec soin.

L'ETR ER_1 est calculée à partir du déficit D dans un réservoir variable DU qui simule la partie réhumidifiée du sol. Cette méthode permet de traduire le "phénomène des pluies perchées" c'est-à-dire qu'elle prend en compte le fait que l'ETR est pratiquement égale à l'ETP après une averse même si cette averse survient en début de saison des pluies, alors que le déficit qui s'est créé dans l'horizon racinaire au cours de la saison sèche précédente n'est pas encore entièrement réduit.

DU augmente progressivement avec les pluies jusqu'à ce que l'horizon racinaire de dimension DEFMAX soit entièrement réhumidifié et DEFMAX est la limite supérieure de DU.

Appelons PD la fraction d'eau qui pénètre dans l'horizon racinaire et EV l'ETP. Il y a deux modes de calcul suivant que PD est $< EV$ ou $> EV$. Dans les deux cas l'ETR est proportionnelle à la quantité d'eau $DU-D$ qui se trouve dans le réservoir de taille variable DU. Elle se calcule par la formule $ER1 = EV(DU-D)/DU$. Comme $ER1 = -d(DU-D)/dt$, cette formule est l'expression différentielle de la fonction exponentielle:

$$ER1 = EV \cdot \exp^{-EV/DU \cdot t}, \text{ avec EV et DU variables dans le temps.}$$

On a :

ASSECHEMENT: $(PD < EV)$

$$ER1 = EV \cdot (DU-D)/DU$$

$$D = D(\text{initial}) + ER1 - PD$$

REHUMIDIFICATION: $(PD \geq EV)$

$$DU = (DU(\text{initial}) - D) + PD - ER1$$

(ER1 est l'ETR de la veille)

$$D = 0$$

$$ER1(\text{du jour}) = EV \cdot (DU-D)/DU$$

Le déficit total du sol D2 est : $D2 = D + (DEFMAX - DU)$.

2.1.2 LE PARAMETRE CLIMATIQUE DE RAPIDITE DE L'AVERSE CLIM

La fraction de ce déficit reconstitué pendant l'averse dépend de la brutalité de l'averse, donc du climat. Cette fraction D1 de D2, prise en compte dans le modèle pour la détermination des conditions initiales d'humidité du sol dépend d'un paramètre climatique CLIM.

$$D1 = CLIM \cdot D2$$

CLIM est un paramètre du programme, mais on verra de quelle façon on peut le rattacher aux courbes intensité-durée des averses.

Cette technique de calcul, à un paramètre, qui est DU0 ou DEFMAX (RFU), est à la fois très simple et très proche de la réalité physique et donne d'excellents résultats.

Le paramètre DEFMAX est la capacité maximale de stockage de l'horizon racinaire de surface

2.1.3. HETEROGENEITE SPATIALE DE L'HORIZON VEGETAL. (fig 2)

2.1.3.1) Deux réserves d'humidité accessibles à l'évaporation: L'horizon racinaire et les disponibilités profondes

Toutes les pluies produisent sur le bassin un peu d'écoulement quelque soit l'état d'humidité initial de l'horizon racinaire. Ce résultat peut être attribué au comportement particulièrement actif de certaines zones du bassin. La répartition spatiale de l'horizon racinaire doit pouvoir être grossièrement représentée par une courbe de type "gaussique", mais plus ou moins dissymétrique.

Elle est représentée dans ce modèle par deux capacités de stockage différentes. La première, DEFMAX, représente le prélèvement en surface de la plus grande quantité des racines courantes. La deuxième capacité DU2 représente une disponibilité profonde supplémentaire accessible au prélèvement des racines profondes de la végétation pérenne et plutôt arborée.

Les fonctionnements des deux capacités de stockage sont très différents (CF par 2.4.1). Le stockage de surface DEFMAX recouvre tout le bassin ou presque (cf 2.3.3) alors que la capacité de stockage DU2 n'est présente que sur la partie peu active amont du bassin.

La particularité essentielle de cette deuxième capacité profonde est que son déficit n'influence pas la production d'écoulement de surface.

2.1.3.2 Hétérogénéité spatiale de l'horizon racinaire de surface

(DEFMAX)

On admet que l'horizon racinaire ne recouvre le bassin que sur une fraction X du bassin. La fraction $(1 - X) * P_{JPA}$ de l'averse produit directement de la pluie disponible. Cette technique permet de "renflouer" un peu les années sèches et les mois secs. La valeur de X est comprise entre 0,7 et 1. Des valeurs courantes de 0,8 ou 0,9 fournissent souvent de bons résultats.

2.2. LES DIFFERENTS COMPORTEMENTS DES PRINCIPALES ZONES HOMOGENES.

2.2.1 LA POTENTIALITE D'EMMAGASINEMENT PROFOND DU BASSIN AMONT PEU ACTIF DE SUPERFICIE P1

On peut observer sur certains bassins, dans certaines conditions une "disparition des écoulements", par rapport aux différents termes du bilan. Sur les petits bassins, inférieurs à 2 KM², les exutoires ne recoupent pas forcément tous les écoulements, comme d'ailleurs les parcelles plus ou moins ponctuelles de ruissellement. Cette disparition peut par contre difficilement s'expliquer de cette façon sur les grands bassins, surtout lorsqu'il sont étanches. La contribution des nappes profondes est en effet habituellement faible, sauf dans le cas d'une macro-organisation du sous sol, comme par exemple dans les Kartzs et les grès.

Les études récentes: Taï (Casenave, 1980), Booro (Chevallier, 1988), Sakassou (Lafforgue, 1982), ont, par contre, mis en évidence des possibilités de stockage intermédiaire profond, accessibles aux racines profondes des espèces arborées pérennes, dans des sortes de poches ou micro nappes qui ne sont pas en contact avec la rivière. Ce comportement est plus particulièrement celui du bassin amont qui est habituellement peu actif et qui apparaît, à peu de chose près, comme "déconnecté" de la rivière.

Cette potentialité de stockage profond, reprise par ETR, ne peut cependant exister que sous l'action combinée d'un certain nombre de facteurs.

- Climat à saison fortement déficitaire pour permettre une reprise par ETR et un assèchement de cette potentialité de stockage.

- Végétation pérenne arborée, sèche ou mésophile, forêt ou arbustes à enracinement profond, bien adaptée à la sécheresse. Ce type de végétation qui occupe en principe la partie amont du bassin devrait être très spécifique de cette partie P1 et parfaitement identifiable, sur des photos, par exemple.

- Les études citées et plus particulièrement celle de Booro évoquent la présence en amont d'un certain type de sol rouge, argileux non gonflant, appelé "argile pseudo-sable" qui a la particularité d'avoir, à la fois, la forte capacité de stockage des argiles tout en restant bien drainant parce qu'ils sont fortement structurés. Ces sols, qui sont miraculeux pour les agronomes sont le casse-tête des hydrologues parce qu'ils sont responsables des "disparitions occultes" d'écoulement. Les sols sableux n'ont pas, en effet, le même comportement, parce que leur capacité de rétention est pratiquement nulle (Le bassin plus sableux de Korhogo, et non boisé en amont ne provoque pas de telles disparitions d'écoulement).

2.2.2 LES DEUX TYPES D'ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS DU BASSIN AVAL ACTIF: TARISSEMENT ET DRAINAGE OBLIQUE.

2.2.2.1 ZONES A DRAINAGE OBLIQUE

Certaines zones du bassin correspondent à un faciès pédologique constitué d'un horizon racinaire clair, plus ou moins perméable, sur un horizon profond imperméable, d'origine hydromorphe et résultant généralement d'un enrichissement en "plasma du sol" résultant des migrations de ce "plasma" provenant de l'amont. On les retrouve souvent dans les bas de versant, en bordure de la nappe de bas fond. Au contraire des argiles squelettiques non gonflantes de l'amont, ces argiles sont gonflantes et totalement imperméables lorsqu'elles sont réhumidifiées

Ces zones produisent un drainage interne oblique que nous avons décrit, d'un point de vue quantitatif, dans des articles précédents (Ibiza, 1984, 2). La "durée" de cet écoulement est de 5 à 10 jours (on appelle "durée" d'une dynamique exponentielle le temps que met la variable à décroître dans des proportions de 1 à 0,1).

Le drainage oblique, écoulement assez retardé, diffère de l'écoulement "hypodermique" proprement dit, qui est du drainage externe, qui se produit seulement pendant 10 heures après la pluie environ, et qui est considéré comme de l'écoulement rapide au pas de temps journalier.

2.2.2.2 ZONES A DRAINAGE VERTICAL

D'autres zones, plus perméables en profondeur, produisent un drainage vertical qui alimente les nappes selon un processus plus classique.

Ces différents comportements typiques sont représentés d'une façon très stylisée sur la figure 3.

2.3 PARTAGE ENTRE ÉCOULEMENT RAPIDE ET ÉCOULEMENT LENT

2.3.1 CORRELATION GLOBALE

On observe généralement une bonne corrélation entre écoulement rapide (ruissellement + ressuyage rapide externe) et la pluie disponible (Pluie - quantité d'eau interceptée dans l'horizon racinaire). Cette corrélation non linéaire se présente sous la forme d'une courbe qui devrait tendre vers une asymptote parallèle à la première bissectrice, puisque l'infiltration tend vers une constante lorsque la pluie disponible augmente. La confirmation expérimentale de cette tendance asymptotique pour les fortes pluies n'est cependant pratiquement jamais obtenue de façon formelle. On constate par contre que la courbe passe par l'origine en raison de l'hétérogénéité spatiale du bassin et de l'averse avec une pente à l'origine plus ou moins nulle.

Elle est représentée ici par trois tronçons de droite (Fig. 4b).

- le premier, confondu avec l'axe des x, de longueur FNI représente la part de l'eau disponible qui percole totalement. FNI peut être nulle si la zone la plus imperméable du bassin est totalement imperméable lorsque l'horizon racinaire est réhumidifié.

- le deuxième de pente Q, traduit la perméabilité "en grand" du bassin. Q, qui varie de 0 à 1, est le coefficient d'écoulement rapide du bassin.

- le troisième parallèle à la première bissectrice, est positionné par le paramètre FN.

Ce concept d'ordre statistique est traduit par l'analogie mécanique d'un réservoir dit "de partition" qui peut produire de l'écoulement rapide, soit par débordement (partie de la courbe parallèle à la première bissectrice), soit par vidange par un orifice (bouchon poreux) de coefficient Q et de hauteur FNI.

2.3.2 ZONE HOMOGENE

On fait l'hypothèse que le comportement d'une zone homogène peut être représentée sous la forme simplifiée de deux tronçons de droite, comme sur la figure 4.a

- L'un confondu avec l'axe des abscisses de longueur FN donnant un écoulement rapide nul.

- L'autre de pente égale à 1.

Ce comportement est bien celui d'une zone homogène au niveau des infiltrations instantanées, mais il correspond à une vision très simplifiée du comportement moyen de l'infiltration sur une période cumulée d'une journée, avec des précipitations d'intensité variable.

La combinaison de deux zones homogènes, l'une perméable, de seuil FN, et l'autre plus imperméable de seuil FNI va produire le schéma de la figure 4 b. Dans ces conditions, Q prend une signification physique puisque $Q = A_i$, fraction de la zone homogène imperméable.

2.3.3 PARTIE DU CALCUL COMMUNE A TOUTES LES ZONES

- La corrélation composée sur l'ensemble du bassin peut, dans cette hypothèse, être représentée par un ensemble de tronçons de droite de pente croissante, dont la dernière de pente égale à 1 est égale à H_0 , qui correspond au seuil d'infiltration de la zone la plus perméable. Cette conception, qui est valable pour l'ensemble du bassin est valable également pour le bassin amont, réputé non actif, et qui est vraisemblablement la zone la plus perméable. On choisit de prendre $H_0 = DEFMAX$, ce qui habituellement à un seuil habituellement élevé.

La quantité totale pour obtenir le débordement du réservoir de partition H_0 est : $E_0 = D_1 + H_0$. D_1 a été calculé au paragraphe 1.2.

La quantité de débordement pour les pluies exceptionnelles est:

$$EC = A_{MAX} \cdot (0, X \cdot A \cdot P_{JPA} - E_0)$$

P_{JPA} est la pluie régionale du jour. Elle est corrigée par le coefficient A de passage entre la pluie régionale à la pluie moyenne du bassin. A vaut 1 lorsque on a la pluie moyenne du bassin. EC est pratiquement toujours nul

La hauteur H d'eau disponible dans le réservoir de partition est:

$$H = A_{MAX} \cdot (0, X \cdot A \cdot P_{JPA} - D_1 - EC)$$

La quantité PD qui entre dans le réservoir DEFMAX est:

$$PD = X \cdot A \cdot P_{JPA} - H - EC$$

Le complément d'écoulement rapide RS, qui vient s'ajouter à EC, vaut : $RS = Q \cdot S_1$ avec $S_1 = A_{MAX} \cdot (0, S - FN)$ et la quantité d'écoulement qui percole EB vaut:

$$EB = S - RS$$

2.4. DESCRIPTION DU COMPORTEMENT DU BASSIN AMONT ,PEU ACTIF

La fraction P1 du bassin peu active est un paramètre du programme. P1 est en principe prévisible a priori.

La quantité d'eau disponible produite par cette fraction du bassin a la possibilité de se stocker dans un réservoir d'emmagasinement profond DU2MAX, dont l'état d'humidité n'influence pas les écoulements et qui se vidange par prélèvement supplémentaire par les racines profondes des plantes jusqu'à concurrence de la valeur EV-ER1.

DU2MAX se calcule par le programme par une évaluation du déficit total DU3MAX que la végétation est capable de prélever dans le sol. C'est la valeur cumulée maximale, calculée pendant la saison sèche, de la différence ETP-PLU, entre la valeur mensuelle de l'ETP et la valeur mensuelle de la pluie, tant que cette différence reste positive. $DU2MAX = DU3MAX - DEFMAX$.

Le bassin amont n'est pas entièrement inactif et il peut produire en théorie:

- un reliquat d'excédent d'écoulement rapide EC, pour de très fortes averses.
- un excédent ENAP obtenu par la saturation éventuelle du réservoir DU2MAX, qui est reversé sur le bassin aval actif.

En pratique ces deux éventualités sont faibles, parce que les deux valeurs de H0, ou DEFMAX, et DU3MAX sont très élevées.

2.5 DESCRIPTION DU COMPORTEMENT DU BASSIN ACTIF AVAL

2.5.1 Algorithme commun aux deux zones homogènes du bassin amont et aval

La quantité d'eau disponible sur le bassin aval, provenant du réservoir de partition, est:

$$S = H + (1-X) * A * P_{JPA} + ENAP / (1-P1)$$

Cette eau disponible, ramenée à la superficie du bassin actif, est partagée entre écoulement rapide et écoulement souterrain de façon différente sur chacune des deux grandes zones élémentaires.

2.5.2 Zone à drainage oblique: fraction P2 du bassin actif

L'expérimentation, avec des variantes précédentes du modèle, montre que cette zone est celle qui est relativement la plus imperméable avec des seuils FNI valant à peu près la moitié du seuil FN de la zone à infiltration verticale.

Nous avons choisi de faire l'amalgame de cette zone à drainage oblique au sens strict, qui est imperméable en profondeur, avec la zone du bassin qui devient totalement imperméable en surface lorsque l'horizon racinaire est réhumidifié. C'est le cas des vertisols, par exemple, qui produisent une interception considérable lorsqu'ils sont secs, en raison des fentes de retrait. (Ibiza, 1983).

Le comportement de cette dernière zone peut se représenter par la corrélation $EC = P_{disp}$. La combinaison de cette relation avec celle de la zone à drainage vertical au sens strict à la forme de celle de la figure 4 C avec une partie supérieure (lorsque $P_{disp} > FNI$) de pente égale à 1 et une partie inférieure de pente $Q = A_i$. Pour des raisons de simplification et d'économie du paramètre FNI, nous pensons pouvoir ramener cette relation à la forme ultra-simplifiée suivante: $EC = Q * S * P2$, si on ramène l'eau produite à la superficie du bassin aval. Q prend alors ici une signification physique indiscutable: c'est la fraction A_i de la zone P2 à drainage oblique, qui est imperméable en surface lorsque l'horizon racinaire s'est réhumidifié.

-La quantité d'écoulement rapide, avec les notations du modèle est: $RS1 = Q * P2 * S$

- l'eau qui percole pour fournir du drainage rapide vaut: $EBI = P2 * S - RS1$

- Le stockage de cette quantité EBI dans la nappe perchée, de niveau HN1, qui produit un écoulement EBA1 de drainage rapide de forme exponentielle, avec un coefficient de ressuyage R2, exprimé en Heure-1.

2.5.3 Zone à drainage vertical: Fraction 1-P2 du bassin actif

Cette zone se comporte comme une zone homogène de seuil FN (cf FIG. 3a.

- Production d'écoulement rapide:

$$RS2 = (1-P2) * (AMAX1(0, S-FN))$$

FN est le seuil d'infiltration de cette zone.

- quantité d'eau qui percole: $EB = S * (1-P2) - RS2$

La quantité percolée EB vient se stocker dans la nappe de niveau HNAP, qui produit un écoulement exponentiel de coefficient AL (exprimé en jour-1).

Les parties affleurantes de cette nappe, ou plutôt l'extension minimale de cette partie affleurante: rizières, lacs, marais, de superficie PMIN peuvent en outre restituer à l'atmosphère un surcroît d'évaporation, jusqu'à concurrence de ETP qui est puisé dans la nappe.

2.6 REGROUPEMENT DES ECOULEMENTS RAPIDES:

$$RS = RS1 + RS2$$

L'écoulement rapide, rapporté à la superficie totale du bassin vaut: $(1-P1) * RS$

2.7 LE TRANSFERT

Le modèle AUTOJOUR est, en principe, destiné à l'étude de petits bassins et le transfert est limité à un simple processus d'amortissement. Sur le modèle JOUR distribué, il est possible de procéder en plus d'un amortissement endogène à un décalage de jours entiers entre les différentes zones. L'amortissement est décrit par un processus de stockage et de déstockage d'une capacité de niveau HT et le coefficient de transfert est XT, paramètre du programme.

L'écoulement produit est: $EC1 = XT * (HT(\text{antérieur}) + EC + RS * (1-P1))$.

Le nouveau bilan s'écrit: $HT = HT + EC + RS * (1-P1) - EC1$.

L'écoulement total produit est: $ECT = EC1 + EBAS1 + EBAS2$

2.8 RECAPITULATION DES PARAMETRES

- Il y a sept à neuf paramètres, suivant le cas, à calage automatique. Ces paramètres sont: DEFMAX, FN, Q, AL, X, R2, P1, P2, CLIM. DEFMAX est un stockage (1/10ème de mm), FN est une intensité (1/10ème de mm/jour), P1, P2 et Q sont des fractions de surface, R2 et AL sont l'inverse d'un temps et CLIM est sans dimension.

- Il y a quelques paramètres précéterminés introduits en entrée:

- COEF : Coefficient de passage de l'ETP régionale à l'ETP du bassin. Ce coefficient est évalué par l'opérateur en fonction de la nature de ses sources d'information (bac, piche ect.), et, éventuellement, d'une correction par l'altitude .
- HNAPO: état initial du réservoir nappe. Le programme fournit les dix premières valeurs des débits observés et l'opérateur fixe le débit initial à partir de ces données.
- A : Coefficient de passage entre la pluie régionale et la pluie du bassin . Il se calcule à partir des isohyètes régionales. Lorsque la pluie moyenne du bassin est bien connue $A = 1$
- XT : Coefficient d'étalement de la crue en surface ou Coefficient de transfert de surface .
 $XT = AMAX1 (1, 24/TB)$. TB est la valeur estimée du temps de base par l'utilisateur en heures. Pour les petits bassins XT est généralement égal à 1.
- CLIM et P1 peuvent être également introduits comme valeurs en entrée ,prédéfinies par l'opérateur.
- PNMIN : pourcentage approximatif des lacs et marais. Il correspond à l'extension minimale , en saison sèche de la fraction affleurante de la nappe.
- DEFDEB : niveau initial du déficit de l'horizon végétal. Le programme borne automatiquement DEFDEB par DEFMAX. Un passage préalable à 100 itérations permet à l'opérateur de fixer la valeur de DEFDEB, en calant la valeur de la première lame mensuelle calculée sur la première lame mensuelle observée.

- paramètre implicite ou résorbé: $H_0 = DEFMAX$

2-8. FONCTION CRITERE ET DEROULEMENT DU PROGRAMME

Les fonctions critère sont basées, dans l'ensemble, sur le calcul de la moyenne pondérée, ou de la moyenne des carrés, de l'écart entre débits calculés et débits observés. Ce calcul se fait habituellement jour par jour.

Cependant, ce type de critère n'est pas bien adapté les petits bassins, parcequ'il existe souvent un décalage d'une 1/2 journée ou d'une journée entre les pluies et les écoulements de crue correspondants. Une des raisons de ce décalage est que les débits journaliers sont souvent calculés de 0 heure à 0 heures par les logiciels , alors que la pluie va en principe de 7 heures à 7 heures du matin. Le tableau TAB1 donne , à titre d'exemple , un de ces décalages rencontrés dans les fichiers.

TAB 1	BVNTUN1	
MOIS	PLUIE (mm)	DEBIT (l/s)
10	83.6	26.
10	54.5	2650.
10	10.7	645.

Ces décalages ont évidemment été conservés tels quels dans les fichiers, l'hydrologie étant , en fin de compte, l'art de contourner les difficultés.!

Le critère retenu a été établi sur des moyennes coulissantes pour tenter d'absorber ces décalages. Si Q5C est la moyenne coulissante sur cinq jours des débits calculés et Q5O la moyenne sur les débits observés, la fonction critère s'écrit alors, si n est le nombre de jours de la période :

$$F = [\sum_{i=1, n} ABS_i ((Q5C - Q5O)/QOMOY)] / (n-5)$$

Comme on le voit , il s'agit d'un critère plutôt volumique.

3- QUELQUES RESULTATS

Cette nouvelle version AUTOJOUR a été testée sur cinq petits bassins versants récemment étudiés par l'ORSTOM, situés dans des climats non tempérés les plus diversifiés possible de façon à montrer l'éventail d'utilisation de ce modèle.

3.1 DESCRIPTION RAPIDE DES BASSINS

BASSIN DE TAI. $S = 37,7 \text{ km}^2$, $IG = 8 \text{ km}^{-1}$ environ

-Forêt équatoriale dense humide .Climat équatorial de transition $P = 1890 \text{ mm}$.L'ETP (présumée!) vaut= 1450 mm,

BASSIN DE BOORO. $S = 1,36 \text{ km}^2$ $IG = 9 \text{ Km}^{-1}$

Savane boisée et forêt mesophile. Climat tropical de transition. $P = 1350 \text{ mm}$.
ETP(BAC) = 1600 mm .

BASSIN DE SAKASSOU $S = 26,2 \text{ km}^2$ $IG = 7,5 \text{ km}^{-1}$

Savane et forêt mesophile. Climat tropical de transition. $P = 1200 \text{ mm}$. ETP = 1350mm .

BASSIN DES OUTARDES (Mare d'Oursi). $S = 16,5 \text{ km}^2$. $IG = 6 \text{ km}^{-1}$

Sol nu et mil. Climat sahélien. $P = 400 \text{ mm}$. ETP = 3200 mm.

BASSIN DE SIDI BEN NACEUR AVAL (Tunisie septentrionale). $S = 14,9 \text{ km}^2$ $IG = 29 \text{ km}^{-1}$

Maquis de lentisques et 25% Eucalyptus. Climat méditerranéen humide $P = 850 \text{ mm}$. ETP = 1160 mm.

3.2 ELEMENTS DE BILAN

Les principaux éléments du bilan sur la période observée sont regroupés dans le tableau suivant.

LEGENDE	BOORO	BVNTUN1	OUTARDES	SAKASSOU	TAI
Période	84-88	73-78	76-80	72-76	78-80
Nb L.MENS	48	60	60	60	36
PLUIE(mm)	4946	3980	1769	5956	5430
E.OBS(mm)	374	924	353	532	1336
EC.CALC	353	900	356	522	1302

On voit que les écoulements ne constituent la plupart du temps qu'un terme mineur du bilan hydrique puisqu'ils sont souvent inférieurs à 10% de la pluie. Cette situation, fréquente en zone climatique déficitaire, rend délicate l'approche par bilan hydrique des écoulements.

Les autres résultats montrent que les années sèches sont très convenablement restituées. C'est un point important pour les calculs de projet qui s'appuient souvent sur les statistiques des années sèches.

3.3 CRITERES D'ADEQUATION MENSUELS ET JOURNALIERS

Les fichiers de sortie des lames mensuelles et des débits journaliers ont ensuite été traités par le programme "Crittout" de Dezetter. Nous reproduisons, dans le tableau ci-dessous, quelques uns des résultats obtenus: critère de Nash, différence relative de bilan sur l'ensemble de la période, coefficient de corrélation R

BASSINS	PROG	LAMES MENSUELLES			DEBITS JOURNALIERS	
		Nash	Bilan	R	Nash	R
BOORO	AUTJ	0.032	0.035	0.984	0.231	0.876
BVNTUN1	AUTJ	0.030	0.060	0.985	0.303	0.834
OUTARDES	AUTJ	0.123	0.060	0.941	0.572	0.717
SAKASSOU	AUTJ	0.078	0.070	0.961	0.234	0.878
TAI	AUTJ	0.054	0.010	0.972	0.286	0.848

3.3.1 RESULTATS MENSUELS

Ces résultats paraissent très bons, mais il convient de souligner qu'ils ne sont pas "trop bons"! Les populations de lames mensuelles, ainsi que celles des débits journaliers sont, en effet, très dissymétriques et une multitude de couples nuls ou presque nuls viennent exagérément "gonfler" les valeurs des coefficients de corrélation, de même qu'ils améliorent également les valeurs des critères de Nash. La surprenante qualité apparente de ces résultats est passablement illusoire. Le coefficient de corrélation, avec de telles populations, se comporte en effet à peu près comme une échelle logarithmique et les derniers points qui séparent R de 1 sont ceux qui sont les plus significatifs. L'expérience montre en effet que l'adéquation ne devient vraiment significative, aussi bien pour des applications pratiques que pour des applications théoriques, que pour des coefficients de corrélation supérieurs à 0,95.

La figure 5 montre la corrélation globale obtenue entre les lames calculées par ce modèle et les lames observées, tous bassins confondus.

3.3.2 ADEQUATION DES DEBITS JOURNALIERS

les critères obtenus sur les valeurs brutes des débits journaliers sont encore loin d'être excellents.

3.3.3 ADEQUATION SUR LES FORTS DEBITS REGROUPES PAR SEQUENCES PLUVIEUSES.

Afin d'éliminer la dispersion provoquée par les décalages évoqués au paragraphe 2.2, nous avons regroupés les débits journaliers par séquences pluvieuses, au moyen d'un petit programme. Ce programme rajoute les débits du lendemain aux débits des jours dont la pluie dépasse 5 mm. Le tableau suivant donne les résultats du programme "crittout" obtenus par les deux modèles sur ces débits regroupés. Le gain obtenu sur la qualité de l'adéquation est manifeste pour les deux modèles. ce gain est encore plus important que ne le montre les chiffres car les premières corrélations portaient sur le nombre total de jours observés soit $N \times 365$ jours, N étant le nombre d'années, alors que les deuxièmes critères ne portent que sur le nombre de séquences pluvieuses dont la pluie a dépassé 5 mm soit 100 à 200 couples au total

	BOORO	BVNTUN1	OUTARDES	SAKASSOU	TAI	
--	-------	---------	----------	----------	-----	--

AUTJ	0.055 0.974	0.031 0.984	0.235 0.914	0.192 0.905	0.092 0.956	Nash R
------	----------------	----------------	----------------	----------------	----------------	-----------

L'explication de cette amélioration tient en partie au choix d'une fonction critère, plutôt volumique, capable d' "avaler" un certain nombre de décalages éventuels entre débits OBS. et débits CALC, sans trop perturber la valeur des paramètres. Cette fonction critère n'est pas très sensible aux forts débits produits par les écoulements rapides. Le comportement au ruissellement du bassin qui est calé indirectement et les forts débits sont reconstitués à partir de ce comportement. Le modèle AUTOJOUR reconstitue une fiction plus vraie que la vérité erronée des chiffres!

La figure 6 représente les corrélations OBS-CALC des plus forts débits regroupés (Fig 6a) et bruts (Fig 6b) sur le bassin BVNTUN1.

4. DISCUSSION: SIGNIFICATION PHYSIQUE DES PARAMETRES

4.1 LE PARAMETRE P1, FRACTION PEU ACTIVE DU BASSIN

Le tableau qui suit donne les valeurs de P1 pour les différents bassins.

	BOORO	BVNTUN1	OUTARDES	SAKASSOU	TAI
P1	0.62	0.24	0.28	0.54	0,30

- La partie amont du bassin de BOORO, constituée de sols rouges argileux "pseudo-sable" ne produit pratiquement aucun écoulement. Cette partie vaut environ 65 %.

- Le bassin BVNTUN1 est assez homogène du point de vue de ses sols argileux et par sa végétation. Cependant une partie du bassin, 25% environ, a été reboisée en Eucalyptus dont l'enracinement est sensiblement plus profond que la végétation ordinaire. Ils sont capables de faire apparaître dans le sol des déficits de 350 mm ou plus.

- Nous n'avons pas d'information sur la végétation qui recouvre le "Glacis" du bassin des OUTARDES, qui est le facies prédominant de ce bassin.

- Sur Sakassou, le "Plateau", recouvert de forêt mesophile sur sols rouges argileux est pratiquement inactif. La superficie de ce "plateau" n'est pas connue sur le grand bassin, mais ce bassin n'est pas hiérarchisé et la superficie est du même ordre de grandeur que celle qui a été mesurée sur les petits bassins Ouest et Est. La moyenne sur ces bassins se situe entre 45% et 50 %.

- Sur le bassin de TAI, le bassin amont, réputé inactif, est de 15% environ. Sa superficie sensiblement inférieure à celle de P1. Les différents termes du bilan sont assez mal connus sur ce bassin: L'ETP a été entièrement évaluée à partir d'une fraction de l'ETP de SAKASSOU. La pluie a été vraisemblablement surestimée, ce qui est le plus souvent le cas, en forêt, lorsque la pluie est mesurée dans les clairières.

Dans l'ensemble ce paramètre P1 donne des valeurs proches de la superficie du bassin non active.

4.2 PARAMETRE CLIM DE RAPIDITE DE L'AVERSE

Nous avons reporté, dans le tableau qui suit, les valeurs de CLIM calculées par le modèle. Nous y faisons également figurer les valeurs du rapport $RINT = (P/24)/I(1h)$ pour caractériser la rapidité de l'averse. C'est le rapport de l'intensité de la pluie journalière, en mm/h, à l'intensité en 1 heure. Il a été calculé sur les courbes intensité-durée de fréquence annuelle, à partir des études de Brunet-Moret en Afrique de l'Ouest dont nous ne citons que celle de Côte d'Ivoire (1967). La corrélation est satisfaisante

	BOORO	BVNTUN1	OUTARDES	SAKASSOU	TAI
CLIM	0,37	0,56	0,34	0,44	0,40
RINT	0,07	0,166	0,05	0,07	0,07

Ce résultat est encourageant puisque le paramètre CLIM semble bien jouer le rôle qui lui a été assigné à priori. Si ce concept est à peu près juste, il faut croire que les autres ne sont pas entièrement faux!

On doit pouvoir prédéterminer la valeur de CLIM à partir de la relation obtenue par le calage graphique de la figure 7, même si cette approximation n'est pas parfaite. Tous les paramètres du modèle sont, en effet, plus ou moins interdépendants entre eux et le modèle doit pouvoir compenser dans le calage des paramètres, la valeur pas très juste d'un paramètre introduite à priori sans perte de précision.

4.3 LE PARAMETRE DEFMAX

Sur les bassins où la partie amont inactive est importante, la dimension de l'horizon racinaire DEFMAX n'a pas une grande signification physique, car il n'y a pas, dans la nature, une ligne en pointillé rouge pour séparer les deux types de stockage, en surface et en profondeur. Les valeurs de DEFMAX du tableau sont néanmoins assez vraisemblables.

	BOORO	BVNTUN1	OUTARDES	SAKASSOU	TAI
DEFMAX(mm)	296	160	55	274	190

4.3 LES PARAMETRES DE SEPARATION DES ECOULEMENTS

Les paramètres qui ont été calculés par le programme sont ceux qui caractérisent le comportement des deux principales zones homogènes de la partie aval du bassin.

	BOORO	BVNTUN1	OUTARDES	SAKASSOU	TAI
FN(mm)	60	109	5,6	73	104
Q	0,41	0,58	0,92	0,93	0,100
P2	0,52	0,96	0,99	0,42	0,66

Ces résultats méritent quelques commentaires:

Dans l'ensemble les seuils d'infiltration de la pluie disponibles FN sont passablement élevés sur les fractions du bassin à drainage vertical et qui alimentent une nappe. Seules les fortes précipitations ruissellent sur ces zones.

Les zones à drainage obliques sont évidemment les zones les plus actives du bassin et c'est encore plus vrai sur les grands bassins versants puisque l'écoulement résultant du drainage oblique peut alors être assimilé à de l'écoulement rapide par rapport à la durée de concentration du bassin. Ce sont elles qui produisent la plus grande partie des crues courantes. La paramètre P2 qui définit la grandeur de cette zone détermine l'aptitude au ruissellement du bassin. Ce paramètre peut être prédéterminé à partir de considérations cartographiques .

-Sur le bassin BVNTUN1, la fraction à drainage oblique P2 représente 96% du bassin actif. Ce résultat est normal puisque le bassin est pratiquement imperméable en profondeur à l'exception de quelques petites nappes insignifiantes dans des petites arènes de grès. La proportion entre écoulement rapide et drainage oblique, qui est fixée par Q, vaut 58%, alors que la valeur expérimentale correspondante a été évaluée à 50%. Si le bassin est dans l'ensemble imperméable en profondeur, il l'est beaucoup moins en surface en raison de la présence sur une bonne partie du bassin d'un "manteau sablo-argileux".

La partie aval active du bassin OUTARDES apparaît comme presque totalement imperméable, avec un coefficient Q de 92% et une valeur de P2 de 99%. Ce résultat est également prévisible pour un bassin sahélien (absence d'autre type d'écoulement que de l'écoulement rapide).

La zone à drainage oblique de Sakassou apparaît également comme passablement imperméable en surface (Q=0,93), ce qui limite à presque rien l'écoulement de drainage oblique. Il est un fait qu'il n'y a pas pratiquement pas de drainage oblique sur ce bassin.

Sur le bassin de BOORO, les trois zones homogènes du bassin actif se répartissent à peu près équitablement et représentent chacune environ 13% de la superficie totale. La zone totalement imperméable lorsqu'elle est réhumidifiée peut être identifiée à la zone indurée de mi-versant qui représente environ 10% du bassin. Une moitié du bas fond, vraisemblablement les pentes en aval de la rupture de pente, apparaît imperméable en profondeur et génératrice d'écoulement oblique.

La zone à drainage oblique du bassin de TAI est importante et elle a été évaluée à priori à partir de la carte pédologique. Elle représente 65% du bassin environ contre une valeur de P2 de 66%.

Nous ne savons pas tout sur ces bassins, mais les quelques informations descriptives et cartographiques que nous possédons, montre que les paramètres du modèle ont dans l'ensemble une bonne signification physique.

REMARQUE

Sur le bassin de Tai, la valeur du paramètre Q nulle n'a aucune signification physique. Sur ce bassin, en effet, presque tous les forts débits observés sont décalés d'une journée par rapport à la pluie comme le montre la séquence insolite du tableau ci-contre. Ce décalage quasi-systématique (pluies de nuit) finit par entraîner un mauvais calage du paramètre Q. Le modèle supprime les débits rapides au profit des débits de drainage oblique pour mieux représenter les débits observés qui sont artificiellement retardés d'une journée. Il en résulte une sous-estimation des forts débits.

DEBIT (M3/S)	TAI
	PLUIE mm
615.00	551.0
5170.00	.0
1870.00	476.0
8940.00	4.0
2270.00	402.0
7200.00	.0
1200.00	.0
764.00	465.0
7380.00	.0

5 CONCLUSION

- Le AUTOJOUR donne déjà d'excellents résultats, statistiquement utilisables, aussi bien pour des applications pratiques que théoriques. Nous ne savons pas s'il est possible de faire mieux, mais il faudrait, pour commencer, que l'image des débits observés soit bonne et corresponde bien à la période de lecture des pluies. Nous venons de voir, à propos de TAI, qu'un décalage trop systématique entre débits observés et débits calculés risque d'entraîner un mauvais calage des paramètres et une sous-estimation des forts débits calculés. Il y a indiscutablement un effort à faire au niveau des logiciels de traitement qui devraient pouvoir calculer les débits journaliers sur n'importe quelle période de 24 heures. Fort heureusement, la distinction entre écoulement rapide et écoulement de drainage oblique, n'est pas un concept essentiel sur les grands bassins.

- Dans les zones climatiques déficitaires ($P \text{ an.}/ETP(\text{bac}) < 1$), nous n'avons pas réussi à montrer l'efficacité du concept de réduction de l'infiltration sous l'effet de la remontée de la nappe qui viendrait s'ajouter au processus classique de réhumidification des sols en surface et nous l'avons abandonné pour des raisons de simplicité. Par contre, la séparation des écoulements souterrains en deux types: drainage oblique et tarissement des nappes apparaît comme indispensable. Dans cette dernière analyse, le choix des bornes des coefficients de ressuyage et de tarissement R_2 et AL , joue un rôle essentiel.

- Les algorithmes de calcul de AUTOJOUR sont à la fois clairs, robustes et représentatifs du comportement naturel des bassins. Ils permettent des développements théoriques et naturalistes. Un modèle naturaliste, dont les paramètres peuvent s'évaluer à partir d'observations de terrain ou d'une analyse cartographique fait plus que de donner des résultats: il analyse le bassin et interprète son fonctionnement et c'est une première étape vers la prédétermination totale des écoulements ou vers une semi-prédétermination des paramètres dans un modèle distribué, qui est la seule technique de modélisation possible des grands bassins versants. A qualité de restitution égale, il semble qu'il soit plus avantageux, à tous les points de vue, de comprendre quelque chose au fonctionnement du bassin ou, en tout cas, de faire croire qu'on a compris!

BIBLIOGRAPHIE

BRUNET-MORET Y. (1967) Etude générale des averses exceptionnels en Afrique Occidentale. République de Côte d'Ivoire.

CASENAVE A. (1980) Etude hydrologique des bassins de Taï. Ronéoté

CHEVALLIER Pierre (1988) Complexité hydrologique du petit bassin versant. Thèse, académie de Montpellier

COMBES V. (1985) Paramétrisation de modèles conceptuels d'un bassin versant ... Thèse de doctorat à l'USTL. Montpellier

DEZETTER A. (1991) Modélisation globale de la relation Pluie-Débit. Application en zone de savane soudanaise. Thèse de doctorat à l'USTL. Montpellier

IBIZA D. (1973-1976) Bilans hydriques sous prairies naturelles et artificiel les. Orstom multigraphié.

IBIZA D. (1983) Analyse et modélisation des écoulements sur des bassins dans le Nord Tunisien. Orstom multigraphié.

IBIZA D. (1984) .2 Etude de l'infiltration au pas de temps journalier sur des petits bassins versants. refus à l'infiltration par saturation des réserves souterraines. 3. Une fonction de production aux petits pas de temps *Cah. Orstom, Sér. hydro. Vol. XXI n°3*

IBIZA D. (1987) Transfert de surface: étude systématique du temps caractéristique θ sur des bassins en zone intertropicale de 2 à 2000 Km²

LAFFORGUE Alain (1982) Etude hydrologique des bassins versants de Sakassou. Travaux et documents de l'Orstom

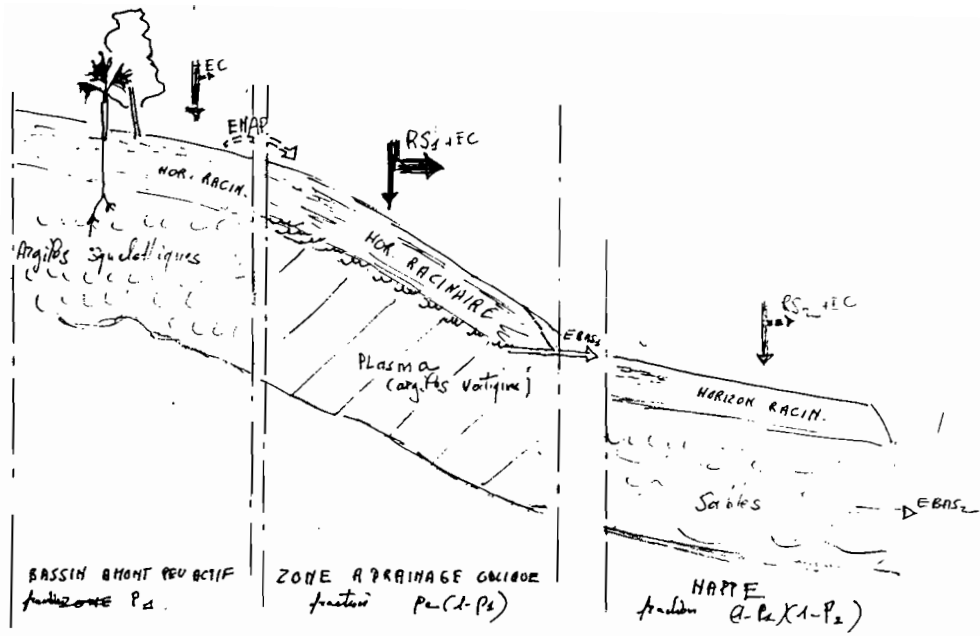
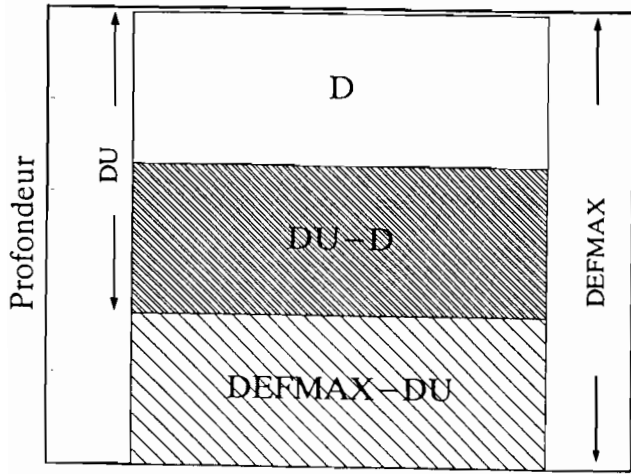


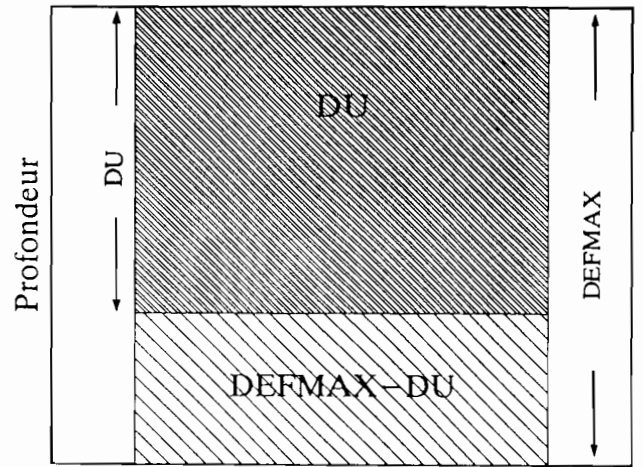
fig 3

les différents compartements typiques
des différentes zones homogènes.



- ▨ Zone encore asséchée
- ▩ Stock actuel dans DU
- Déficit dans DU

1a. Période d'assèchement



- ▨ Zone encore sèche du sol
- ▩ Front de réhumidification DU

1 b. Période de réhumidification

Fig 1. Calcul général de l'évaporation

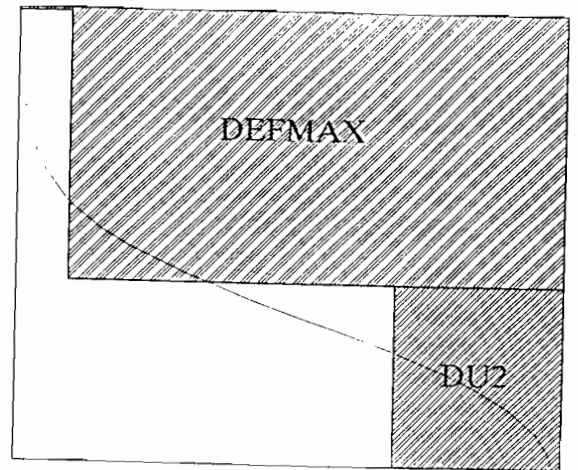


FIG 2. Hétérogénéité de l'horizon racinaire

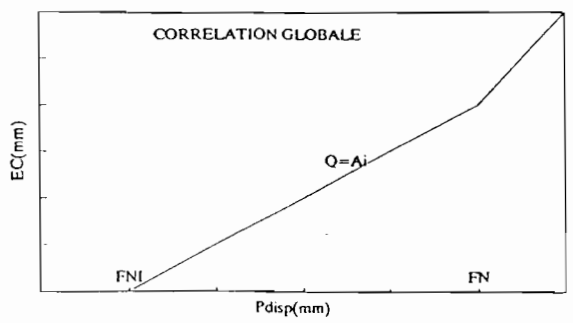
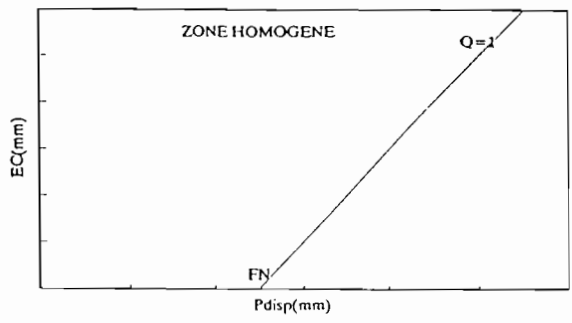


FIG 4 a

FIG 4 b

FIG 4. Corrélation entre écoulements rapides et pluie disponible

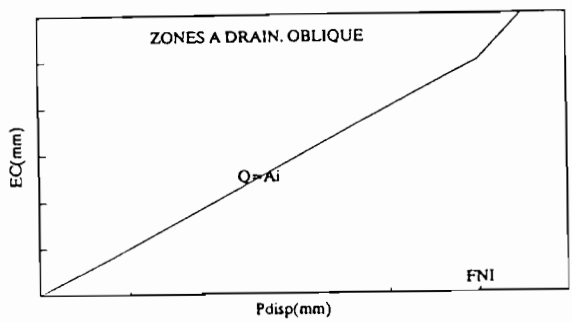


Figure 4 C

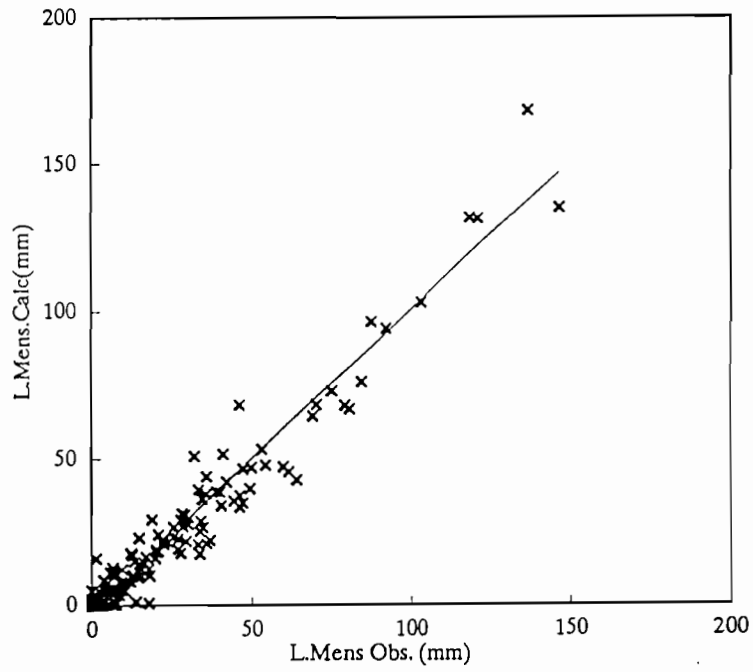
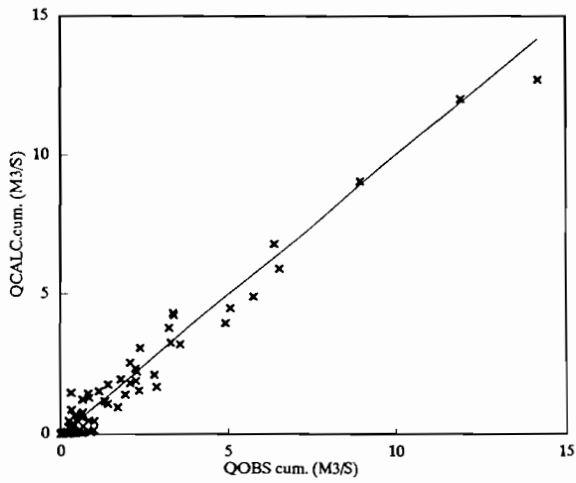
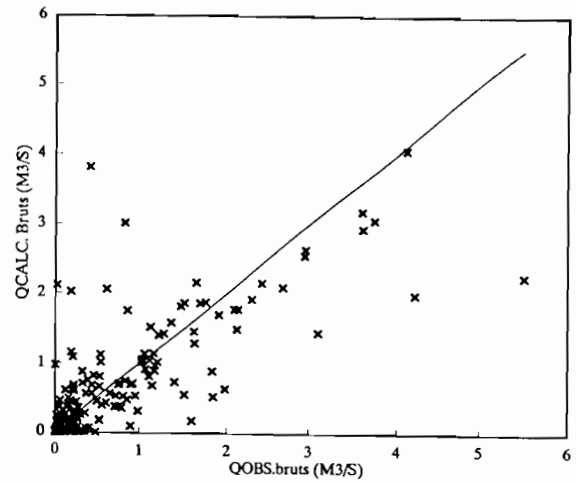


Fig 5 Corrélation obtenues par AUTOJOUR entre lames mensuelles OBS et CALC (Tous bassins confondus)



6a Débits regroupés sur les séquences pluvieuses



6b Débits bruts

Fig 6 Corrélations sur les plus forts débits OBS. et CALC.
Bassin BVNTUN1

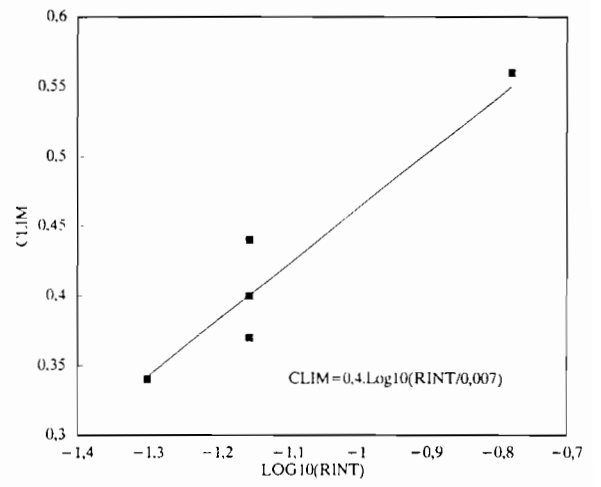


Fig 7 Corrélation graphique entre CLIM et RINT