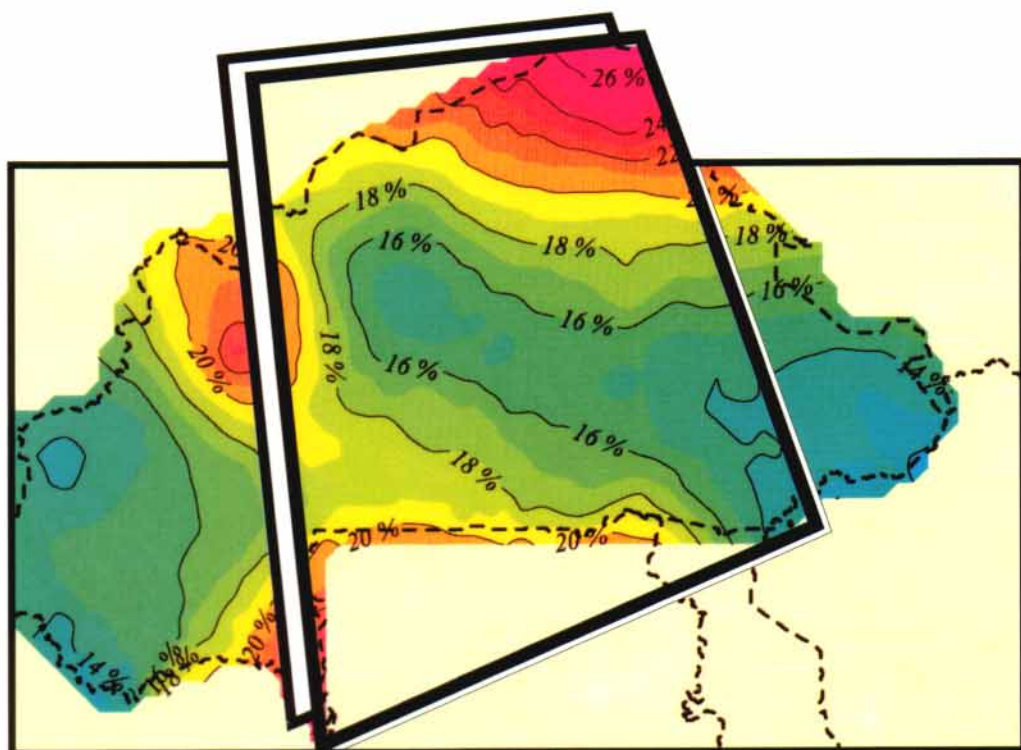


HUITIÈMES
JOURNÉES HYDROLOGIQUES
DE L'ORSTOM

RÉGIONALISATION EN HYDROLOGIE
APPLICATION AU DÉVELOPPEMENT

Éditeurs scientifiques
Luc LE BARBE et Éric SERVAT



Actes des VIII^{es} journées
hydrologiques, Montpellier,
les 22 et 23 septembre 1992

**HUITIÈMES
JOURNÉES HYDROLOGIQUES
DE L'ORSTOM**

MONTPELLIER, LES 22 ET 23 SEPTEMBRE 1992

**RÉGIONALISATION EN HYDROLOGIE
APPLICATION AU DÉVELOPPEMENT**

Éditeurs scientifiques
Luc LE BARBE et Éric SERVAT

ORSTOM Éditions

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Collection **COLLOQUES et SÉMINAIRES**

PARIS 1995

La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective» et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite» (alinéa 1^{er} de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code pénal.

Table des matières

Présentation des VIII^e Journées Hydrologiques	9
L. Le Barbé, É. Servat	9
Le projet Friend en 1992	17
G. Oberlin	17
 L'ÉVAPOTRANSPIRATION	
Utilisation d'images thermiques NOAA pour estimer l'évapotranspiration à large échelle. Application à la détection des effets de sécheresse en France de 1988 à 1990.	35
D. Courault, P. Clastre, J.P. Guinot, B. Seguin	35
Un logiciel de régionalisation climato-hydrologique. Application au bilan hydrologique de la cuvette du lac Titicaca	53
M.A. Roche	53
Régionalisation climatique (pluie et ETP) dans les Andes équatoriennes méthodologie, résultats et application	69
P. Le Goulven, M. Aleman	69
 LES PRÉCIPITATIONS	
Les postes pluviométriques décrivent-ils bien les régimes pluviométriques ?	93
V. Chauvin	93
Régionalisation d'un modèle de génération de hyétogrammes horaires	109
E. Ribero, F. Cernisson, J. Lavabre	109
Bell's Formula - A reappraisal.....	121
R. E. Manley	121
La pluviométrie est-elle assez fiable pour évaluer les crues extrêmes ?	133
P. Guillot	133

Analyse statistique des valeurs extrêmes de pluie.....	143
T.P.T. Nguyen et Ph. Bois	143
Précipitations extrêmes dans le sud de l'Europe	153
M. Desbordes, J.M. Masson	153
Régionalisation des caractéristiques des régimes pluviométriques ponctuels béninois.....	165
G. Alé, L. Le Barbé	165
Utilisation de la méthode du Vecteur Régional pour la description des variations pluviométriques interannuelles en Afrique de l'Ouest et Centrale	175
G. Mahé, Y. L'hôte	175
Une approche probabiliste du Vecteur Régional.....	193
E. Elguero, L. Le Barbé, D. Tapsoba	193

LES ÉCOULEMENTS

Télédéttection et régionalisation de l'aptitude au ruissellement et à l'infiltration des sols en Afrique sahélienne et nord-soudanienne.....	205
J.M. Lemachère, C. Puech	205
Évaluation des capacités d'exploitation des plans d'eau sahéliens par imagerie spot	229
C. Puech	229
Un système d'information géographique numérique appliqué à l'eau (SIGNEAU)	237
M. Rissens	237
Modélisation des crues sur le bassin de Chalco-San Marcos (110 km²) Résultats et Applications	253
Ch. Bouvier, F. Rossel	253
Régionalisation des paramètres du modèle maillé : impact de la déforestation sur le régime hydrologique de la Lokoho (Madagascar).....	269
A. Randriamaherisoa, M. Binard	269
Un modèle hydrologique spatialisé pour la simulation de très grands bassins : le modèle EROS, formé de grappes de modèles globaux élémentaires.....	285
D. Thierry, C. Moutzopoulos	285

Application informatisée d'une étude sur le débit d'étiage dans la région de Baden-Württemberg, Allemagne	297
A. Wesselink, I. Hagemann, Dr S. Demuth, Dr A. Gustard,	297
Transposition des modules annuels des petits bassins du Nordeste brésilien semi-aride	311
É. Cadier	311
Hydrochimie des açudes du Nordeste brésilien semi-aride synthèse régionale	337
A. Loraque	337
Évaluation des ressources en eau non pérennes : méthode de régionalisation de résultats observés	343
A. Joignerez, N. Guiguen, J.C. Olivier	343
Régionalisation des paramètres hydrologiques à prendre en considération pour l'aménagement d'un bas-fond rizicole dans l'estuaire de la Casamance (Sénégal)	363
J. Albergel, H. Dacosta, Y. Pépin	363
Régionalisation de certaines caractéristiques des écoulements béninois	385
G. Alé, L. Le Barbé	385
Fonctionnement d'un système d'eau sous différentes hypothèses de ressources en eau. Cas du bassin du Sassandra en Côte d'Ivoire	397
E. Servat, M. Sakho	397
Estimation des crues rares et extrêmes par le modèle agrégée. Étude de cas	411
V. Oancéa, M. Mangoum, G. Oberlin	411
L'utilisation de modèles QdF dans les synthèses régionales de l'écoulement maximal	433
V. Oancéa, G. Galéa, G. Oberlin	433
Étude régionale de la pluie et du débit ruisselé dans un bassin indonésien	453
C. Thirriot et A. Arwin	453
Variation du régime des écoulements dans le système ando-amazonien de Bolivie	471
J. Bourges, R. Hoorelbeke	471

Régionalisation des débits du Bassin Amazonien premiers résultats.....	489
M. Molinier	489
Régionalisation de débits dans le Rio Grande Do Sul - Brésil	503
C.E.M. Tucci, J.A. Goldenfum, J.C. Bertoni, A.L.L. Silveira	503
Influence de la physiographie d'un bassin versant sur les paramètres de modélisation hydrologique globale : application à la Bretagne et à la Moselle.....	517
D. Thierry	517
Relation entre les paramètres d'un modèle global pluie-débit et les caractéristiques physiques d'un bassin versant breton	531
Z. Makhlof, C. Michel.....	531
Évaluation régionale des ressources en eau : la régionalisation des paramètres des modèles pluie-débit. Exemple de la zone nord-ouest de la Côte d'Ivoire.....	549
A. Dezetter et É. Servat	549
Éssai de caractérisation des paramètres des modèles pluie-débit dans le Centre et le Sud de la Côte d'Ivoire	561
B. Kouamé, É. Servat	561
Liste des participants.....	573

VIII^e journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1992

VIII^e journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1992

PRÉSENTATION DES VIII^e JOURNÉES HYDROLOGIQUES

L. LE BARBÉ¹, E. SERVAT¹

A l'heure actuelle, que la ressource en eau soit abondante ou au contraire très réduite, il en est fait une utilisation intensive dans les pays industrialisés comme dans les pays PVD. Pour ces derniers, en particulier, connaissance et maîtrise de cette ressource sont, aujourd'hui, des éléments fondamentaux de leur développement. La recherche et l'obtention de paramètres, caractérisant tant l'importance de la ressource en eau que les contraintes à prendre en compte pour sa mise en valeur, apparaissent donc comme indispensables.

Parallèlement à ce besoin, une des caractéristiques essentielles des ressources en eau, qu'il s'agisse des pluies ou des écoulements de surface (les eaux souterraines ne seront pas traitées ici), est leur extrême variabilité temporelle et spatiale, que la résolution des réseaux hydroclimatiques des PVD ne permettent pas en règle générale d'appréhender.

Or, comme pour toute ressource, les eaux de pluies et de surface, ne valent que par les produits que l'on en tire. Il importe donc de pouvoir évaluer les espérances de gains et/ou les risques de défaillance des divers scénarii envisageables pour leur exploitation. La description et l'analyse des ressources en eau doivent donc permettre de générer des chroniques de valeurs ponctuelles ou spatiales, qui constituent les entrées des modèles de simulation.

¹Chargé de recherche Orstom.

Ceux-ci peuvent avoir des objectifs très divers : prévision de récoltes pluviales, estimation des apports pour l'irrigation, faisabilité de barrages hydro-agricoles, évaluation de la production hydroélectrique, simulation de fonctionnement de systèmes d'eau aménagés, protection contre les crues, ou encore cartographie et plans d'exposition aux risques.

Le problème que pose la « régionalisation » des paramètres hydrologiques, thème de ces journées, est donc l'élaboration de méthodes qui permettent, compte tenu de l'information disponible, d'aboutir à une des descriptions régionales de la ressource, directement utilisable ensuite par les différents acteurs de la maîtrise de l'eau. Cette information de base peut être de nature très diversifiée : chroniques d'observations collectées sur les réseaux ou mesures satellitaires, mais aussi des résultats d'analyse comme, par exemple, l'effet du relief sur la pluviométrie ou la caractérisation des paramètres d'un modèle de relation pluie-débit.

Il convient de signaler également que la régionalisation des paramètres hydrologiques est l'un des principaux thèmes de réflexion du projet international Friend exposé dans ses grandes lignes par OBERLIN dans le cadre de ces Journées Hydrologiques.

L'ensemble des communications présentées par les différents auteurs est brièvement introduit ci-dessous en fonction de trois thèmes : évaporation, pluviométrie et écoulements.

ÉVAPORATION

L'évapotranspiration est un des termes importants du cycle de l'eau et sa connaissance est essentielle dans beaucoup d'applications en agronomie, en hydrologie ou pour la modélisation climatique.

La mesure directe des paramètres qui permettent de la calculer est toujours très ponctuelle et il se pose donc le problème de sa détermination à de grandes échelles.

COURAULT *et al.*, présentent une méthodologie d'estimation de l'ETR à large échelle, utilisant de façon combinée des données thermiques satellitaires et un modèle agrométéorologique Magret. Ils exposent l'utilisation qu'ils en ont faite en France et qui a permis la cartographie de l'ETR sur l'ensemble du pays sur une période allant de mars à octobre.

Pour estimer l'ETR au pas de temps mensuel sur les différents bassins alimentant le lac Titicaca, ROCHE a utilisé la méthode du bilan hydrologique. Il a développé dans ce but un logiciel facilitant l'homogénéisation des données hydro-pluviométriques et le calcul du bilan. Son article expose sa démarche et les résultats obtenus.

LE GOULVEN et ALEMAN présentent une régionalisation climatique faite sur un bassin andin dans une optique d'aide à la planification.

PLUVIOMÉTRIE

Les cumuls journaliers collectés sur les réseaux pluviométriques nationaux constituent, en règle générale, l'essentiel de l'information acquise sur des longues durées et des zones étendues. La densité des réseaux est le plus souvent journalière, et la cartographie directe des champs pluviométriques n'a de sens qu'au-delà d'une durée d'intégration, fonction à la fois, de la structure et du nombre des averses d'une part, et de la densité des réseaux d'autre part. Pour le Sahel où les pluies résultent de cellules convectives de taille très restreinte et où, pour des raisons économiques les réseaux sont très lâches, V. THAUVIN, en s'appuyant sur les données d'EPSAT - NIGER, s'interroge sur la représentativité spatiale des cumuls saisonniers ponctuels, et donc sur la pertinence des analyses de leurs chroniques sur le plan climatologique.

A côté de cette information « extensive », existe une information « intensive mais fragmentaire » constituée des mesures collectées pendant des durées et sur des zones limitées, mais avec une résolution temporelle meilleure et/ou un échantillonnage spatial plus resserré.

L'objectif de la régionalisation sera d'extraire de cet ensemble d'informations, les paramètres pluviométriques nécessaires à la satisfaction de besoins qui peuvent être très divers.

L'hydrologue de petits bassins versants, ruraux ou urbains, pourra souhaiter simuler des chroniques de hyétogrammes d'averse constituant l'entrée pluviométrique d'un modèle pluie-débit. RIBERO *et al.*, proposent une régionalisation des hyétogrammes horaires. Ceux-ci sont caractérisés par un nombre limité de variables. Les distributions de chacune d'entre elles sont modélisées par une loi statistique dont on ajuste les paramètres sur les quelques séries observées. Pour la régionalisation des résultats, ils espèrent pouvoir préciser les relations entre ces paramètres et ceux caractérisant les statistiques des données journalières. Ils ont obtenu pour certain d'entre eux des résultats prometteurs.

Certaines formules de dimensionnement d'ouvrages utilisent des caractéristiques des courbes IDF. MANLEY montre que la formule de Bell permet une estimation satisfaisante de ces courbes à partir de courtes séries d'observations.

Les pluies extrêmes, à cause des dégâts qu'elles occasionnent, constituent une préoccupation majeure des hydrologues. Trois communications y sont consacrées.

GUILLOT montre, sur des exemples français, que les « queues de distribution » des pluies journalières peuvent être décrites de façon satisfaisante par une loi exponentielle, et préconise pour l'ajustement de ce modèle de ne considérer que les valeurs observées les plus fortes. N'GUYEN montre l'intérêt de la méthode Villasenor pour la détermination des quantiles rares. DESBORDES et MASSON s'intéressent aux précipitations exceptionnellement intenses et très localisées, « les orages horsains », que peuvent connaître les régions du Sud de l'Europe et qui résultent de mécanismes météorologiques différents de ceux à l'origine des pluies courantes. Ils montrent que l'emploi des modèles probabilistes classiques pour déterminer la fréquence d'apparition de ces événements en un point conduit à une sous-estimation des risques. En faisant l'hypothèse d'une uniformité, à l'échelle de la région, des mécanismes générateurs de ces « horsains », ils montrent comment une approche régionale peut améliorer l'estimation des probabilités d'occurrence. On précise dans un premier temps les récurrences de ces « horsains » sur la totalité de la région et leurs superficies ; on peut alors en déduire la probabilité qu'ils touchent une zone restreinte donnée.

Pour l'analyse des régimes pluviométriques du Bénin, ALÉ et LE BARBÉ n'ont pas essayé de préciser séparément les distributions des différents paramètres classiquement employés dans les modèles hydrologiques et agronomiques : pluies extrêmes, cumuls sur différents pas de temps, etc.. On peut montrer en effet, que de la quasi-totalité de ceux-ci peuvent se déduire deux distributions initiales : celle des hauteurs d'averses et celle des durées inter-averses. Ils ont donc supposé qu'au niveau mensuel ces deux distributions pouvaient être considérées comme indépendantes et stationnaires, et admis qu'elles étaient toutes deux exponentielles. Les cumuls mensuels suivent alors une loi des Fuites à deux paramètres. La cartographie de ceux-ci permet une description des régimes pluviométriques qui est à la fois synthétique (24 cartes suffisent) et détaillée, puisqu'il est possible d'en déduire une estimation, en tout point, des distributions tant des cumuls (de 1 à 30 jours) que des valeurs extrêmes.

Dans les communications précédentes, les diverses distributions étaient implicitement supposées stationnaires à l'échelle inter-annuelle, tout au moins sur d'assez longues périodes. Les variations climatiques récentes, particulièrement perceptibles dans les zones tropicales, semblent indiquer que cette hypothèse n'est pas très réaliste. Pour cette raison, LE GOULVEN, ROCHE et MAHÉ utilisent la méthode du vecteur régional ; le premier pour réaliser la régionalisation climatique d'un bassin andin dans un but de planification des ressources en eau ; le second pour préciser les variations saisonnières et inter-annuelles des termes du bilan hydrologique du lac Titicaca ; le troisième pour étudier, sur l'ensemble de l'Afrique Occidentale et Centrale, les fluctuations climatiques. ELGUERO, LE BARBÉ et TAPSOBA proposent une justification probabiliste de la

méthode du vecteur régional. Ils supposent qu'il est possible de définir des régions où les cumuls mensuels résultent de la combinaison de deux variables ; le nombre d'averses, stationnaire dans le temps mais pas dans l'espace, d'une part, et la hauteur des averses, stationnaire dans l'espace et pas dans le temps, d'autre part. Ils proposent un mode d'estimation des paramètres caractérisant les deux types de distribution.

Aucune des communications ayant trait aux précipitations ne traite explicitement de la régionalisation des caractéristiques spatiales des averses. Doit-on interpréter ce fait comme le constat d'un échec qui résulterait d'un manque d'observations suffisantes des champs sur de courts pas de temps, et que le peu de performance des techniques d'estimation des pluies par satellite ne permet pas pour l'instant de surmonter ?

ÉCOULEMENTS

Concernant la régionalisation des écoulements, les communications présentées à ces VIII^e Journées Hydrologiques de l'Orstom reflètent la diversité des problèmes et des approches qui caractérisent aujourd'hui ce domaine de l'hydrologie. Secteur privilégié des grandes synthèses descriptives aux résultats empiriques, la régionalisation hydrologique est actuellement très concernée par les essais de transposition des modèles pluie-débit aux bassins versants non jaugés.

Le recours à de nouvelles technologies est un moyen très utilisé pour tenter de mieux appréhender la dimension régionale en hydrologie. C'est l'objectif que traduit, notamment, l'utilisation accrue de l'imagerie satellitaire et de la télédétection ainsi que celle des puissants outils d'analyse que constituent les Systèmes d'Information Géographique (SIG). PUECH, LAMACHÈRE cherchent à définir les possibilités d'écoulement des bassins versants sahéliens à partir de la connaissance de la couverture du sol et du modelé du terrain. Leurs études se basent sur plusieurs types d'information : les images de télédétection représentatives des états de surface, les résultats d'opération de « validation-terrain » et l'existence d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT). Dans une seconde communication, PUECH montre comment s'appuyer sur l'imagerie satellitaire (l'occurrence SPOT) pour mener une étude de recensement de mares tout en déterminant les caractéristiques. RISSONS présente le couplage d'un MNT et d'un SIG afin de simplifier la gestion des données géographiques dans le cadre d'une modélisation hydrologique spatialisée déterministe. Les simplifications apportées par la structuration de la base de données et le recours à la programmation orientée objet, doivent, selon l'auteur, rendre possible une modélisation très complexe. BOUVIER et ROSSEL, ainsi que RANDRIAMAHÉRISOA et

BINARD, présentent deux types de modèles distribués qui pourraient être utilisés dans le cadre d'études régionales de la relation pluie-débit ou d'impact de modifications de certaines caractéristiques des bassins versants.

L'utilisation de ces outils récents ou d'autres plus classiques permet une approche en régionalisation dans le cadre d'études à vocation appliquée très prononcée. Le modèle EROS, formé d'une grappe de modèles élémentaires, est, selon THIERY et MOUTZOPOULOS, une voie à privilégier pour la modélisation des bassins hétérogènes. Elle permettrait, en effet, d'atteindre un niveau de complexité important, notamment en ce qui concerne la prévision de l'influence des aménagements, tout en conservant la souplesse et la robustesse des modèles globaux. WESSELINK *et al.*, présentent une étude mettant en relation les résultats tirés de l'analyse statistique des débits et les caractéristiques des bassins versants concernés. La disponibilité de ces données sous forme spatialisée et le recours au système « Micro Low Flows », permettent une estimation automatique des caractéristiques des débits d'étiage en tout point de la zone considérée. La méthode proposée par CADIER vise à rendre possible la transposition des modules annuels des petits bassins du Nordeste Brésilien semi-aride. Cet objectif est atteint à l'aide de formules prenant en compte une classification hydro-pédologique des bassins versants. Pour évaluer la ressource en eaux superficielles que représentent les écoulements non permanents des petits bassins versants maliens, JOIGNEREZ *et al.*, ont établi un modèle liant la pluie aux écoulements prenant en compte diverses caractéristiques des bassins. Ils ont ensuite validé ce modèle à partir d'observations faites sur neuf bassins représentatifs. Les résultats obtenus ont pu être appliqués à près de 400 bassins identifiés à partir d'une carte phyto-géomorphologique. ALBERGEL *et al.*, ont élaboré des méthodes simples pour estimer les paramètres nécessaires à la construction de petits barrages anti-sel. Ces méthodes s'appuient sur les données climatiques observées en Casamance et sur les études qui y ont été menées sur des bassins versants représentatifs. Au Bénin, où les chroniques disponibles concernent essentiellement des grands bassins, ALÉ et LE BARBÉ ont utilisé une méthode désagrégative pour régionaliser les écoulements annuels. Ils ont d'abord défini une fonction de production élémentaire reliant la lame écoulée à la hauteur d'une averse. Ils ont identifié ensuite six zones où cette fonction pouvait être considérée comme identique. Les volumes écoulés aux exutoires sont alors répartis dans l'espace en fonction des champs des caractéristiques estimées de la pluviométrie (nombre d'averses et distribution statistique de leurs hauteurs). Il est alors possible d'établir des cartes annuelles des lames écoulées ponctuelles qui permettent, par intégration spatiale, de reconstituer les chroniques des modules aux exutoires des bassins. Ils proposent également un mode d'estimation des distributions des débits maximaux qui utilise une relation statistique empirique entre les caractéristiques de ces distributions et celles des modules.

La connaissance des débits extrêmes est souvent indispensable à la conception des aménagements OANCÉA *et al* présentent le modèle « Agrégee », fondé sur les mêmes hypothèses que celles à la base sur la méthode du Gradex qui permet une estimation régionale de ses débits extrêmes.

L'étude réalisée par SERVAT et SAKHO traite du fonctionnement d'un système d'eau après génération de séries de données à l'échelon régional. Le modèle élaboré permet la simulation du fonctionnement simultané des ouvrages hydrauliques sous plusieurs types de conditions climatiques.

Certaines approches ont un caractère empirique marqué. S'appuyant sur l'observation et la description des régimes, elles conduisent généralement à proposer des règles de calcul, de gestion ou de fonctionnement qui puissent être utilisées par des aménageurs ou des gestionnaires de projets. THIRRIOT et ARWIN proposent une description hydrométéorologique à plusieurs échelles de temps et d'espace du bassin de Citarum en Indonésie. Les variations du régime des écoulements dans le système ando-amazonien de Bolivie sont analysées par BOURGES à l'aide des débits observés sur une quarantaine de bassins versants. MOLINIER, dans une étude de régionalisation des débits du bassin amazonien, a pu aboutir à la mise au point d'une relation entre les débits moyens interannuels, l'aire de drainage du bassin et leur pluviométrie moyenne interannuelle. TUCCI *et al.*, s'intéressent à la régionalisation des débits dans le Rio Grande do Sul au Brésil. L'étude a permis de déterminer les courbes de probabilité des débits extrêmes et moyens, la courbe de permanence des débits moyens journaliers et la courbe de régularisation des débits moyens mensuels.

Dans une dernière partie, ont été regroupées plusieurs communications portant sur « modélisation et régionalisation ». THIERY a cherché à établir des équations de prédétermination pour les paramètres du modèle global Gardénia appliqué en Bretagne et en Moselle. Ces relations prennent en compte les caractéristiques physiographiques des bassins versants. MAKHLOUF et MICHEL ont eu une démarche similaire en utilisant le modèle global GR4. Les équations de prédétermination issues des travaux de DEZETTER et SERVAT et de SERVAT et KOUAMÉ soulignent l'importance de ces paramètres physiographiques dans les valeurs prises par les paramètres des modèles globaux (CREC et GR3 en l'occurrence). Les essais de validation effectués montrent que ces relations sont encore insuffisantes pour pouvoir être utilisées en dehors de conditions particulières (pluviométrie annuelle proche de la moyenne et répartie dans le temps suivant une chronologie « normale », occupation des sols caractéristique de la zone de savane soudanaise, etc.).

LE PROJET FRIEND EN 1992

G. OBERLIN¹

RÉSUMÉ

Le projet Friend est un programme international inscrit au PHI de l'Unesco. Il traite essentiellement d'Hydrologie Régionale à l'échelle internationale. Deux groupes régionaux Friend sont à ce jour actifs : le pôle originel NWE (*North West Europe*) piloté par l'IH de Wallingford, et le pôle AMHY (*Alpine and Mediterranean Hydrology*), piloté par le GIS français de même nom (*laboratoire d'accueil au Cemagref, à Lyon*). Les zones géographiques concernées se recouvrent volontairement pour favoriser les collaborations. Les thèmes les plus actifs sont les bases de données, la modélisation descriptive générale des régimes, les crues (*surtout AMHY*) et les étiages (*surtout NWE*). Les thèmes « Transports Solides », « Processus hydrologiques en désertifications », « Qualité des eaux » et « Longues séries » sont en gestation. Les échanges de données, la constitution d'une base de données (*élaborées*) commune, la comparaison des modèles descriptifs de synthèse pour aboutir à des « normes » communes, et la cartographie des résultats, sont les outils principaux des recherches appliquées menées dans Friend. L'ambition ultime de Friend est de faire évoluer l'Hydrologie de telle sorte qu'elle puisse enfin s'imposer dans l'aménagement des eaux, fournir des résultats réellement utilisés et respectés, et donc apporter une contribution essentielle à la concrétisation des vœux et enjeux environnementaux du monde actuel.

¹Cemagref, Lyon (div. hydrologie-hydraulique)

LES ORIGINES DE FRIEND

Il y a longtemps que les hydrologues savent qu'il faudrait travailler à l'échelle internationale, sinon planétaire, et pas seulement au niveau des échanges scientifiques, mais au niveau opérationnel. Pour y arriver, il faut adapter, voire réviser, les connaissances, concepts et modèles traditionnellement d'abord dédiés à des actions locales ou de bassins versants. L'appui sur des observations étant incontournable en hydrologie, une telle évolution exige des bases de données internationales, au moins au stade des données élaborées (*création et élaborations des données peuvent rester locales*).

De telles expériences ont été régulièrement faites çà et là dans le Monde, par exemple aux Etats-Unis ou en Afrique de l'Ouest (*synthèses Orstom*), mais il n'y en avait guère eu en Europe, hormis de réguliers travaux de géographie ou d'atlas, trop généralistes et à échelles trop petites pour être utilisables en aménagement des eaux. Au milieu des années 1980, profitant de sa capacité d'intervention extérieure, l'Institut d'Hydrologie de Wallingford (IHW) a proposé à la Communauté Européenne, avec succès, une synthèse des crues à l'échelle de la CEE. Fort de cette première expérience positive, l'IHW a présenté au PHI IV un projet alors siglé Friend : Flow Regime from Experimental and Network Data. Ce projet était inscrit au § H-5 de ce PHI qui traite d'hydrologie dédiée à la résolution des problèmes de l'eau pour un développement durable, dans le respect des contraintes environnementales, et tenant compte des aspects non stationnaires du milieu naturel (*tendances climatiques*) et humain (*influences humaines*). Sa caractéristique n'était pas réellement thématique, mais de travailler sur des bases de données internationales (§ H5-5).

Sur la lancée de l'impulsion donnée par son petit contrat avec la CEE, et en acceptant les sujétions matérielles liées à une fonction de laboratoire d'accueil (*coûts importants*) et aux actions internationales (*pas ou peu de filières de recettes*), l'IHW montait en quelques années une équipe internationale qui a d'abord travaillé à Wallingford sur les données recueillies à l'occasion du contrat cité, puis sur des données complémentaires spécifiquement réunies pour Friend. Cette équipe a de fait surtout travaillé sur des données et avec des participants de l'Europe du Nord-Ouest. Les thèmes ont été élargis depuis les crues (*n°4*) vers les étiages (*n°2*) et les régimes (*n°3*), avec même une tentative un peu hétérogène d'hydrologie analytique (*n°5*) et l'attribution du qualificatif de thème ou de projet au rassemblement des données (*n°1*), compte tenu de l'enjeu de celui-ci.

La France, reconnaissant l'intérêt de ce projet mais non décidée à y participer réellement faute de moyens redéployables vers Friend, acceptait que ses données crues servent à Friend, et alimentait complémentaiement et généreusement, la base à partir de sa base nationale ARHMA (*plus quelques compléments divers*).

Elle devenait ainsi membre du Conseil du Frend, rôle en quelque sorte équivalent à un strapontin au Comité de Pilotage qui est l'instance essentielle de direction, et où ne figurent que les principaux acteurs du projet.

Après quatre années de travail au sein de ce groupe, il était monté la première réunion inter annuelle et internationale de Frend. Baptisée Frend, elle se tenait à Bolkesjö en Norvège, en avril 1989, et affichait un programme ouvert à des participants autres que les collaborateurs à Frend. C'est en faisant le bilan de cette première phase de Frend que les Français, sensibles à l'intérêt de ce projet, observant que d'autres groupes régionaux devraient se créer, encouragés par l'expérience internationale heureuse qu'ils avaient faites avec le réseau euro-méditerranéen des BVRE, et enfin quasi-encouragés par les initiateurs anglo-saxons de Frend, commencèrent à envisager la faisabilité d'un autre pôle européen, complémentaire au pôle originel qui prenait la dénomination de pôle NWE : North West Europe.

LA NAISSANCE DU PÔLE AMHY

Elle s'est étalée entre Bolkesjö (avril 1989) et, d'une part, la fin de 1990 pour ce qui est de la position de la France (*novembre : réunion constitutive à Lyon du GIS AMHY*) et, d'autre part, février 1991 (*Unesco, Paris*) pour ce qui est de la position de nos partenaires étrangers, voire octobre 1991 si on admet qu'une confirmation était nécessaire suite à la faible participation de février 1991 (guerre du Golfe).

Le choix de la région concernée par ce groupe a été simple : compléter le pôle NWE vers le Sud et éventuellement vers l'Est, cette dernière extension devant tenir compte de l'éventuelle émergence d'un pôle Europe de l'Est, pôle quasi-pré-existant compte tenu d'un niveau de collaboration internationale élevé depuis longtemps dans cette région. Sur l'insistance de l'Unesco, et en accord avec l'Orstom, il était proposé aux pays du Maghreb de participer à ce nouveau pôle, qui prenait pour sigle AMHY (Alpine and Mediterranean Hydrology) grâce à un joli calembour (dont l'auteur ne souhaite pas être réitéré...).

Tout ceci a été préparé en très large concertation avec quasiment tous les opérateurs hydrologiques de France, tutelles incluses, et en parfaite coordination avec l'Unesco et le pôle NWE. La relative dispersion des moyens français en Hydrologie était partiellement compensée par la création d'un GIS associé (*8 laboratoires-membres à ce jour*), et la nécessaire solidité opérationnelle (*inaccessible à un GIS*) était assurée par le Cemagref, groupement de Lyon, division Hydrologie-Hydraulique.

Au-delà de cette extension territoriale de Friend (*en synthèse des sigles Friend et Friends, ce nouveau sigle avait été introduit, de préférence à Friend2) : le Ivient de International*), et sans mettre en cause les coordinations et continuités citées, le groupe AMHY affichait quelques spécificités, différences et évolutions par rapport à la phase Friend initiale du projet et au groupe originel NWE :

- priorité aux thèmes et au programme scientifique, bien sûr d'intérêts communs et nécessitant une collaboration, de manière à y asservir et justifier la base de données internationales, et aussi à réduire si possible la « gestion » du projet ;
- règle *a priori* d'échanges et de mise à disposition des données rassemblées, et non pas objectif limité à la constitution d'une base centrale avec les effets pervers qui pourraient y être liés (*inclus des attitudes de rejet qui condamneraient cette base*) ;
- alternative, soit provisoire, soit définitive, de limiter la base à des données spécialisées en fonction des besoins des thèmes scientifiques, de manière à modérer les problèmes diplomatiques (ou commerciaux) que soulèvent les transferts à l'étranger de données nationales intégrales et en masse ;
- règle de contrôle *a priori*, et avant diffusion, de tous résultats nationaux élaborés dans AMHY par les représentants nationaux attirés, de manière à ne pas substituer les opérateurs AMHY aux opérateurs nationaux, avec les nombreuses conséquences dommageables auquel cela pourrait conduire (de la triviale erreur d'interprétation, à la démobilisation, en passant par les contradictions de résultats, etc.) ;
- tentative de compenser la nécessaire existence d'un laboratoire d'accueil principal (qui entre autres, tient la base) par des réciprocités, lesquelles exigent donc que les Français (du GIS, pas seulement les Lyonnais...) se déplacent volontiers chez leurs partenaires et ne se contentent pas de faire des appels pour venir travailler à la domiciliation du pôle.

Certaines des modalités précédentes étaient d'ailleurs également mises en oeuvre par le groupe NWE pour la phase actuelle de Friend, comme par exemple l'implantation de copies de la base NWE ailleurs qu'à Wallingford, et la domiciliation du pilotage de certains thèmes également hors Wallingford. On pourrait résumer ces règles par leur principal objectif : trouver l'équilibre entre une centralisation en partie nécessaire pour motif d'efficacité (un pilote, une domiciliation, ...), et une répartition des tâches et responsabilités qui respecte les besoins d'indépendance de chaque participant. Le groupe NWE, à cause même de l'efficacité et de la puissance de l'IHW, et malgré de réels efforts de la part de nos collègues du Royaume-Uni pour ne pas exagérément dominer ce

projet, a un peu souffert des effets pervers d'une centralisation, sans doute inévitable pour une phase de lancement et de test. Le groupe AMHY, bénéficiant des leçons qu'on pouvait tirer de Frened, et structurellement moins sensible à ces défauts par suite de la moindre notoriété du pilote (France) et d'une moindre organisation nationale des laboratoires hydrologiques dans l'Europe du Sud, se devait d'afficher plus ostensiblement de telles règles pour réellement en profiter.

On peut ajouter, dans la logique de la priorité donnée au programme scientifique, que le groupe AMHY a aussi cherché à privilégier les thèmes les plus sensibles dans cette partie alpine (montagneuse) et méditerranéenne : crues (*et pluies intenses*), régimes à forte variabilité spatiale, transports solides (*érosions et désertifications*), longues séries particulièrement utiles pour des régimes à forte irrégularité inter annuelle, aspects méthodologiques de la base des données (*au-delà des données elles-mêmes, par suite de bases nationales de niveau en moyenne trop faible*), étiages en montagne, spécificités d'une régionalisation en zones karstiques, etc..

Depuis 1992, on peut considérer que le pôle AMHY est à présent viable : il regroupe au moins 7 pays actifs (*Espagne, France, Italie, Roumanie, Slovaquie, Suisse, Yougoslavie*) ; 4 thèmes font l'objet d'un réel programme opérationnel (*Base de données, Régimes, Crues, Pluies*) avec un Coordinateur International (CI) et plusieurs Coordinateurs Nationaux (CN), et quatre autres pourraient démarrer à la prochaine réunion internationale annuelle (*Italie, Perugia, novembre 1992*) : Transport Solides, Désertifications, Longues séries et Étiages. La coordination est bonne avec le groupe originel NWE et la France, à la fois comme pilote depuis quelques années, partie du Comité de Pilotage du groupe NWE.

Parmi les pays qui demandent à rejoindre AMHY et qui pourraient le faire très prochainement : Bulgarie, Turquie, Portugal, peut-être l'Algérie, etc..

PERSPECTIVES D'AUTRES PÔLES

L'Europe de l'Est a finalement renoncé à créer un pôle spécifique, malgré un terrain favorable car préparé de longue date. Le motif est lié à l'évolution générale actuelle dans cette région, et l'hydrologie n'y échappe pas : priorité au développement des collaborations avec les pays de la CCE et hors d'Europe, la collaboration « locale » étant réputée acquise. La zone NWE s'étend donc (*seulement potentiellement pour les pays non encore participants*) jusqu'en Russie, et la zone AMHY jusqu'en Roumanie (*voire Turquie*), les pays suivants étant communs (*dorsale montagneuse allant des Monts Cantabriques aux Carpathes, voire Caucase*) : Portugal, France, Suisse, Autriche, Tchécoslovaquie et Pologne (Tatras). La Hongrie n'a encore manifesté aucune intention de participation.

Un pôle est en principe né en Afrique australe, et un autre en gestation en Afrique de l'Ouest, mais les difficultés générales actuelles dans ce continent semblent gêner le lancement effectif des groupes correspondant. Une réunion tenue à Harare (Zimbabwe) en février 1991 a en principe lancé le pôle austral (domiciliation : Dar-es-Salaam), mais il n'y a pas encore eu de suites à notre connaissance, et l'efficacité de la réunion de lancement du pôle Ouest prévue à Ouagadougou en novembre 1992 est liée à l'avenir du CIEH qui en assurerait la domiciliation.

Le Canada a exprimé des intentions vis-à-vis d'un pôle nord-américain, et l'Unesco souhaiterait la création d'un pôle sud-américain avant de songer au Pacifique et à l'Asie.

Il peut être utile de compléter cette petite revue très conjoncturelle par des aspects méthodologiques de validité plus durable : comment lancer un pôle Friend ? On peut faire les recommandations suivantes :

- a) le besoin mondial étant réputé réel (même s'il est inconscient, voire provisoirement réfuté), il faut au moins un noyau préexistant de collaboration entre 2 ou 3 pays, à défaut un laboratoire national à notoriété internationale pour la zone envisagée ; sans ce pré-requis, le lancement ne paraît pas possible, l'Unesco n'ayant pas assez de moyens propres pour initier tout depuis l'origine, et les pôles existants, s'ils sont *a priori* d'accord pour parrainer et collaborer, ne le sont en principe pas pour initier ;
- b) contacter ensuite simultanément l'Unesco (PHI) pour information, avis et accord, et Alan Gustard de l'IHW qui, en tant que pilote du pôle originel de Friend joue actuellement, de fait sinon *de jure* mais à la satisfaction de tous, le rôle de coordinateur international général de Friend, tous pôles confondus ;
- c) le bon canal pour contacter les pays sollicités est celui de leur Comité National pour le PHI, à défaut leur correspondant Unesco (Affaires Étrangères), à défaut le représentant de l'AISH ; plutôt que de réaliser ce contact directement par les initiateurs, il est utile de le faire faire par l'Unesco ; pour AMHY, c'est l'Unesco qui a envoyé l'invitation à la réunion constitutive de février 1991, sur des documents préparés par le candidat-pilote (GIS AMHY, Cemagref Lyon), ce dernier ayant au préalable sondé ses correspondants étrangers existants (réseaux BVRE et Aménagements des Eaux, soutenus par le MRT français et lancés 4 ans auparavant) pour s'assurer d'une pré-faisabilité ;
- d) la suite dépend alors, d'une part, de la dynamique du nouveau pôle et, d'autre part, des règles Friend qui se sont progressivement élaborées et qu'il est difficile de résumer car elles commencent à être abondantes et mûries (voir plus loin) ; les matériels de lancement d'AMHY sont encore accessibles au laboratoire d'accueil d'AMHY à Lyon, et dispo-

nibles sur demande mais à consulter sur place car inexpédiables ; ceux du lancement du pôle NWE sont sans doute trop lointains et périmés, mais Alan Gustard a toujours affiché une réelle disponibilité pour conseiller les candidats-créateurs de pôles nouveaux.

UN EXEMPLE DE PROGRAMME SCIENTIFIQUE FRIEND : CELUI DU PÔLE AMHY

Les titres des thèmes jugés comme devant être traités dans AMHY sont joints en annexe n°1. Leur réalisation est très inégale et peut d'abord être appréciée au vu de l'annexe n°2 qui donne la liste des CI et CN disponibles. Il faut ensuite se reporter aux fiches des thèmes, trop détaillées pour être jointes à cette note. On peut résumer de la manière suivante, à l'usage des scientifiques intéressés par les résultats, ou désireux de rejoindre le groupe.

THÈME I, BASE DE DONNÉES

Le système interne au Cemagref (parfois dénommé « ARHMA étendu ») sert actuellement, avec un important disque réservé à l'accueil des séries de base complètes (journalières le plus souvent, ou à pas de temps variable intégral) : AMHY_BASES. Il y a un projet de développement, sous le SGBDR d'OS2 (une version simplifiée du DB2 d'IBM), d'une base partielle AMHY_SPACE, pour les données spécialisées très élaborées, spécifiques aux thèmes (par exemple des séries de maximaux, ou de « sup.-seuils », saisonniers, pour les crues). Mais AMHY_SPACE piétine faute de ressources humaines (le projet est défini). On rappelle que l'existence d'une base annexe spécifique de telles données spécialisées se justifie pour des motifs diplomatiques et commerciaux : elles posent moins de problèmes dans ces domaines. En contrepartie, elles posent des problèmes de définitions comparables et de représentativité, qui sont aussi en partie à l'origine du piétinement actuel.

Les outils précédents, parfaitement adaptés aux tâches actuelles, ne sont que provisoires. Il est projeté de profiter du projet Breche, lancé sous l'égide du CST/BVRE (Comité français pour les BVRE), pour renouveler les outils du thème I, quitte à internationaliser Breche (mêmes démarches d'internationalisations en BVRE) et donner à ce thème un intérêt qui dépasse la simple constitution d'une base internationale commune et la mise à disposition de logiciels de traitement.

Il doit être rappelé ici que Friend n'a pas vocation à gérer des bases de services hydrométriques de production de données (Breche pourrait avoir cette utilité si les producteurs s'y intéressaient). Ainsi, dans le cadre des contacts établis autour de ce thème I, et sans aucune contradiction car c'est extérieur au

programme du thème sensu stricto, il peut être proposé à un collaborateur demandeur l'un ou l'autre des logiciels de gestion de « producteur » disponibles, par exemple HYDROM de l'Orstom, BANQ du Cemagref Anthony, ou HYDATA de l'IHW. Quand BRECHE sera opérationnel et s'il intègre des fonctions « producteurs », il pourra être proposé aux services hydrométriques nationaux avec qui travaillent les collaborateurs d'AMHY.

L'équipe du thème I a, entre autres, la tâche de définir les règles d'usage sous AMHY des données mises à disposition. On a déjà inscrit sur les modalités « d'échange » (pas de demandes de données sans réciprocité, au moins offerte, à défaut d'être demandée et réalisée). Il faut y ajouter une clause de justification de programme (pour quel thème et projet AMHY les données sont demandées), une clause de demande préalable au pays producteur (Lyon doit demander au producteur s'il accepte que telles de ses données soient fournies à tels utilisateurs pour telle recherche ou application inscrite au programme AMHY), une clause de non-cessions successives. A ses clauses spécifiques au thème I, on peut ajouter une clause indirecte à faire assurer par les responsables des thèmes utilisateurs des données : contrôle national des résultats issus de données nationales déposées sur la base AMHY, afin que chaque pays puisse avoir un droit de regard, voire de veto, sur la diffusion des résultats le concernant, etc..

Tout ceci est assez lourd et délicat mais aussi fort intéressant, et le thème I d'AMHY, comme pour les autres pôles, est non seulement au coeur de la faisabilité réelle du projet Friend en général, mais encore beaucoup plus intéressant qu'il n'y paraît à première vue, surtout au pôle AMHY qui l'a d'emblée fortement étoffé avec des recherches méthodologiques (en liaison avec les universitaires et chercheurs en Bases de données).

Le thème I est piloté par la France, car il a paru nécessaire à la solidité du laboratoire d'accueil et à celle de la base AMHY qu'il y ait une unité de lieu. Ceci est sans doute vrai pour tous les pôles.

THÈME III, MODÉLISATION DE SYNTHÈSE DES RÉGIMES

A coeur de l'Hydrologie Régionale, c'est le programme « généraliste ». Le pôle AMHY a l'ambition de le mener de manière nouvelle. Outre des essais systématiques de cartographie, parmi lesquels les cartographies de résultats « recouvrants » (les bassins sont emboîtés, en hydrologie) qui posent de croustillants problèmes mathématiques et topologiques, il cherche à redéfinir les concepts et modèles les plus utiles pour faire mieux utiliser l'Hydrologie et ses connaissances dans l'aménagement des eaux, voire à la rendre « obligatoire », et surtout respectée dans le temps. Toutes les analyses de comportements socio-économiques montrent que le laxisme si répandu et si dommageable, observé en aménagement des eaux, est en partie lié, au-delà des comportements irresponsables et des réflexes fonciers, à une inadéquation de la modéli-

sation descriptive des connaissances hydrologiques et de la manière dont elle est présentée aux utilisateurs (et futur « usurpateurs » ou « aggraveurs ») potentiels des ressources en eaux et des risques associés.

Des idées neuves, tournant autour de variables de synthèses très bien définies, de modèle de type QdF, de confrontation directe entre besoins et ressources (ou risques), et de cartographies détaillées des résultats de ces confrontations, sont en gestation dans ce thème III qui est piloté par la Roumanie. Au stade actuel, l'équipe du thème III travaille sur un inventaire soigneux des méthodes nationales en usage, sur leur inter-comparaison, le tout mené simultanément avec des tests de type QdF.

THÈME IV : CRUES

Ce thème a pour ambition de chercher à obtenir un consensus international (zone AMHY) pour l'estimation des crues rares et extrêmes, outre la collaboration particulièrement utile dans un domaine où personne ne maîtrise bien seule les modélisations, faute de validation réellement possible localement. La vision régionale, par effet de « station-année » grâce à une certaine indépendance spatiale (qui n'exclut pas les « amas » de crues historiques), est ici irremplaçable. Cela explique que ce thème IV est au coeur d'AMHY.

Le programme actuel cherche à inter-comparer les démarches PMP/PMF et de nouveaux modèles comme AGRÉGÉE, voire à les articuler si PMP/PMF pourrait relayer AGRÉGÉE pour les fréquences tout à fait extrêmes. Un intéressant sous-thème, qui recueille l'unanimité et qui dispose d'une forte demande (CCE, entre autres), mais curieusement pas de participations pour l'instant..., est celui d'une base de données (AMHY_SPACE peut convenir) sur les grands épisodes spatio-temporels de crues (pluies) dans la zone AMHY.

Dans l'attente, et pour produire du concret, une cartographie de la crue centennale (indic pseudo-spécifique de pointe) est en route pour tous les pays de la zone qui pourront fournir les données spécialisées nécessaires (où pour lesquels assez de séries complètes sont disponibles sur AMHY_BASES), et avec exploitation du modèle AGRÉGÉE.

THÈME VI : PLUIES

Son importance a conduit le groupe AMHY à l'individualiser, alors que le pôle NWE l'a intégré dans son projet n°4 sur les crues. Un des motifs de ce programme spécifique est lié à l'omniprésence de reliefs importants en zone AMHY, reliefs qui structurent en partie la cartographie des pluies. Ce thème a donc l'ambition de faire progresser la cartographie des pluies et en particulier des pluies intenses (fortes et courtes), en réussissant d'une part, à profiter des heureux effets d'une collaboration internationale (amélioration des connais-

ces des quantiles rares), et d'autre part, à modéliser les effets micro-climatiques dus aux reliefs grâce à des recherches récentes, comme celles du TPG (gradients d'intensité dus aux reliefs).

Ce thème est provisoirement piloté par l'Espagne.

AUTRES THÈMES

On a déjà cité ci-dessus les 3 ou 4 thèmes délimités comme importants pour la zone AMHY, mais provisoirement sans programme et animateurs. La prochaine réunion internationale annuelle de Perugia (Italie, novembre 1992) du groupe AMHY pourrait voir le démarrage de tels thèmes. Il a aussi été proposé à un pays du Maghreb de piloter le thème Étiage qui les intéresse beaucoup et qui n'est pas encore actif dans AMHY (les pays d'AMHY qui veulent travailler sur Étiages dans Friend sont provisoirement renvoyés sur le pôle NWE dont c'est un thème majeur).

Pour candidater au pilotage d'un de ces nouveaux thèmes, il est préférable de commencer par participer à une des réunions internationales annuelles d'AMHY, afin d'établir assez de contacts directs pour assurer au mieux la phase de contacts épistolaires ultérieure. La France pilotant déjà 2 thèmes (I et IV) et assurant la domiciliation du pôle, il serait préférable qu'elle ne pilote pas d'autres thèmes, ce qui n'empêche nullement les CN (Coordinateurs Nationaux) français potentiels de tels nouveaux thèmes d'être très actifs, voire de susciter leur démarrage dans AMHY.

PROGRAMME DU PÔLE NWE

Beaucoup de choses dites sur le pôle AMHY ci-dessus sont applicables au pôle NWE (annexe n°3). Après une période très active dans Friend, le pôle NWE modère conjoncturellement ses activités thématiques pour consolider et diffuser les résultats acquis, mettre à jour son importante base de données, et gérer efficacement une importante ouverture vers l'Est de l'Europe.

Le projet « Étiage » (n°2) y est toujours très actif. Le projet « Crues » (n°4) a été transféré sous pilotage norvégien et souffre provisoirement de la saturation de tous. La large diffusion des résultats du projet « Régimes » (n°3) a permis aux deux pôles, NWE et AMHY, de faire l'objet d'une demande de la DG XI de la CCE (directorate Environnement) pour lui rédiger les pages « hydrologie » du futur rapport pan-européen (CCE + autres pays d'Europe) sur l'état actuel de l'environnement en Europe, et y réaliser les cartes (maillées) et graphiques (comparatifs) qui illustreront les régimes européens. Le projet « Modèles analytiques » (n°5), dont on a déjà dit qu'il était de notre point de vue hétérogène dans Friend, cherche toujours sa voie, mais pourrait amorcer la création d'un projet « Qualité » demandé par beaucoup. Le projet « Base de données » subit

des évolutions différenciées : la France, par exemple, y a effectuée une importante mise à jour avec de substantiels compléments en années et stations, grâce à la banque nationale HYDRO. D'autres pays, par contre, délaissent visiblement leurs mises à jour.

L'ouverture à l'Est progresse et la Tchécoslovaquie, par exemple, vient de faire son entrée dans le Comité de Pilotage du pôle NWE. La prochaine réunion internationale de synthèse quadriennale se tiendra en 1993 (4 ans après Bolkesjö) à Braunschweig (Allemagne). A cette date, les travaux AMHY seront encore modestes, et il a été décidé que ce symposium sera ouvert aux comptes rendus intermédiaires d'AMHY, ce dernier pôle étant réputé organiser son compte rendu quadriennal en 1995, avec alors réciprocité d'invitation aux autres pôles.

PERSPECTIVES, ET QUE FAIRE ?

Les attentes majeures d'aujourd'hui dans Friend sont, entre autres et sans pouvoir être exhaustif :

- une participation plus active des hydrologues pré-engagés mais encore hésitants ; pour la France, cela concerne surtout les membres du GIS (annexe n°4) ;
- une arrivée de nouveaux participants, qu'il faudrait donc convaincre de l'intérêt de cette problématique renouvelée de l'Hydrologie Régionale, au vu d'enjeux environnementaux aujourd'hui bien affichés et reconnus de tous ; les thèmes liés aux crues et à la cartographie hydrologique, sont, entre autres et non exclusivement, en manque de ressources humaines ;
- une levée de freins (les blocages sensu stricto ont disparus, ou n'osent plus s'afficher depuis Rio...) aux échanges de données et à la constitution des bases de données communes ;
- une bonne redéfinition du programme Friend pour le futur PHI V, et beaucoup plus ambitieuse compte tenu de l'excellent pointage de Friend vis-à-vis de bon nombre des préoccupations mondiales actuelles ; une proposition longuement mûrie, dans ce sens, a été faite par le laboratoire d'accueil et le coordinateur du pôle AMHY ; on espère qu'elle sera diffusée et entendue, et non pas noyée (incomprise, égarée, dénaturée,...) comme le sont trop souvent les propositions tentées vis-à-vis des instances internationales : soit elles n'arrivent pas au bout, soit elles y arrivent mais trop édulcorées et ayant donc perdu leur efficacité et leur pouvoir mobilisateur ou rénovateur ;
- une participation réelle à la récolte des données qui reste, malgré les accords de principe (ci-dessus), laborieuse, mais cependant possible si on y met le temps et les déplacements nécessaires pour négocier sur place ;

- une ambition renouvelée vis-à-vis des outils de bases de données hydrologiques qui sont, en général et faute de moyens adéquats, plutôt mal tenues et souvent de niveau médiocre, sinon obsolètes ;
- pour la France et pour AMHY, des jeunes chercheurs qui acceptent d'effectuer des séjours Friend à l'étranger, pour assurer la réciprocité des séjours de collaborateurs étrangers au laboratoire d'accueil ; on sait que les programmes européens existent pour assurer le soutien matériel de ces séjours, encore faut-il préparer ces demandes à la CCE longtemps à l'avance et avec des données précises (noms des candidats, etc.), toutes précisions qui ne peuvent être apportées que si les laboratoires mettent Friend à un niveau suffisant de priorité dans leur programme ;
- un financement qui devrait rapidement passer du collectif pluri-national actuel (chaque participant y met des moyens nationaux de son laboratoire) à l'international direct ; la CCE commence à s'intéresser à Friend, mais ne semble pas encore avoir pleinement pris conscience de l'efficacité potentielle de certains modèles d'aménagements généralisés et renouvelés des eaux (comme Inondabilité par exemple), modèles qui exigent une Hydrologie Régionale de très bon niveau, objectif central de Friend ; il y va pourtant de la concrétisation de nombre d'enjeux environnementaux actuels, comme répété à plusieurs reprises ici.

Cette liste est simplement indicative et non exhaustive. On peut y ajouter un truisme : les équipes de Friend ne voient évidemment que des avantages à ce que le PHI de l'Unesco se rapproche, voire s'intègre complètement, avec le « PHO » de l'OMM. Par contre, l'Hydrologie restant une oeuvre à finalité essentiellement environnementale, c'est-à-dire d'intérêt général, dont en outre les résultats président (ou devraient présider) à de fondamentales allocations de ressources ou de répartition de risque, les animateurs de Friend tiennent beaucoup à ce que soit préservée l'origine publique des fonds et moyens qui leur permettent de travailler. Se laisser aller, par suite de la mode libérale du moment, à des soutiens d'origine privative, qui pourraient d'une façon ou d'une autre pré-orienter les résultats en vue de pré-orienter les arbitrages cités, est une dérive dont ils ne veulent pas, et que personne de sensé ne doit accepter ou favoriser.

EN GUISE DE CONCLUSION

Il est difficile de conclure sur un projet naissant et pas encore bien solide, sauf à confirmer qu'il est bien centré sur les préoccupations actuelles, bien complémentaire des renouvellements récemment effectués en hydrologie analytique et

en recherches sur les processus, et surtout bien articulable (et parfois déjà articulé) sur les nouveaux modèles d'aménagement des eaux exigés par des enjeux environnementaux majeurs, enjeux enfin reconnus comme nécessaires, et donc assurés de soutiens qui ne peuvent que s'accroître dans l'avenir, au bénéfice de la société et... de ceux qui auront pu (voulu) y participer.

Programme FRIEND-AMHY au 1.97.92

A) THÈMES et SOUS-THÈMES

Thème I Constitution de la Base de Données hydrologiques

- I.1 Système (AMHY)
I.2 Chroniques complètes (AMHY_BASES)
I.3 Données thématiques spécialisées (AMHY SPACE)

Thème II Régionalisation des Étages

- II.1 En montagne
II.2 En terrain karstique
II.3 En général

Thème III Synthèse Régionales des Régimes Hydrologiques

- III.1 Par Modèles débits (Q) - durées (d) - Fréquence (F), QdF
III.2 Par cartographie avec Concepts spatiaux adaptés à l'Hydrologie
III.3 Explicitant les Dérives anthropiques et climatiques

Thème IV Régionalisation en Crues rares et extrêmes

- IV.1 Approches basées sur le modèle AGREGEE
IV.2 Méthodologies pour zones Urbaines
IV.3 Approches basées sur l'Extrapolation des Modèles Q(p) et leurs comportements Asymptotiques
IV.4 Validations indirectes des modèles d'estimation par Intercomparaisons sur sites communs
IV.5 Dépendances spatio-temporelles des Épisodes Historiques de tailles Régionale
IV.6 Crues en bassins fortement perturbés

Thème V Régionalisation spécifique aux zones à forte variabilité spatiale des écoulements

- V.1 Sous l'effet de changements brutaux dans l'occupation des sols
V.2 Sous l'effet de changements évolutifs

Thème VI Régionalisation en Connaissance, et pour la Connaissance, des Précipitations

- VI.1 Pluies et Reliefs : régionalisation et respect des micro-climats hydropluviométriques
VI.2 Méthodes d'usage des Radars pluviométriques pour soutenir la régionalisation en montagne
VI.3 Comparaison des diverses modifications des Champs spatio-temporels des pluies
VI.4 Cartographie euro-méditerranéenne des PMP

Thème VII Estimations Régionales des Transports Solides

Thème VIII Processus Hydrologiques de la Désertification

Thème IX Longues séries hydrologiques et hydrométéorologiques

(signification des formats de caractères utilisés : cf ci-après)

Extrait des fiches de projet par thème, au 1.07.92

Liste, au 1.07.92, des Coordinateurs Internationaux (CI) et Nationaux (CN) par thème principal actif

Thème I : Constitution de la Base de Données Hydrologiques				
P. GIVONE	CI	CN	France	CEMAGREF LYON
M. SPREAFICO		CN	Suisse	SHGN Berne
L. QUINTAS		CN	Espagne	CEDEX Madrid
A. FRIMESCU		CN	Roumanie	INMH Bucarest
Z. RADIC		CN	Yougoslavie	UNIVERSITE Belgrade
D. ADOM		CN	Italie	WARREDOC Perugia
E. BOGDANOWICZ		CN	Pologne	IMIW Varsovie
Thème III : Synthèses Régionales des Régimes Hydrologiques				
V. STANESCU	CI	CN	Roumanie	INMH Bucarest
G. GALEA		CN	France	CEMAGREF Lyon
Z. RADIC		CN*	Yougoslavie	UNIVERSITE Belgrade
A. SPREAFICO		CN	Suisse	SHGN Berne
X. FERRER		CN*	Espagne	CEDEX Madrid
D. ADOM		CN*	Italie	WARREDOC Perugia
Thème IV : Régionalisation en Crues rares et extrêmes				
G. OBERLIN	CI	CN	France	CEMAGREF Lyon
X. FERRER		CN	Espagne	CEDEX Madrid
D. DEVRED		CN**	Suisse	EPFL Lausanne
V. OANCEA		CN	Roumanie	INMH Bucarest
V. ANSELMO		CN*	Italie	UNIVERSITE Turin
M. BRILLY		CN	Yougoslavie	UNIVERSITE Ljubljana
Thème VI : Régionalisation en Connaissance, et pour la Connaissance, des Précipitations				
C. LLASAT	CI*	CN*	Espagne	UNIVERSITE Barcelone
I. DESUROSNE		CN*	France	CEMAGREF Lyon
V. ANSELMO		CN	Italie	UNIVERSITE Turin
D. DAMIAN		CN	Roumanie	INMH Bucarest
Z. RADIC		CN*	Yougoslavie	UNIVERSITE Belgrade
M. KREBNER		CN**	Suisse	ETH Zürich
Thème VIII : Processus Hydrologiques de la Désertification				
F. GALLART	(CI**)	CN**	Espagne	IJA Barcelone
J. LAVABRE	(CI**)	CN**	France	CEMAGREF Aix en Provence
M.J. ADLER		CN	Roumanie	INMH Bucarest

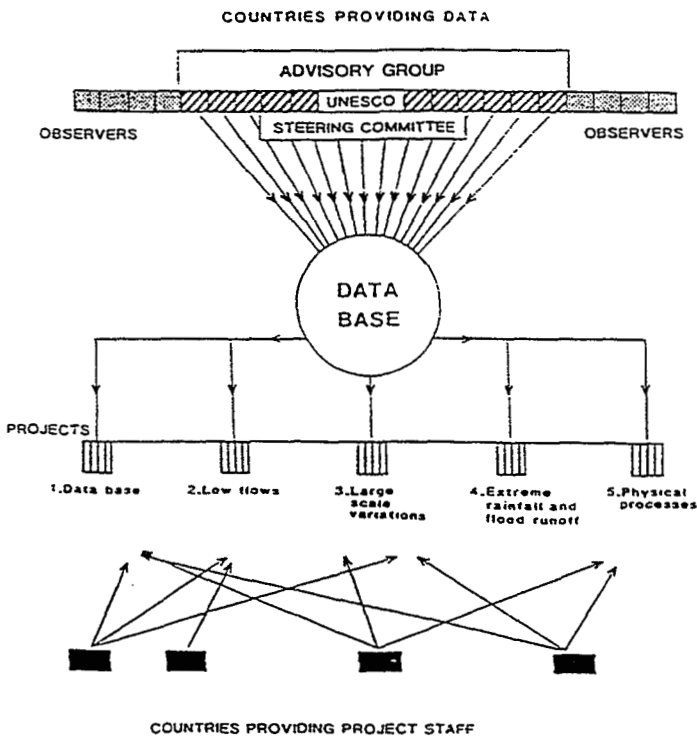
(*) à titre provisoire ou transitoire

(**) pressenti, accord non obtenu, à confirmer

annexe 3

Flow Regimes from international Experimental and Network Data (FRIEND) Northern and Western Europe

Project Management



PROJECT 1 Data base	PROJECT 2 Low flows	PROJECT 3 Large Scale Hydrologic	PROJECT 4 Extreme Rainfall and Flood Runoff Estimation	PROJECT 5 Physical processes
L Roald Norway (1)	A Gustard UK (2)	NW Arndt UK (1)	NR Sæthun Norway (1)	M Robinson UK (1)
P Givone France (2)	S Demuth Germany (2)	L Gottschalk Norway (2)	G Oberlin France (2)	P Seuss Finland (2)
U Schroder Germany (2)	H A J van Lanen Netherlands (2)	T Jutzan Sweden (2)	E Forland Norway (2)	A Hermann Germany (2)
P M M Warmerdam Netherlands (2)	LM Tallaksen Norway (2)		DE Boorman UK (2)	L Anderson Sweden (2)
A J Wesselink UK (2)	A J Wesselink UK		L A Roald Norway	F P de Troch Belgium
S Demuth Germany			D W Reed UK	A Bronstert Germany
				P M Warmerdam Netherlands
				K Beven UK

It was envisaged that the Projects themselves would define their precise mode of operation : with or without coordinators on country level.

(1) Project Coordinator

(2) National contact point : It was agreed to appoint one person per country for each FRIEND Project as a contact point, mainly to make clearer the structure of the FRIEND project, Northern and Western Europe.

A.M.H.Y

GROUPEMENT
 D'INTERET
 SCIENTIFIQUE

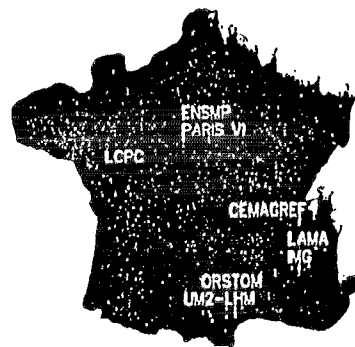
en

HYDROLOGIE

ALPINE

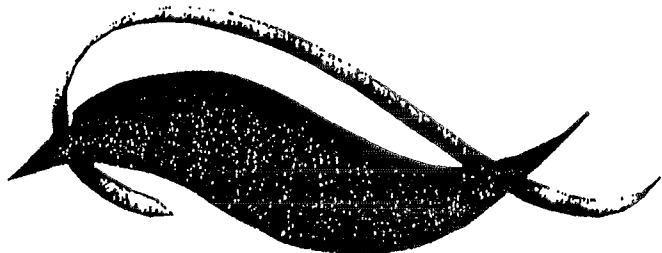
et

MEDITERRANEENNE



CEMAGREF de Lyon - Division Hydrologie-Hydraulique - Domiciliation du OIS Centre National de Mécanisme Agricole, du Génie Rural, des Eaux et Forêts CP 220, 3 Bis, quai Chauveau, 69336 Lyon cedex 09 (téléphone) ☎ 72.20.87.87 (télécopie) ☎ 78.47.78.75 (téléc) → 305 270 f
ENSMP - Laboratoire d'Hydrogéologie Mathématique Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris 35, rue St Honoré, 77305 Fontainebleau ☎ (1) 64.69.47.00 ☎ (1) 64.69.47.03 → mineton 694736
IMG - Groupe Hydrologie Institut de Mécanique de Grenoble Domaine Universitaire B.P. 53 X 38041 Grenoble cedex ☎ 76.87.46.43 ☎ 76.82.50.01 → hymegre 980668 f
LAMA-IGA - Institut de Géographie Alpin Laboratoire de la Montagne Alpine 17, rue Maurice GIGNOUX, 38031 Grenoble ☎ 76.87.46.43 ☎ 76.51.48.48
LCPC - Division Eau - Section Hydrologie Laboratoire Central des Ponts et Chaussées B.P. 19, Les Bauges du désert, Route de Pornic, 44320 Nantes ☎ 40.84.58.75 ☎ 40.84.59.98 → icnante 710805 f
ORSTOM - Laboratoire d'Hydrologie Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération 911, Avenue Agropolis, B.P. 3045, 34032 Montpellier cedex 1 ☎ 67.61.74.35 ☎ 67.54.78.00 → orst npl 485 507 f
PARIS VI-LGA - Laboratoire de Géologie Appliquée Université Pierre et Marie CURIE 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 05 ☎ (1) 44.27.51.26 ☎ (1) 44.27.51.25 → 200 143 upme
UM2 - LHM - Laboratoire d'Hydrologie et de Modélisation Université Montpellier II Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5 ; ☎ 67.63.33.39 ☎ 67.52.48.61 → 490 944

annexe 4



ÉVAPOTRANSPIRATION

UTILISATION D'IMAGES THERMIQUES NOAA POUR ESTIMER L'ÉVAPOTRANSPIRATION À LARGE ÉCHELLE. APPLICATION À LA DÉTECTION DES EFFETS DE SÉCHERESSE EN FRANCE DE 1988 À 1990.

D. COURAULT¹, P. CLASTRE², JP. GUINOT², B. SEGUIN²

RÉSUMÉ

Dans cette communication, les auteurs proposent une méthode d'estimation de l'ETR saisonnière à large échelle à partir d'images thermiques NOAA et de données climatiques collectées sur le réseau météorologique. Ils l'appliquent pour détecter les effets de la sécheresse en France de 1988 à 1990.

Cette méthode est basée sur l'équation de Jackson qui relie de façon linéaire la différence entre l'ETR et le rayonnement net, (ETR-R_n), à celle entre les températures de surface et de l'air prises au maximum de la journée, (T_s-T_a).

Les paramètres de cette relation s'obtiennent par une régression linéaire entre les cumuls saisonniers des valeurs de (ETR-R_n), calculées, à partir des données climatiques, par un modèle couplé bilan d'énergie-bilan hydrique, d'une part, et des valeurs de (T_s-T_a), d'autre part, où T_s est déduite des données infrarouges thermiques NOAA. Ces paramètres sont ensuite utilisés pour la régionalisation de l'ETR à partir des images NOAA et des cartes des variables climatiques interpolées par krigeage.

Pour appliquer cette démarche à l'ensemble de la France, les auteurs ont utilisé les données de 20 stations météorologiques réparties sur l'ensemble du pays. Ils ont employé le modèle Magret pour le calcul des valeurs de l'ETR et du rayonnement net.

La pente et l'ordonnée à l'origine de la droite de régression peuvent varier suivant les sites, et parfois, pour un même site, entre les différentes années. L'ordonnée à l'origine présente les variations les plus importantes. Le calage pour chaque année, fait à partir des 20 stations confondues, induit des erreurs sur l'ETR d'environ 10 à 20 %.

Par manque de données, il n'a pas été possible de valider de façon rigoureuse les valeurs régionalisées de l'ETR.

¹Inra, unité de bioclimatologie,

65 route de St Briec, 35000 Rennes, ²Domaine St Paul 84143 Montfavet

INTRODUCTION

La connaissance des différents termes qui interviennent dans le cycle de l'eau est essentielle à la fois pour les hydrologues et les agronomes qui ont besoin, pour les premiers de prévoir les crues et pour les seconds de gérer l'irrigation. L'évapotranspiration est un terme significatif de ce cycle, qui représente la consommation en eau réelle des cultures. C'est un terme qui résulte à la fois de la demande climatique (rayonnement, température, ...), de la réserve en eau utile du sol, mais également des besoins propres à chaque plante. Sa détermination fait donc intervenir un certain nombre de paramètres (déficit de vapeur d'eau, résistance stomatique, ...) qu'il est parfois difficile de mesurer simultanément sur un grand nombre de sites. Aussi son estimation se fait le plus souvent de façon indirecte par résolution du bilan hydrique ou énergétique. Différents modèles existent, de complexité variable suivant le nombre de paramètres pris en compte (CHOISNEL, 1992), mais la plupart sont adaptés à des échelles spatiales et temporelles limitées correspondant le plus souvent à la plante ou à la parcelle analysées à des pas de temps horaire à journalier. Parmi ceux-ci, le modèle simplifié de JACKSON *et al.* (1977) basé sur le bilan d'énergie, relie de façon linéaire l'évaporation et le rayonnement net à la différence de températures entre la surface et l'air prises au maximum de la journée. La relation proposée est de la forme :

$$ET - R_n = A + B(T_s - T_a)$$

avec l'évaporation (ET) et le rayonnement net (R_n) exprimés en millimètres d'eau par jour, T_s : la température de surface, T_a : la température de l'air prise au maximum de la journée près de 14h00 TU. Le cumul dans le temps des différences de températures entre la surface et l'air est par ailleurs, un bon indicateur du stress hydrique subi par les cultures (appelé SDD : stress degree day par Jackson).

Cette relation simplifiée a été reprise par de nombreuses équipes sous des aspects théoriques ou opérationnels (SEGUN *et al.*, 1982), car elle permet l'utilisation des températures de surface fournies par les satellites météorologiques, et par ce fait d'accéder à des larges échelles spatiales et temporelles jusqu'ici inaccessibles par des méthodes classiques. Une étude physique des coefficients de calage de cette relation simplifiée a été faite par SEGUIN et ITIER (1983) montrant la dépendance du coefficient de pente B vis-à-vis de la rugosité de surface. Ces observations ont été précisées par LAGOUARDE et BRUNET (1991) qui ont établi des formulations pour A et B faisant intervenir la rugosité de surface et la vitesse du vent, pour des couverts homogènes. Récemment ces relations ont été améliorées par LAGOUARDE et MC ANENEY (1992) en considérant des données de nombreuses expériences menées sur différents types de couverts.

Les domaines d'application de la relation simplifiée sont nombreux et peuvent couvrir des échelles spatiales variables, grâce à l'utilisation de la télédétection. Une étude récente conduite par SEGUIN *et al.* (1991) a montré les potentialités du satellite Météosat pour estimer l'évaporation à large échelle. Mais cette étude a également révélé que la précision des températures de surface obtenues par Météosat n'était pas suffisante et devait être corrigée par des données NOAA. Aussi une nouvelle étude, que nous présentons ici, a été menée utilisant directement des données NOAA afin d'améliorer cette approche. L'objectif est de proposer une méthodologie opérationnelle pour estimer l'évapotranspiration à large échelle, intégrée sur plusieurs mois, en testant les potentialités du satellite NOAA qui permet d'obtenir des températures de surface plus précises que Météosat. Une application de cette méthode est faite à l'échelle de la France en vue de détecter les effets de sécheresse de 1988 à 1990. Nous avons utilisé de façon combinée des données thermiques satellitaires et un modèle agrométéorologique suivant la relation simplifiée. Nous présenterons le traitement spécifique des images pour obtenir des températures de surface et le modèle agrométéorologique dans une première partie puis nous discuterons des résultats et de la façon de valider nos estimations dans une seconde partie.

MATÉRIELS ET MÉTHODES

Deux types de données ont été utilisées :

- 1) des données climatiques journalières durant les trois années étudiées (1988-1989-1990) sur 20 stations réparties sur l'ensemble de la France (figure 1). Ces sites ont été choisis de façon à représenter les principales variations régionales. Ils appartiennent au réseau météorologique géré par l'Inra (STEFCE) sur lesquels des mesures classiques de températures, rayonnement, pluviométrie... sont effectuées en continu. Aucune des stations sélectionnées ne se situe sur des reliefs importants ou sous forêts. Le nombre de stations retenues peut paraître limité, mais il répond à un souci d'opérationnalité, l'augmentation du nombre de stations entraînant des temps de calculs beaucoup plus longs ;

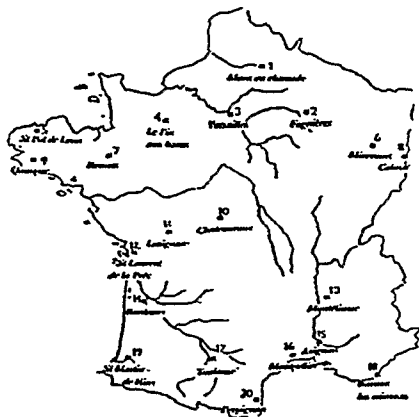


Figure 1
Localisation géographique des 20 sites sélectionnés à partir du réseau météorologique géré par le STEFCE-Inra

2) **des données infrarouges thermiques.** Il s'agit d'images de synthèses NOAA provenant du CNES de Toulouse, qui sont élaborées à partir du maximum de l'indice de végétation sur 5 jours, sur une période allant de mars à octobre pour chacune des trois années étudiées (soit 48 images par an). La résolution spatiale des images est de 1 km². Ces images ont été corrigées géométriquement (par le CNES) et sont donc superposables entre elles, par contre, elles n'ont pas été corrigées des effets atmosphériques (ceci demandant des données des profils atmosphériques que nous n'avions pas). Le fait de travailler sur des images de synthèses pentadaires réduit le nombre d'images mauvaises ou nuageuses, cependant il reste quelques nuages que nous avons éliminés en passant un filtre défini à partir d'un seuillage effectué sur l'indice de végétation. Chaque site est représenté par une zone de 15 km/15 km (soit 196 pixels), et caractérisé par la moyenne de ses pixels. Les images sont visualisées à l'écran suivant 256 niveaux. À chaque niveau correspond une température de surface (brillance) exprimées en dixième de °K et codées sur 16 bytes.

Afin de mieux comprendre la signification et la précision de cette mesure, nous rappelons les quelques bases physiques et les traitements effectués pour obtenir une température de surface.

***Obtention de la température de surface à partir de capteur satellitaire**

Le signal reçu par le capteur NOAA correspond à une luminance spectrale qui résulte à la fois de l'émission propre de la surface et de celle de l'atmosphère.

$$L_{\lambda} = \tau_{\lambda} [Ls_{\lambda} + (1-\varepsilon) La_{\lambda\downarrow}] + La_{\lambda\uparrow}$$

Ls_{λ} : luminance spectrale propre de la surface, $La_{\lambda\downarrow}$: luminance spectrale propre de l'atmosphère reçue par la surface (souvent appelé rayonnement atmosphérique), $La_{\lambda\uparrow}$: luminance spectrale propre de l'atmosphère reçue par le capteur, ε : émissivité spectrale de la surface, τ : coefficient de transmission atmosphérique.

La luminance est reliée à la température de surface par la loi de Planck, elle varie suivant les longueurs d'onde étudiées :

$$L_{\lambda} = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \exp\left(\frac{hc}{\lambda kT} - 1\right)$$

h : constante de Planck, c : vitesse de la lumière, k : constante de Boltzmann, T : température absolue du corps noir.

En pratique, la luminance est mesurée sur des bandes spectrales (pour NOAA, les bandes spectrales utilisées sont : $C_4=10-11,5\mu\text{m}$; $C_5=11,5-12,5\mu\text{m}$) et l'on obtient suivant la loi de Stefan-Boltzmann

$$Ls_{\lambda} = \varepsilon \sigma T_s^4 + (1-\varepsilon) La_{\lambda\downarrow}$$

Pour accéder à la température de surface réelle, il est nécessaire de connaître l'émissivité de la surface et le rayonnement atmosphérique. L'émissivité varie suivant le type de surface, l'humidité, l'angle de visée, les bandes spectrales, ... ($\varepsilon=0,90$ pour du sable sec, $\varepsilon=0,98$ pour de la végétation dense). Aussi les mesures d'émissivité ne se font que très localement (STOLL, 1988, VAN

DE GRIEND *et al.*, 1991). JACKSON (1983) estime qu'une variation de 1 % sur l'émissivité entraîne une erreur de 0,5° à 0,6°K pour la température de surface. De même, l'estimation du rayonnement atmosphérique demande des données, soit des basses couches atmosphériques (BRUNT, 1932, BRUTSAERT, 1975, IDSO, 1981), soit de profils atmosphériques fournis par des radiosondages (utilisation de programme tel que Lowtran 7, KNEIZYS *et al.*, 1983). Des telles mesures ne sont pas envisageables pour notre étude qui couvre l'ensemble de la France sur plusieurs années, aussi nous avons considéré que l'émissivité était égale à 1. Compte tenu de l'émissivité élevée du couvert végétal et de l'échelle spatiale large considérée conduisant à des pixels mixtes, l'erreur peut être estimée à environ 1°K. L'autre problème pour l'utilisation des données satellitaires est celui de la perturbation par l'atmosphère. Dans l'infrarouge thermique, si le calcul de l'effet atmosphérique par les modèles de transfert radiatif est difficilement effectuable en routine, il existe la possibilité d'utiliser la méthode dite de Split Window qui permet d'éliminer une partie des effets atmosphériques lorsque l'on dispose de deux canaux thermiques comme c'est le cas pour NOAA (C_4 , C_5). La température de surface est alors calculée à partir d'une combinaison linéaire des températures obtenues dans les deux bandes spectrales du satellite :

$$T_s = a_0 + a_1 T_{c_4} + a_2 T_{c_5}$$

Cette méthode donne des résultats relativement précis ($\pm 0,2^\circ\text{K}$) sur les mers où elle a été mise au point (DESCHAMPS et PHULPIN, 1980). Par contre elle semble moins bien adaptée sur les terres où différentes expériences ont montré des écarts de températures de l'ordre de 4°K (ceci étant dû aux émissivités variables de la surface, plus l'émissivité est proche de 1, cas des océans, plus la précision de la température est élevée, BECKER et LI, 1990). Récemment KERR (1991) a proposé une méthode semi-empirique utilisant la méthode de split window et tenant compte de l'occupation de la surface par l'intermédiaire de l'indice de végétation. Deux températures sont calculées avec des coefficients différents, l'une correspondant à des sols nus dominants (où la constante a_0 est positive), l'autre correspondant à un couvert de végétation dense (a_0 négative). Ces deux températures sont ensuite pondérées par un terme CV représentant le taux de couverture de la surface du sol, qui est proportionnel à l'indice de végétation. La combinaison de ces deux termes donne finalement la température de surface.

$$T_{sn} = 3,1 + 3,2 T_{c_4} - 2,2 T_{c_5} \quad T_{sv} = -2,4 + 3,6 T_{c_4} - 2,6 T_{c_5}$$

$$CV = a IV \text{ avec } a = \frac{CV_1 - CV_0}{IV_{\max} - IV_{\min}}$$

$$T_s = CV T_{sv} + (1 - CV) T_{sn}$$

Le coefficient a est déterminé suivant les valeurs minimales et maximales de l'indice de végétation. Il varie suivant les corrections atmosphériques effectuées ou non dans le visible et le proche infrarouge. Cette méthode a donné de bons résultats au Niger et en Algérie (IMBERNON *et al.*, 1991, DE BRISIS *et al.*, 1991). Nous l'avons utilisé avec $\alpha = 4/3$ pour les données NOAA 89 et 90 corrigées des

effets atmosphériques dans le visible et le proche infrarouge et $\alpha=2$ pour les images de 1988 (données non corrigées). Au total, l'imprécision sur la température de surface (en tenant compte de l'émissivité et de la correction atmosphérique) peut être estimée à environ 2 à 3°K.

* Un dernier point est à considérer avec attention, l'heure de passage du satellite. En effet, PRICE (1991) a observé un écart de près de deux heures par rapport à l'heure initiale de lancement du satellite NOAA 9, ceci étant dû à une dérive du satellite arrivant en fin de vie en 1988. En 1989, c'est un nouveau satellite qui est lancé, NOAA11, l'heure de passage est proche de 14H00. Un réajustement des valeurs de températures pour 1988 est nécessaire pour les comparer à celles des années suivantes. Nous avons normalisé les valeurs de 1988 à partir de relations utilisant des données de terrain acquises à Caumont par Lagouarde, à différentes heures de la journée avec un radiothermomètre.

Les températures de surface ainsi obtenues (T_s), sont analysées suivant leur cumul dans le temps afin d'éliminer les fluctuations journalières dues au vent, puis elles sont comparées aux températures maximales de l'air (T_a). La différence ($T_s - T_a$) est ensuite combinée aux sorties d'un modèle agrométéorologique suivant la relation simplifiée.

- 3) **Description sommaire du modèle utilisé.** Il s'agit d'un modèle couplé bilan d'énergie-bilan hydrique (Magret) adapté par Lagouarde à partir du modèle Earth de CHOISNEL (1977). Le bilan hydrique considère le sol comme un système à deux réservoirs, dont l'initialisation se fait le 1^{er} janvier d'une année où la réserve d'eau est supposée maximale. Le bilan d'énergie traite les équations classiques des transferts, en prenant en compte les différentes conditions atmosphériques (instabilité thermique,...). L'évaporation potentielle (ETP) est calculée à partir de la formule de PRIESLEY et TAYLOR (1972). L'introduction d'une résistance du couvert permet ensuite de calculer l'évaporation maximale (ETM). Enfin l'évaporation réelle (ETR) est obtenue à partir du rapport ETR/ETM, paramétré en fonction de la profondeur du réservoir superficiel. Les variables d'entrée du modèle sont peu nombreuses : il s'agit des données climatiques journalières disponibles sur le réseau météorologique. Le modèle reconstitue les variations horaires des principales variables climatiques. Les paramètres de calage sont de trois types : géographique, pédoclimatique, et biologique (figure 2).

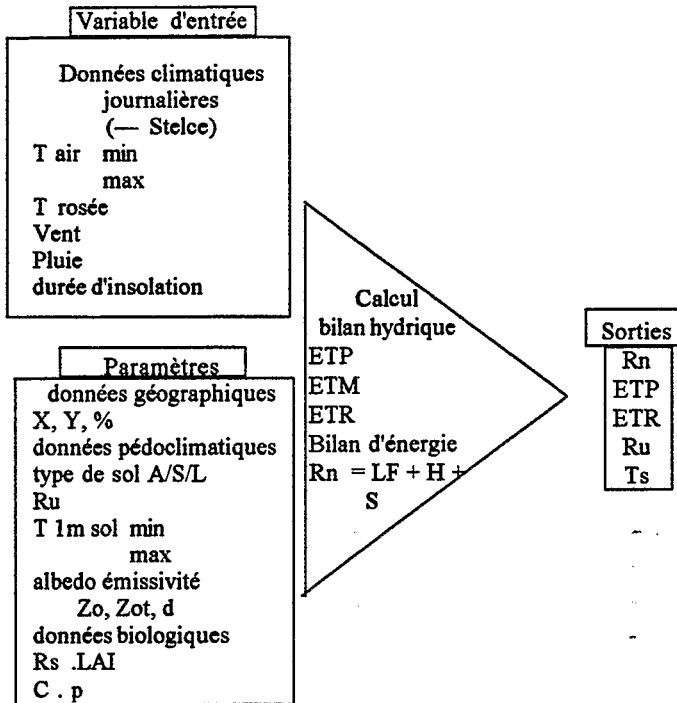


Figure 2

Récapitulatif des entrées et des principales sorties du modèle Magret. (A : argile, S : sable, L : limon, RU : réserve utile maximale, zo : rugosité mécanique; zot : rugosité thermique, Rs : résistance de structure du couvert, LAI : indice foliaire, C : coefficient d'atténuation pour le flux de conduction, p : paramètre de courbure des relations ETR/ETM en fonction de la profondeur du réservoir superficiel)

Les principales sorties du modèle sont l'ETR, l'ETP, le rayonnement net, la température de surface, la réserve utile restante à un pas de temps journalier. Pour notre étude, les 20 stations ont été assimilées à une prairie, invariante au cours de l'année ($z_0=0,03m$, LAI=2, $r_s=10s/m$, $a=0,3$, $\epsilon=0,96$, $p=0$). Seuls les paramètres géographiques, le type de sol dominant, la réserve utile et la température à 1 mètre du sol varient.

Compte tenu de ses caractéristiques, ce modèle n'est pas réellement adapté à une estimation de l'ETR régionale mais plutôt locale, sur des couverts invariants au cours de l'année. Tel que nous l'avons utilisé, ce modèle nous fournit une référence d'ETR de signification essentiellement climatique, permettant de comparer les situations hydriques entre sites et années.

* Combinaison du modèle et des données thermiques

La combinaison des différentes données thermiques, climatiques et des sorties du modèle s'est effectuée en trois étapes (figure 3) :

- dans un premier temps, nous avons analysé le SDD, cumuls de mars à octobre des différences ($T_s - T_a$) pour chacune des stations, afin de détecter les régions ayant subi des déficits hydriques importants ;
- dans un second temps, nous avons calculé les valeurs d'ETR et de R_n par le modèle Magret pour chacun des sites, et combiné ces valeurs avec les différences ($T_s - T_a$) suivant la relation simplifiée afin d'obtenir des coefficients de calage A et B applicables à l'ensemble de la France ;
- enfin la dernière étape a consisté à cartographier l'ETR à l'échelle de la France en utilisant des cartes interpolées par krigeage des variables climatiques.

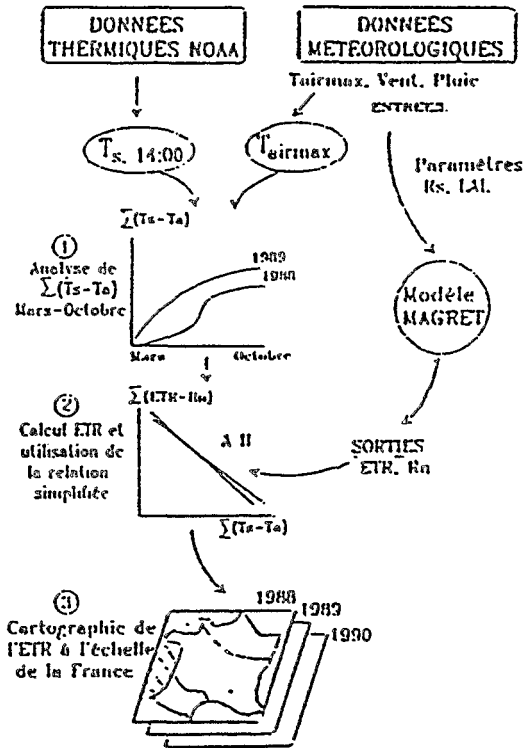


Figure 3

Les différentes étapes de traitements des données pour cartographier l'ETR à l'échelle de la France

La validation de ces estimations est envisagée à partir de bilans hydrologiques appliqués à des bassins versants.

RÉSULTATS

ANALYSE DES VARIATIONS SPATIALES ET TEMPORELLES DES TEMPÉRATURES DE SURFACE ET DU SDD.

L'analyse des courbes représentant les sommes des T_s de mars à octobre, montre l'effet prépondérant de la latitude : les stations les plus au sud qui ont un fort ensoleillement, ont des températures plus élevées que les stations situées au nord (figure 4a). L'occupation de la surface est également un des facteurs de variation important : les régions où les sols nus sont dominants (cas de Perpignan où il y a des cultures horticoles et fruitières avec une forte proportion de surfaces en sols nus) ont des températures de surface supérieures à celles des régions plus humides et vertes telles que le site d'Avignon, zone fortement irriguée.

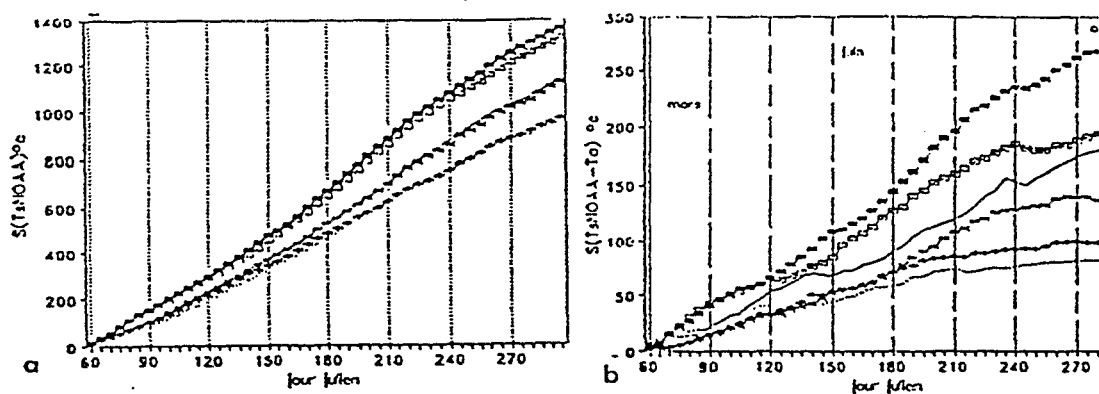


Figure 4

Évolution des sommes des températures de surface (a) et des écarts cumulés ($T_s - T_a$) (b) de mars à octobre en 1988 de quelques stations

Des images résultant du cumul des 48 images NOAA ont été réalisées pour chacune des trois années étudiées (figure 5). L'année 1988 apparaît plus froide sur l'ensemble de la France par rapport aux années 1989 et 1990. Ceci correspondant bien aux observations météorologiques faites sur les 20 stations : pluviométrie de mars à octobre plus importante en 1988 (avec 495 mm d'eau) qu'en 1989 et 1990 (350 et 400 mm), et température maximale de l'air moyennée sur la même période plus faible en 1988 ($20,4^\circ\text{C}$) qu'en 1989 et 1990 ($22,2^\circ\text{C} - 21,8^\circ\text{C}$). Les secteurs où les différences entre années sèches et humides sont les plus marquées, se situent surtout à l'ouest de la France, Charente, sud-ouest, Normandie. On observe peu d'écart entre les années 89 et 90, les températures de surface étant légèrement plus élevées dans les régions centre en 1989 qu'en 1990.

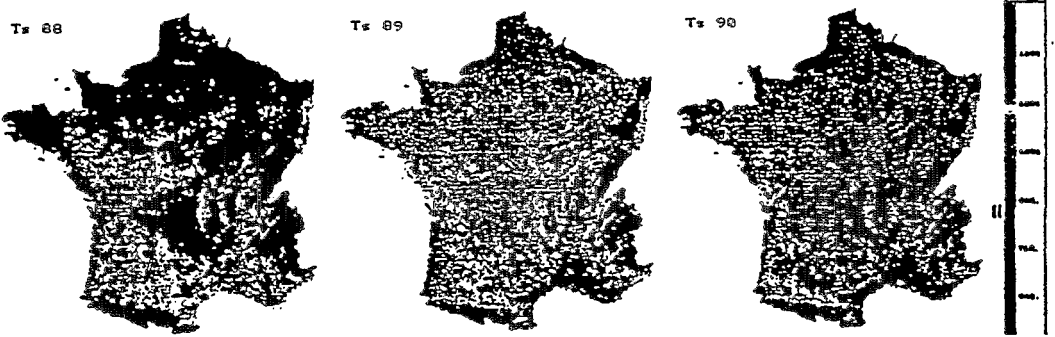


Figure 5

Images de synthèse représentant la somme des températures de surface de mars à octobre pour les trois années étudiées 1988, 1989, 1990 (soit 48 images NOAA pour chaque année)

La comparaison des températures de surface avec celles de l'air permet d'apprécier plus précisément les stress hydriques subis par les stations. ($T_s - T_a$) varie essentiellement en fonction de l'occupation de la surface, de la latitude, de la proximité par rapport aux côtes (figure 4b). Les conditions climatiques interviennent, comme l'effet des vents forts qui abaissent la température de surface et diminuent le SDD. La comparaison des courbes obtenues les trois années pour un même site permet de distinguer les sites les plus touchés par les sécheresses. Ainsi la différence entre l'année 1988 et les années 1989 et 1990 est beaucoup importante pour Toulouse que pour Avignon (figure 6), la première étant une zone ayant été fortement touchée par les sécheresses en 1989 et 1990, la seconde plus faiblement touchée car fortement irriguée.

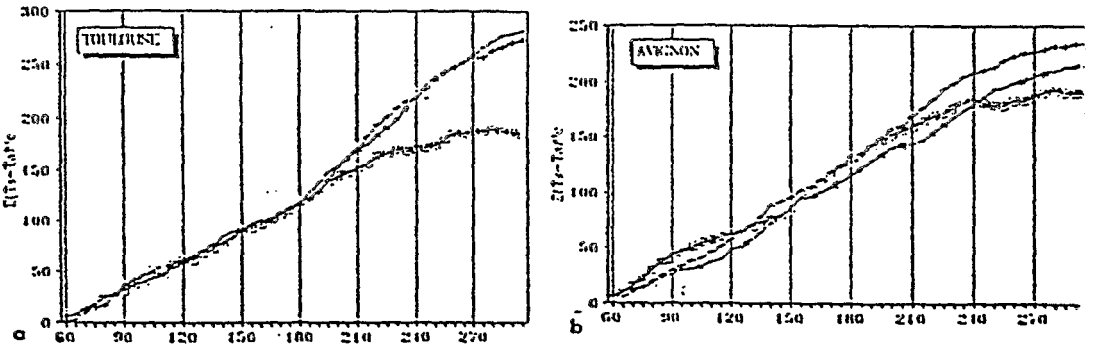


Figure 6

Comparaison de l'évolution des différences ($T_{s, NOAA} - T_{air, max}$) cumulées de mars à octobre en 1988, 1989 et 1990 pour les stations de a : Toulouse et b : Avignon

CALCUL DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION PAR MAGRET, ET DÉTERMINATION DES COEFFICIENTS DE CALAGE A ET B DE LA RELATION SIMPLIFIÉE

Les valeurs des évapotranspirations réelles cumulées de mars à octobre s'étendent de 215 mm à 545 mm pour l'ensemble des stations. Elles sont généralement plus élevée et plus dispersées en 1988 qu'en 1989 et 1990 (tab. 1).

Tableau 1

Valeurs d'évapotranspiration moyennes calculées sur les 20 sites par Magret

	1988	1989	1990
moyenne (mm)	445	357	391
écart-type	75	58	43
min	312	215	317
max	545	459	490

Des vérifications des sorties du modèle ont été faites, en comparant le rapport ETR/ETP (traduisant le besoin en eau des cultures) aux pluies cumulées. On observe une bonne corrélation entre ces deux termes.

La relation simplifiée est utilisée en combinant les valeurs cumulées de mars à octobre d'ETR et de R_n calculées par le modèle avec les différences cumulées entre les températures de surface issues de NOAA et la température maximale de l'air (soit de mars à octobre, 48 images NOAA).

$$\sum_{\text{mars}}^{\text{octobre}} (ETR - R_n) = nA + B \sum_{\text{mars}}^{\text{octobre}} (Ts_{NOAA} - T_{airmax})$$

Les valeurs des paramètres A et B varient entre les sites (figure 7), et parfois pour un même site entre les différentes années. Ceci peut s'expliquer par les variations de l'occupation de surface et des conditions climatiques qui sont différentes pour chaque station, la rugosité de surface et la vitesse du vent étant les principaux facteurs de variations de A et B (LAGOUARDE et BRUNET, 1991). La constante A présente les variations les plus importantes, la pente B reste quasiment constante pour certains sites comme Perpignan. Les valeurs trouvées se situent dans la gamme de celles citées dans la littérature. Les valeurs les plus couramment rencontrées sont $A=1$ et $B=-0,25$ (SEGUIN *et al.*, 1982). Les coefficients trouvés par JACKSON (1977) correspondent à des conditions d'advection ($A=0$ et

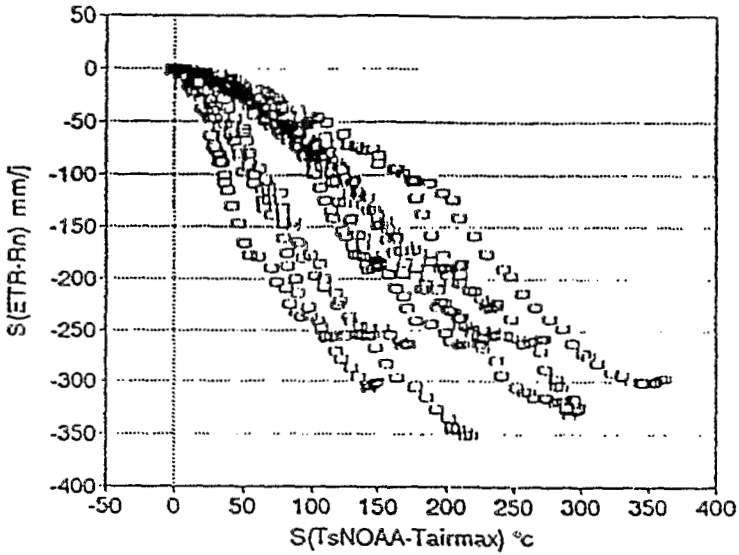


Figure 7

Relation entre les valeurs (ETR-Rn) cumulées de mars à octobre et les sommes $(T_{s_{NOAA}} - T_{atm_{max}})$ des 20 stations en 1990

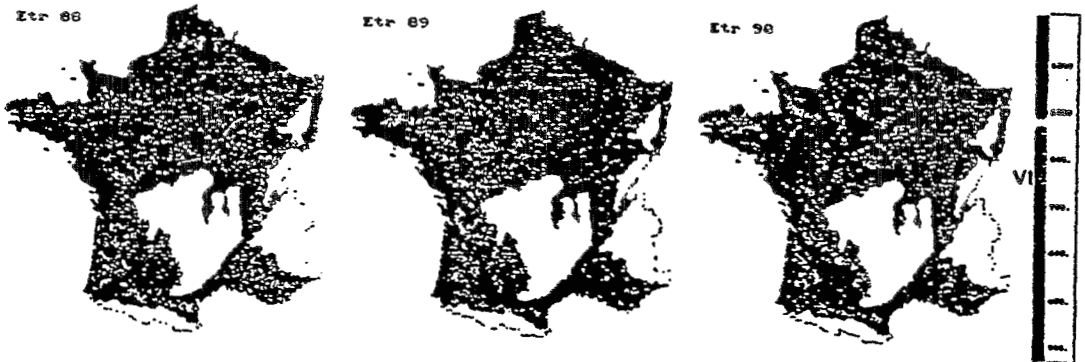


Figure 8

Images de synthèses représentant l'évaporation réelle obtenue par la relation simplifiée utilisant des données NOAA pour les années a : 1988, b : 1989, c : 1990

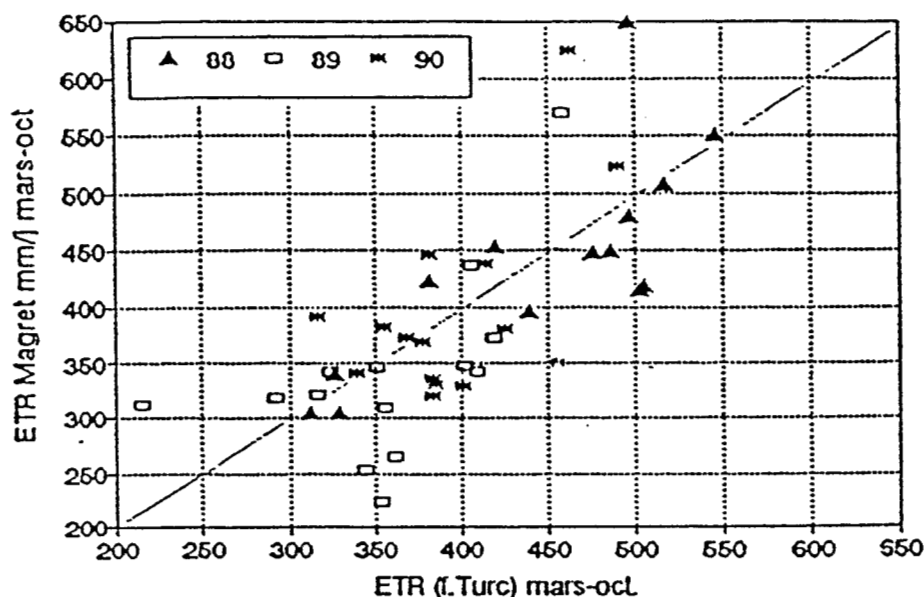


Figure 9

Relation entre les valeurs d'évaporation réelle calculées par Magret et celles calculées par la formule de Turc (1954). La moyenne de ces écarts est pour 1988 est de +7 mm, pour 1989 : +17 mm et pour 1990 : -7 mm

$B = -0,64$). Les valeurs calculées à partir des 20 stations (tableau 2) serviront de coefficients de calage pour la cartographie finale (tab.2). Les erreurs induites sur l'ETR par cette approximation sont de l'ordre de 10 à 20 % suivant les stations.

Tableau 2

Valeurs des paramètres A et B obtenus pour l'ensemble des stations pour les trois années étudiées

	nA	B	r ²
1988	10.35	-1.09	0.72
1989	-12.2	-1.19	0.66
1990	-1.93	-1.08	0.76

EXTRAPOLATION SPATIALE — CARTOGRAPHIE DE L'ETR À L'ÉCHELLE DE LA FRANCE

Les variables climatiques (température de l'air et rayonnement net) ont été interpolées spatialement en utilisant la méthode de krigeage. Cette méthode permet d'obtenir des cartes que l'on peut ensuite combiner aux images NOAA suivant la relation simplifiée en utilisant les coefficients de référence calculés à partir des 20 stations. La relation n'est pas applicable sur les reliefs ou sur les forêts, où des masques sont appliqués sur les images. Les cartes finales d'ETR ont été comparées à des images de synthèses basées sur les cumuls de l'indice de végétation (cartes élaborées par Geosys à Toulouse pour détecter les effets de sécheresse à l'échelle nationale). La comparaison est satisfaisante, puisque l'on retrouve bien les mêmes secteurs les plus touchés par la sécheresse (en 1989, le sud ouest, la Charente, figure 8). Ces cartes nous donnent une information plus qualitative que quantitative. Si nous connaissions l'occupation de la surface, nous pourrions appliquer des coefficients régionaux plus adaptés à chaque situation.

DISCUSSION — VALIDATION

Les valeurs d'évapotranspiration ainsi estimées sont à considérer avec précaution, et n'ont qu'une valeur relative, car il n'existe pas de moyen de validation à des échelles de temps et d'espace aussi larges. Des expérimentations telles que celles d'Hapex (ANDRÉ *et al.*, 1988, HEPPFNER et GOUTORBE, 1989) menées sur des sites relativement larges (100 km/100 km) avec des mesures aéroportées de flux et de nombreuses mesures au sol permettent de vérifier les estimations régionales, mais elles concernent des périodes limitées dans le temps en raison des lourds équipements requis. Une piste est envisagée en considérant le bilan hydrologique de bassins versants. En effet, certains modèles spatialisés comme Modcou (GIRARD *et al.*, 1981) permettent des sorties de cartes d'évaporation (PERRIN, 1991) qui peuvent être comparées à nos estimations faites en utilisant des données NOAA. Comme nous ne possédions pas de telles données pour les années étudiées, nous avons testé la formule de TURC (1954) qui s'adapte à des bassins versants pour calculer l'ETR, gardant ainsi une approche hydrologique. L'évaporation est calculée à partir d'une équation faisant intervenir des valeurs moyennes de températures et de pluies cumulées, représentatives d'un bassin versant :

$$E = \frac{P}{\sqrt{0.9 + L^2 / P^2}}$$

avec $L = 300 + 25 t + 0,05t^2$, P : précipitation annuelle (mm), t : moyenne annuelle de la température de l'air (°c). Cette relation s'applique si $L^2/P^2 > 0,1$ sinon on pose $E = P$.

Les valeurs d'ETR calculées par le modèle Magret sont comparées à celles calculées par la formule de Turc pour une période de 8 mois de mars à octobre pour chacun des sites. Nous avons supposé que chaque site pouvait être assimilé à un bassin versant, puisque nous avons considéré dans notre étude les valeurs moyennes de températures de surface sur un secteur de 15 km/15 km. Les écarts observés entre les différentes valeurs d'ETR ainsi estimées n'excèdent pas 20 mm sauf pour une station près de Biarritz (St Martin de Hinx), où la pluviométrie est importante et les températures élevées (figure 9).

CONCLUSION

Cette étude a montré l'intérêt des données satellitaires thermiques pour suivre l'état hydrique des cultures à large échelle. Elle a permis de détecter les régions les plus touchées par la sécheresse en 1989 et 1990. La méthode présentée apparaît ainsi comme complémentaire de celle utilisant l'indice de végétation, mais les informations fournies ont une valeur plus qualitative que quantitative, car les estimations d'ETR restent difficiles à valider. Un certain nombre de problèmes demeurent, concernant notamment la chaîne de traitement des images : des corrections atmosphériques seraient nécessaires afin d'améliorer la précision des températures de surface. Par ailleurs l'élaboration des synthèses pentadaires serait plus adaptée à notre étude si la sélection des images se faisait à partir des températures de surface et non de l'indice de végétation. Le prochain satellite Météosat prévu pour 1996, avec deux bandes spectrales dans le thermique devrait permettre d'effectuer ces synthèses tout en ayant des données aussi précises que NOAA. La cartographie de l'occupation de la surface serait également utile. Des travaux récents (DERRIEN *et al.*, 1992) ont montré des premières classifications de l'occupation de surface obtenues à l'échelle de la France à partir de l'indice de végétation calculé sur des images NOAA. Ces classifications pourraient être utilisées à l'avenir pour en sortir des cartes dérivées des paramètres de surface comme la rugosité de surface, l'albedo ou l'émissivité, intervenant dans les modèles.

La méthodologie présentée peut être appliquée à plus petite échelle sur des bassins versants suivis plus finement d'un point de vue hydrologique, et en utilisant des températures de surface mesurées par des moyens aéroportés, avec des mesures de contrôle au sol. Des estimations spatialisées d'ETR peuvent être alors obtenues plus précisément et être intégrées dans des modèles agrométéorologiques, ou des modèles hydrologiques...

BIBLIOGRAPHIE

- ANDRE J.C. *et al.*, 1988. Hapex-Mobilhy : First results from the Special Observing Period. *Ann. Geophys.*, 6, 477-492.
- BECKER F. LI Z.L., 1990. Towards a local split window method over land surfaces. *Int. J. Remote Sens.*, 11, 3, 369-393.
- BRUNT D., 1932. Notes on radiation in the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal meteorological Society*, 58, 389-418.
- BRUTSAERT W., 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources research*, 11, 742-744.
- CHOISNEL E., 1977. Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol. La météorologie, *numéro spécial évapotranspiration*, VI, 11, 103-133.
- CHOISNEL E., 1992. Le calcul du bilan hydrique du sol : options de modélisation et niveaux de complexité. *Science du sol*, vol 30, 1, 15-32.
- DE BRISIS S., GUERIF M., PODAIRE A., SEGUIN B., 1991. Combined use of earth observation satellite and meteorological satellite for crop assessment in semi-arid environments. 5 Coll. int *Mesures physiques et signatures en télédétection*. Courchevel, ESA SP 319, 497-500.
- DERRIEN M., FARKI B., LE GLEAU H., SAIROUNI A., 1992. Vegetation cover mapping over France using NOAA-11/AVHRR. *Int. J. Remote Sens.*, *remote sensing letters*, 697554B, 1-9.
- DESCHAMPS PY., PHULPIN T., 1980. Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 et 12 μm . *Bound. Layer. Meteo.* 18, 131-143.
- GIRARD G., LEDOUX E., VILLENEUVE J.P., 1981. Le modèle couplé : simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. *Cahier de l'Orstom, série hydrologique*, vol 18, 4, 195-279.

- HUEPFNER M., GOUTORBE J.P., 1989. Hapex II Sahel, un projet de modélisation du bilan hydrologique et du bilan énergétique en climat tropical sec. doc Orstom Montpellier 25p +ann.
- IDSO S.B., 1981. A set of equations for full spectrum and 8-to 14 μm and 10.5-12.5 μm thermal radiation from cloudless skies. *Water resources research*, 17, 295-304.
- IMBERNON, BEGUE A., LAGOUARDE J.P., KERR Y., 1990. Suivi agroclimatique des cultures en zones sahéliennes à partir des données NOAA de Mas Palomas. Rapport final 2 phase nov 1090 CEE 166p+ ann
- JACKSON R.D., REGINATO R.J., IDSO S.B., 1977. Wheat canopy temperature : a practical tool for evaluating water requirements. *Water resour. Research*, vol 13, n°3, 651-65
- JACKSON R.D., 1983. Spectral indices in-space. *rem. sens. env.*, 13, 409-421.
- KERR Y., 1991. Corrections atmosphériques dans l'infrarouge thermique. Cas de l'AVHRR. 5 Coll. int *Mesures physiques et signatures en télédétection*. Courchevel, ESA SP 319, 29-34.
- KNEIZYS F.X *et al.*, 1983. Atmospheric transmittance/radiance : computer code Lowtran 6, Technical report AFGL-TR-83-0187, Optical physics division, US AIR Force geophysics laboratory, Hanscom air force base, MA USA.
- LAGOUARDE J.P., BRUNET Y., 1991. Suivi de l'évapotranspiration réelle journalière à partir des données NOAA-AVHRR lors de la campagne Hapex-Mobilhy. 5^e coll.int. *Mesures physiques et signatures en télédétection*. Courchevel, ESP SP 319, 569-572.
- LAGOUARDE J.P., MACANENEY K.J., 1992. Daily sensible heat flux estimation from a single measurement of surface temperature and maximum air temperature. *Boundary-Layer Meteorology*, vol59, n°4, 341-362.

- PERRIN J.L., 1991. Modélisation mathématique du fonctionnement hydrologique des bassins versants de la Fecht et de la Weiss (Haut- Rhin). Thèse de 3^e cycle de l'université Louis Pasteur, Strasbourg I, 212p.
- PRICE J.C., 1991. Timing of NOAA afternoon passes. *Int. remote sens.* vol 12, n°1, 193-198.
- PRIESTLEY C.H.B., TAYLOR R.J., 1972. On the assesment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Mon. weather revue*, 100, 81-92.
- SEGUIN B., BAEZ S., MONGET J.M., PETIT V., 1982. Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évaporation régionale.II : Résultats obtenus à partir de données satellites. *Agronomie 2* (2), 113-118.
- SEGUIN B., ITIER B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *Int J.Remote Sens.*, vol 4, n°2, 371-383.
- SEGUIN B., LAGOUARDE J.P., SAVANE M., 1991. The assessment of regional crop water conditions from meteorological satellite thermal infrared data. *Rem. Sens. Environ.*, 35, 141-148.
- STOLL M.P., 1988. Mesures de la température et de l'émissivité de surface par télédétection : modèles et méthodes. Télédétection spatiale, aspects physiques et modélisation, CNES, école d'été, 845-904.
- TURC L., 1954. Le bilan d'eau des sols, relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Ann. Agro.*, n°4, 5^e année, Inra Paris, 491-595.
- VAN DE GRIEND A.A., OWE M., STOLL M.P., 1991. Measurement and spatial variation of thermal infrared surface emissivity in a savannah environment. *Water resources research*, vol 27, n°3, 371-379.

**UN LOGICIEL DE RÉGIONALISATION
CLIMATO-HYDROLOGIQUE.
APPLICATION AU BILAN HYDROLOGIQUE DE LA
CUVETTE DU LAC TITICACA**

M.A. ROCHE¹

RÉSUMÉ

Les termes du bilan hydrologique, permettant l'évaluation d'une évapotranspiration réelle (ETR) régionale, sont étudiés dans l'espace et dans le temps à l'aide d'un logiciel. Les données de précipitations mensuelles sont homogénéisées par la méthode de pseudo-proportionnalité des séries. Une division de l'ensemble régional est effectuée en bassins élémentaires, qu'il est possible de regrouper selon les nécessités. Les lames moyennes sont estimées sur ces bassins. Les données hydrométriques sont aussi traitées par le logiciel qui permet finalement le calcul du bilan. Différents fichiers de données homogénéisées peuvent servir à obtenir facilement plusieurs évaluations pour chaque terme, dont différentes combinaisons définissent une gamme de valeurs d'ETR.

L'application a été effectuée pour la cuvette du lac Titicaca.

¹ Directeur de recherche Orstom, Montpellier.

ÉVAPOTRANSPIRATION RÉGIONALE ET BILAN HYDROLOGIQUE

L'évapotranspiration réelle (ETR) est généralement le terme le plus mal connu du cycle de l'eau. En effet, sa mesure ponctuelle, et *a fortiori* l'extension régionale de valeurs ponctuelles obtenues par diverses méthodes, s'avère très délicate. C'est pourquoi le principe de la confrontation de résultats d'origines variées, avec leurs marges d'incertitude propres, doit être retenu comme règle pour cerner la valeur la plus probable de ce terme.

Parmi les différentes méthodes, l'établissement du bilan hydrologique est l'une des plus précises pour aboutir à une évaluation pluriannuelle. Il est incontournable pour la confrontation des évaluations régionales de l'évapotranspiration. L'ETR est dans ce cas la somme algébrique des autres termes du bilan hydrologique, équivalant alors au déficit d'écoulement.

UN LOGICIEL POUR LE BILAN HYDROLOGIQUE RÉGIONAL

Il est devenu plus aisé grâce à l'informatique d'établir les différents termes du bilan hydrologique de vastes régions. Des travaux sur ce thème ont été menés dans le cadre du programme climatologique et hydrologique de la Bolivie (PHICAB), en coopération entre l'Orstom, l'Instituto de hidráulica e hidrología et le Servicio de meteorología e hidrología.

Les premiers éléments de logiciel (Climar2) ont fait l'objet d'une publication préliminaire (ROCHE, 1988 a,b). Ils ont été ensuite complétés (TITWABAL) et appliqués à l'établissement du bilan de la cuvette du lac Titicaca dont les résultats ont été publiés antérieurement (ROCHE *et al.*, 1991). Cette note s'attache à présenter la méthodologie et l'outil dans un contexte d'application. En ce domaine, il est à signaler les travaux de HIEZ (1977), COCHONNEAU *et al.*, (1991), et MAHÉ (1992).

Le logiciel permet d'effectuer un traitement spatial et temporel de paramètres climatologiques, de la pluviométrie notamment, des débits entrants et sortants, et de niveaux lacustres. Les données de bases sont mensuelles et les pas de temps des résultats sortants sont mensuels, annuels et pluriannuels. Spatialement, les résultats sont obtenus par postes, puis par bassins élémentaires ou groupes de bassins et enfin pour l'ensemble de la région prise en considération. Les termes pluviométriques et hydrométriques sont automatiquement composés pour tout bassin, et à volonté pour tout groupe de bassins, à ces divers pas de temps, pour le calcul du bilan.

Ce traitement fournit aussi des chroniques prêtes à l'analyse de la variabilité spatio-temporelle.

LES DONNÉES

Les données originales qui constituent les entrées brutes sont les suivantes :

- * les superficies des bassins ;
- * la liste des stations d'observations climatologiques et hydrométriques et de leurs caractéristiques ;
- * les superficies des polygones de Thiessen ;
- * les précipitations mensuelles ;
- * les paramètres de l'évaporation : température, radiation et durée d'insolation, nébulosité, humidité relative, vitesse du vent (destinés à d'éventuels calculs d'évapotranspiration) ;
- * les données hydrométriques (débits entrants et sortants, niveaux du lac).

RÉGIONALISATION DE LA CUVETTE DU LAC TITICACA

Un des intérêts d'établir le bilan hydrologique de la cuvette du lac Titicaca réside en l'évaluation de l'évaporation d'un vaste plan d'eau, et de l'évapotranspiration réelle d'un complexe terrain-couverture végétale de montagne de haute altitude, en région intertropicale.

Selon les résultats de l'étude, le bassin du lac Titicaca s'étend en Bolivie et au Pérou sur 57 500 km², eaux superficielles comprises (figure 1). Le lac, à l'époque actuelle, est la seule étendue d'eau superficielle vraiment pérenne dans le bassin andoréique de l'Altiplano : 8 488 km², profondeur maximum 285 mètres. Son niveau moyen, situé à l'altitude de 3 806 mètres, outre une variation annuelle, subit à l'échelle pluriannuelle des fluctuations de niveau.

Sur la période 1968-1989, le lac Titicaca est alimenté par les apports de ses tributaires (53 %) et par les pluies qui tombent directement sur sa surface (47 %). Les pertes du lac sont assurées à 91 % par l'évaporation, le Rio Desaguadero évacuant superficiellement 9 % des eaux lacustres en direction du lac Poopo.

Un total de 51 bassins dits « élémentaires », sont pris en considération comme division de base (figure 2a). Ces bassins élémentaires sont combinés en 32 grands bassins dont 14 peuvent être considérés comme « principaux », leur ensemble assurant la totalité des apports fluviaux au lac (figure 2b).

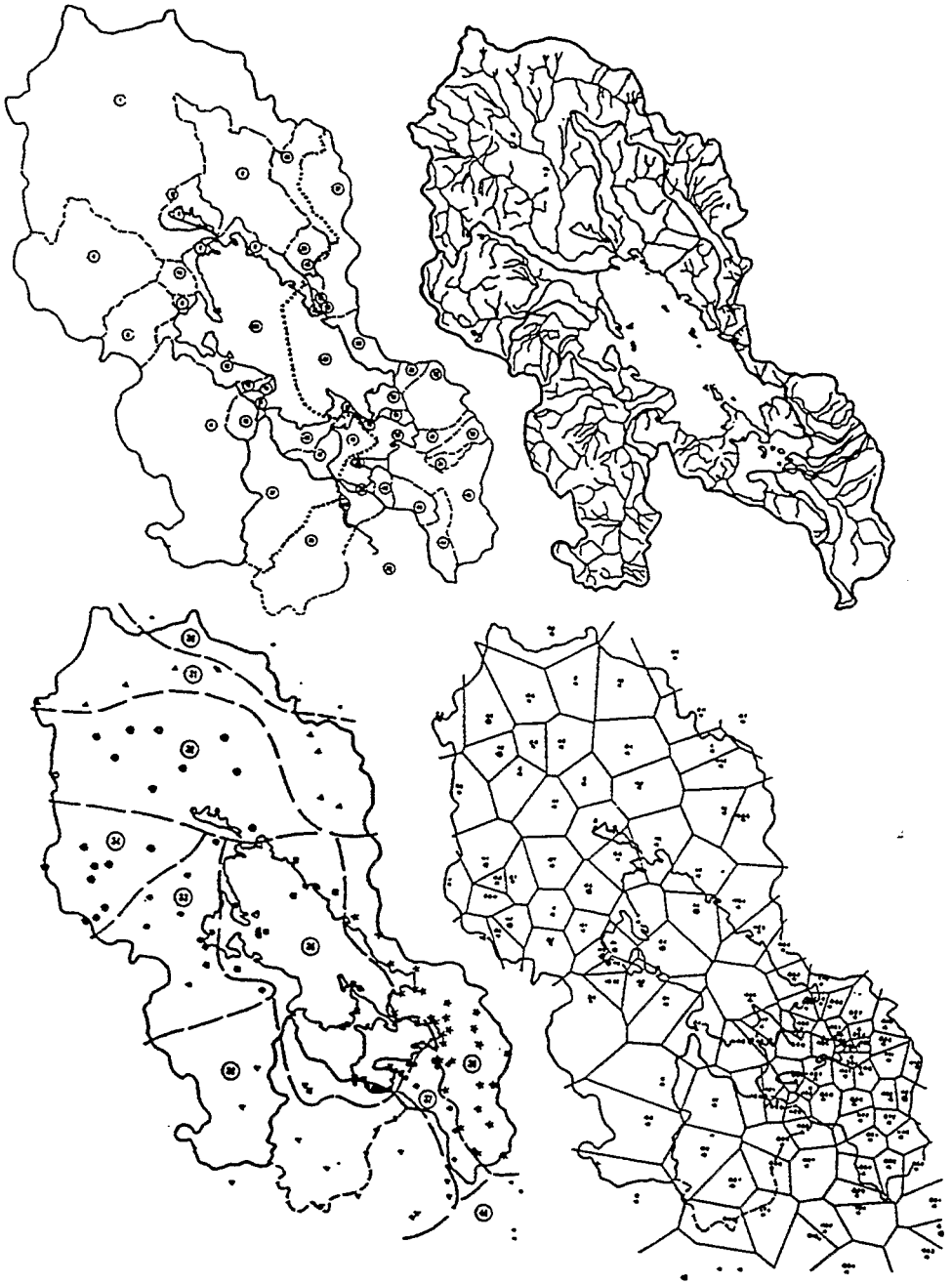


Figure 2

Bassins élémentaires (a), bassins principaux (b), groupes de stations pluviométriques (c), et division de Thiessen (c), de la cuvette du lac Titicaca

original saisi, il fournit un fichier complété, dont les lacunes sont estimées, et un fichier entièrement calculé. Il crée aussi des fichiers de vecteurs spatio-temporels mensuels et annuels. Les résultats offrent de larges possibilités de critique des données.

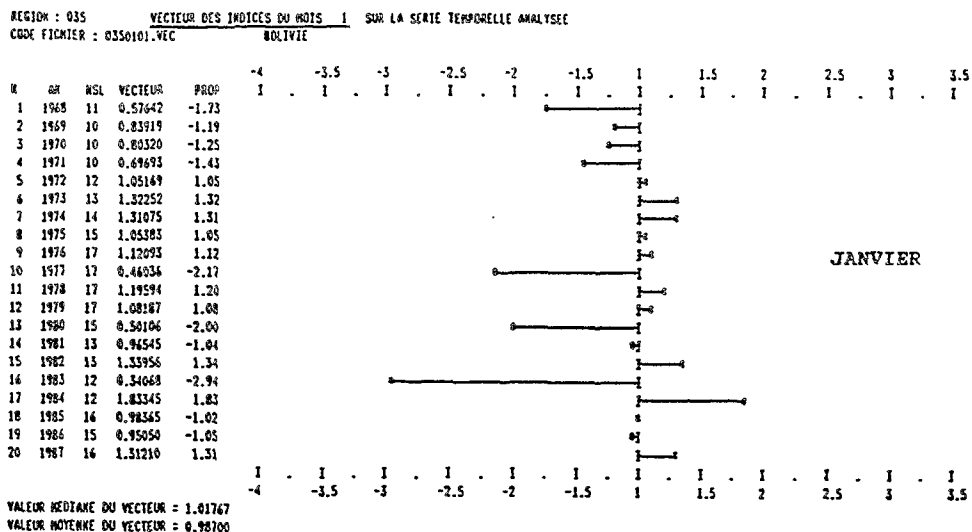
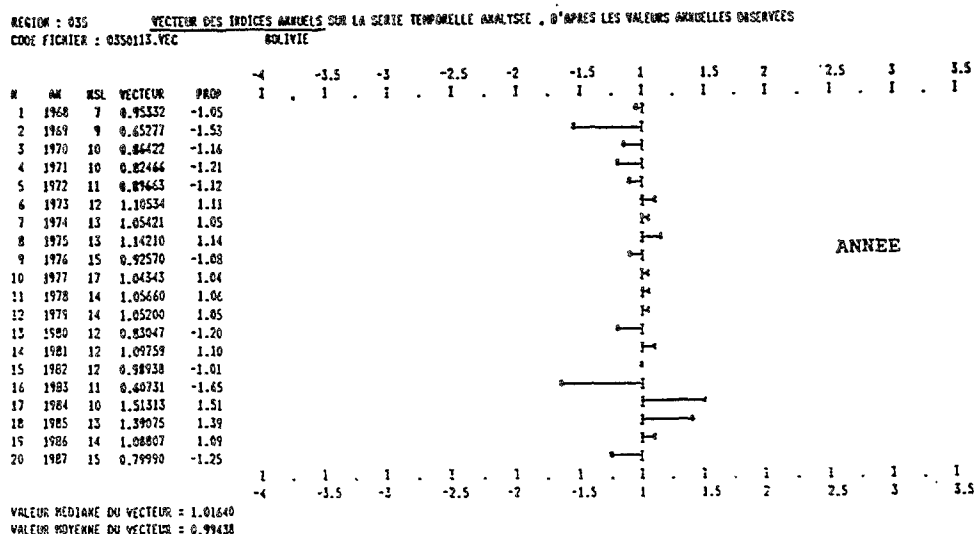


Figure 3

Vecteurs temporels de la région du lac Titicaca (numéro 35) pour les précipitations du mois de janvier et annuelles

Les précipitations moyennes mensuelles sont calculées systématiquement par bassin élémentaire ou tout groupe défini de bassins, les bassins principaux notamment. La pondération des pluies aux stations est faite par les coefficients de Thiessen correspondants (figure 2d). Les polygones sont subdivisés manuellement, selon le tracé des limites de bassins qui les recouper. Le logiciel additionne les superficies des polygones et calcule les coefficients de Thiessen par bassin. Ceux-ci sont calculés automatiquement en continu ou séparément pour tout groupe de bassins pour lequel on souhaite calculer une pluie moyenne.

Comme exemple de résultats, la variation des précipitations mensuelles sur les 20 années, correspondant à la période d'homogénéisation, a été tracée pour les principaux bassins (figure 4). Toutes les compositions de bassins sont permises. La distribution interannuelle des pluies mensuelles par bassin est illustrée par des histogrammes moyens (figure 5). Ce type de graphique est présenté pour les bassins principaux et l'ensemble du lac.

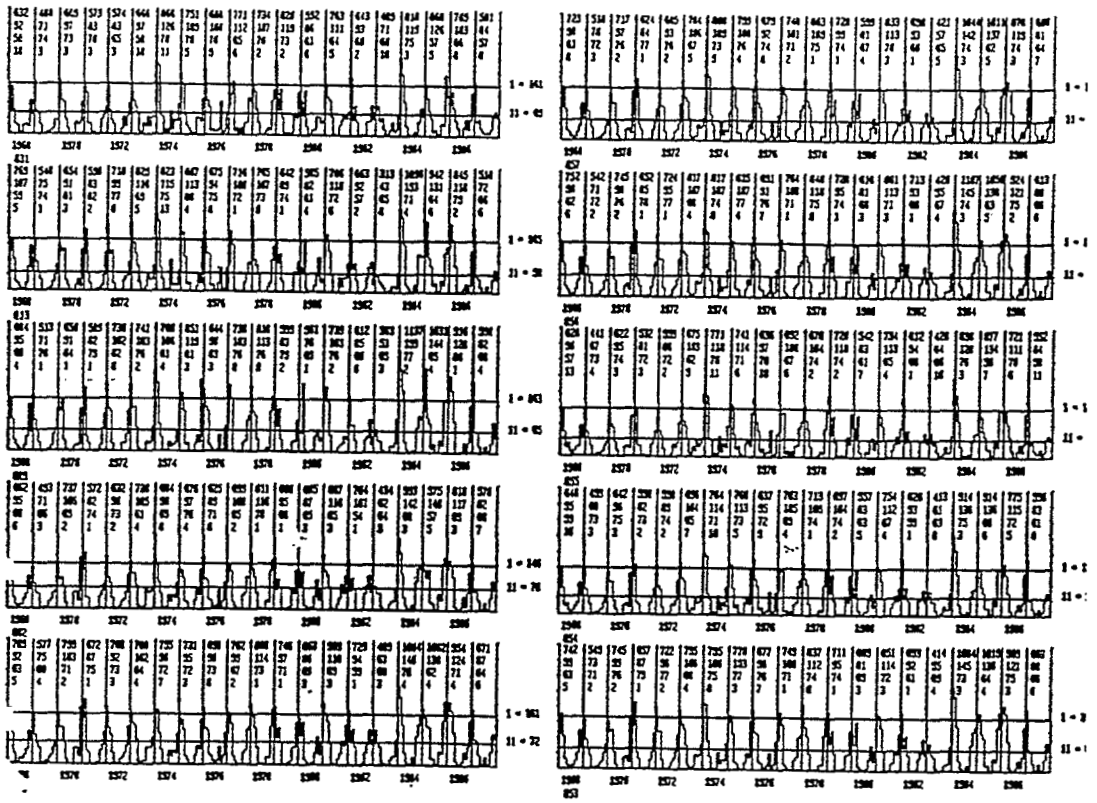


Figure 4

Variation des précipitations mensuelles complétées par homogénéisation sur de grands bassins de la cuvette du lac Titicaca

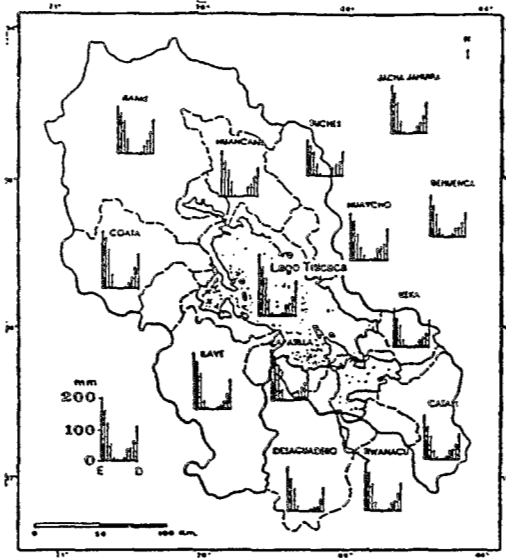


Figure 5
Distribution
interannuelle des
précipitations
mensuelles sur les
grands bassins de la
cuvette du lac Titicaca

LES HAUTEURS D'EAU

Les hauteurs journalières des eaux du lac sont contrôlées sur le graphique de la variation temporelle des valeurs. Cette courbe facilite, outre la critique, l'estimation des lacunes par interpolation. Les valeurs journalières ainsi complétées sont traduites de pouces en centimètres puis lissées par la méthode des moyennes mobiles, calculées ici sur 5 jours. Un tracé définitif de la variation temporelle est à nouveau réalisé pour ces nouvelles hauteurs (figure 6).

À partir des valeurs lissées, sont extraits plusieurs autres fichiers spécifiques, utiles pour les traitements ultérieurs : les hauteurs du premier de chaque mois, du 15 de chaque mois, les maximums et minimums par cycle annuel, les différences de niveau entre le premier du mois et le premier du mois suivant, etc.



Figure 6

Extrait de la courbe de variation de la moyenne mobile (5 jours) des niveaux journaliers du lac Titicaca (zéro d'échelle : 3809,93)

LES DÉBITS

Au Pérou, sur un total de sept stations hydrométriques installées sur les tributaires, cinq d'entre elles mesurent les apports directs au lac. Les proportions de superficie de ces bassins, observés par rapport à la superficie totale des bassins péruviens, est de 80,3 % et de 63,5 % par rapport à l'ensemble du bassin de terre ferme de la cuvette.

En Bolivie, les débits sont mesurés à six stations. Les périodes d'observation y sont plus courtes que celles des données du Pérou. Pour ces cours d'eau, des séries de débits suffisamment longues n'étaient pas encore disponibles au moment de la réalisation de cette étude. Aussi a-t-il semblé préférable, pour tester le fonctionnement du logiciel, d'utiliser uniquement les données des bassins péruviens, et d'évaluer les débits manquant pour le reste de la cuvette.

Les débits moyens mensuels des tributaires observés présentent peu de lacunes.

Les corrélations entre débits annuels ne sont pas satisfaisantes. La recherche de corrélations entre débits mensuels seraient à étudier ainsi que celles entre débits mensuels et précipitations ou indices d'humidité calculés à partir de ces précipitations. La mise au point d'un logiciel de recherche systématique du meilleur indice est en cours.

Les débits observés aux stations sont homogénéisés par la méthode Vecspat qui implique une pseudo-proportionnalité des débits entre bassins.

Les débits moyens mensuels inconnus sont évalués pour tout bassin élémentaire ou groupe de bassins sans contrôle hydrométrique, à partir de ceux d'un autre bassin ou groupe de bassins pour lequel une série homogénéisée est disponible. À cette fin, sont utilisés les rapports des superficies, les pluies moyennes, et des coefficients d'écoulement annuels choisis. Il est possible d'obtenir plusieurs estimations de débits, en faisant varier le coefficient d'écoulement du bassin non observé.

Toute série de débits mensuels peut être transformée automatiquement en lame ou en volume. Différents tracés d'histogrammes de débits mensuels, annuels et pluriannuels sont dessinés sur traceur. Ils sont du type de ceux qui peuvent être obtenus pour les précipitations. Les diagrammes de la figure 7 représentent par exemple la variation des modules des bassins élémentaires observés (1957-1987), ainsi que ceux de l'ensemble de ces bassins et des bassins non observés pour lesquels a été effectuée une évaluation (1968-1987).

Les débits sortants du lac par le Desaguadero au Pont international présentent quelques lacunes qui peuvent être estimées par interpolation compte tenu du régime régulier de cet exutoire.

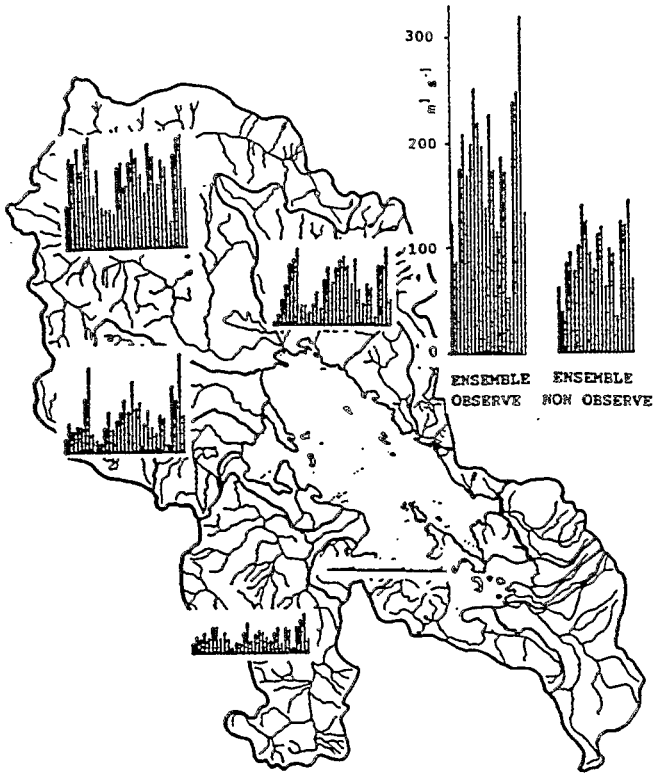


Figure 7

Variations des modules tributaires sur les bassins élémentaires observés (1957-1987), l'ensemble de ces bassins et l'ensemble des bassins non observés pour lesquels une évaluation a été effectuée (1968-19807)

La relation entre les débits sortants et les niveaux du lac à Puno montre une grande dispersion (figure 8). L'analyse de ces résultats et la connaissance du terrain laissent entrevoir un système complexe, où interviendraient seuils bathymétriques, végétation aquatique et influence hydraulique des affluents en aval, rendant la station non-univoque. Il est même reporté qu'en période de bas niveau lacustre, les eaux du Desaguadero, en provenance d'affluents aval s'écouleraient vers le lac, avec donc une inversion du courant. Ce phénomène n'apparaît pas dans les chroniques de débits. La mauvaise qualité des observations, notamment la variation du zéro d'échelle limnimétrique au cours de la période n'est pas également exclue. En l'absence d'éléments décisifs pour expliquer de telles variations, un essai de reconstitution des débits mensuels en fonction du niveau lacustre a aussi été fait. Ces différents tracés et reconstitutions sont effectués par le logiciel.

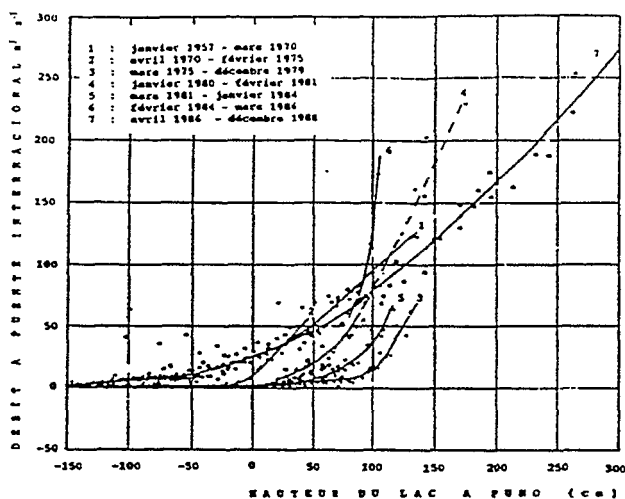


Figure 8
Relations entre les débits du Desaguadero à Puente internacional et les niveaux du lac Titicaca à Puno, au cours de diverses périodes

LE BILAN ET L'ÉVAPOTRANSPIRATION

Le calcul du bilan des bassins est réalisé à partir des fichiers mensuels de débits et de lames de précipitations. Pour le lac, interviennent en outre dans le calcul la variation mensuelle du stock d'eau et les débits sortants. Les débits perdus par infiltration à travers les fonds du lac, ainsi que ceux entrant par décharge des nappes dans le lac, pourraient être intégrés sans difficulté au bilan si leurs valeurs étaient connues. Ce n'est pas le cas puisque ces phénomènes eux-mêmes sont mal appréhendés, même si l'on pense que les apports souterrains (GUYOT et GUMIEL, 1990) sont supérieurs aux pertes souterraines. Ces termes, de valeurs opposées et probablement faibles, n'ont donc pas été pris en considération dans les calculs.

Les débits peuvent être introduits en mètres cubes par seconde, et les pluies et les niveaux du lac en millimètres. Les résultats mensuels sont enregistrés en lame et édités en lame et en volume, avec mention des valeurs annuelles et interannuelles.

Le bilan du lac, établi selon différentes combinaisons de fichiers homogénéisés, conduit à des valeurs d'évaporation interannuelle comprises entre des extrêmes de 1 485 mm et 1 745 mm. Le bilan fournit une valeur d'évaporation de 1 625 mm (tableau I), avec les données mensuelles de pluies et débits homogénéisées calculées, celles des débits bruts du Desaguadero, et un coefficient d'écoulement de 20 % pour les bassins non observés. Compte tenu du choix arrêté pour l'évaluation des débits du Desaguadero, une évaporation du lac de 1 628 mm ressort finalement comme la plus probable. Une marge d'incertitude de ± 3 % appliquée à ce résultat permet de couvrir la gamme de valeurs ressortant de la plupart des combinaisons.

L'ETR interannuelle des bassins est comprise entre 490 et 660 mm selon les sites. Une moyenne de 563 mm est évaluée pour l'ensemble de la cuvette de terre ferme.

CONCLUSION

L'évaluation mensuelle des termes du bilan hydrologique sur une mosaïque de bassins versants fluviaux ou lacustres, que l'on peut regrouper à volonté pour obtenir des compositions régionales sans limite de superficie, se trouve améliorée par l'utilisation d'un logiciel spécifique. Au plan méthodologique, ce logiciel répond à la nécessité d'un transfert d'échelle. Il est constitué de nombreuses fonctions de traitement de données, notamment la critique et l'homogénéisation mensuelles par pseudo-proportionnalité, le calcul de lames moyennes, des corrélations de fichiers, des tracés graphiques et la somme des termes du bilan. Basé sur des données mensuelles, il fournit des résultats au même pas de temps, mais aussi au pas annuel et pluriannuel.

La méthode utilisée offre de plus la possibilité de cerner les incertitudes sur les données et les résultats. En effet, en facilitant la préparation et l'emploi successifs de divers types de données (homogénéisées, complétées ou recalculées), elles-mêmes soumises parfois à d'autres marges d'incertitude (choix de coefficients d'écoulement sur les bassins non observés), de multiples combinaisons peuvent être évaluées. Il est en effet logique que seule la confrontation de divers résultats avec des marges d'incertitude définies, obtenus par différentes méthodes (appareils, télédétection, formules, bilans, ...), permette d'arrêter des valeurs régionales optimales.

La méthode et l'outil ont été appliqués pour la première fois au bilan de la cuvette du lac Titicaca.

Ainsi, en ce qui concerne le lac Titicaca, les combinaisons des résultats obtenus pour chaque terme du bilan conduisent à une estimation de l'évaporation interannuelle comprise entre 1 485 mm et 1 745 mm, avec une valeur probable de 1 628 mm. Un intervalle d'incertitude de ± 3 % sur cette valeur couvre la plupart des évaluations.

Les anomalies constatées mensuellement pour l'évaporation du lac (tableau 1, valeur annuelle 1 625 mm) résultent des erreurs dont peuvent être entachés les différents termes du bilan. Il semble cependant que les valeurs extrêmes soient liées à la pente du plan d'eau du lac. En effet, le basculement engendré par les vents dominants doit pouvoir atteindre à certaines périodes plusieurs dizaines de centimètres d'une rive à l'autre. Ce phénomène doit influencer fortement sur la station de Puno située dans une baie de la rive ouest. La prise en considération d'autres stations hydrométriques semble donc indispensable.

Il reste à confronter ces résultats d'évaporation avec ceux obtenus par l'établissement du bilan de radiations et autres formules (ROCHE, 1988a). Les gradients d'altitude exceptionnels du bassin du lac compliquent encore le choix de divers coefficients dont ces formules sont généralement riches.

Tableau 1
Bilan moyen mensuel, calculé sur le lac Titicaca

Caractéristiques du bassin et de la période

nom du bassin : Titicaca

code bassin : 10 TIT

configuration : 1

code période : 1

année initiale : 1968

année finale : 1987

apports et pertes calculés

code de l'apport fluvial à additionner : 3+

code de l'apport fluvial à additionner : 4+

code de l'apport fluvial à additionner : 800-

code de l'apport en lame à additionner : 5+

code de l'apport en lame à soustraire : 12-

code fichier : B10 TIT1.CAL Lame en millimètres

N	AN	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AN	VOLUME 10E6 m3
1	1968	124.9	62.3	30.2	112.4	200.8	134.8	142.0	103.7	128.9	125.5	124.7	168.9	1459.2	12385.3
2	1969	-13.9	116.1	71.0	110.8	268.5	169.0	114.0	115.4	111.2	137.9	122.6	136.0	1458.7	12381.8
3	1970	160.5	142.0	132.9	118.6	171.1	125.4	141.5	125.3	96.0	146.8	148.2	179.8	1688.1	14328.4
4	1971	99.4	26.5	153.9	186.7	170.5	152.0	139.1	119.8	123.8	143.4	132.6	111.9	1559.7	13238.5
5	1972	192.7	134.6	125.7	178.9	143.2	151.6	132.8	133.3	87.6	151.2	134.8	99.5	1666.0	14141.2
6	1973	140.6	158.3	133.6	156.8	156.4	148.8	140.1	131.2	126.5	105.9	139.5	155.6	1693.1	14371.3
7	1974	156.6	-49.4	204.5	171.6	156.6	168.4	116.4	107.0	93.1	138.5	140.3	133.7	1537.2	13047.4
8	1975	115.0	85.6	173.9	180.5	180.6	150.9	139.7	135.5	126.0	133.0	159.1	119.6	1699.5	14425.4
9	1976	221.9	164.4	203.3	193.2	158.0	136.2	152.0	158.9	129.0	146.6	157.1	138.6	1959.2	16629.8
10	1977	137.9	86.3	168.3	151.4	166.4	132.7	139.9	148.1	111.6	126.0	123.6	119.2	1611.4	13677.4
11	1978	182.1	90.0	111.1	149.0	161.2	145.1	139.3	146.8	123.4	149.9	103.6	120.5	1621.9	13766.5
12	1979	-9.5	116.4	157.0	142.5	165.6	153.9	156.6	135.8	135.2	130.2	174.9	109.4	1568.1	13310.1
13	1980	128.6	101.1	115.2	159.2	159.5	125.7	158.3	101.3	111.3	122.7	152.1	128.6	1563.7	13272.6
14	1981	105.4	70.4	131.9	126.9	141.4	151.3	140.5	145.3	145.3	124.9	116.7	156.7	1556.6	13212.0
15	1982	131.8	146.3	146.3	181.5	173.5	166.8	124.8	141.4	133.4	143.6	152.5	169.0	1810.8	15370.2
16	1983	167.7	120.0	167.2	103.8	192.7	161.6	164.2	123.0	124.9	119.4	141.4	118.2	1704.1	14464.2
17	1984	78.0	9.2	105.7	90.9	130.8	135.3	134.3	147.4	138.0	112.0	130.2	118.7	1330.4	11292.8
18	1985	169.8	92.5	118.1	134.3	153.7	142.1	143.5	126.4	119.9	127.5	117.6	131.6	1576.9	13384.5
19	1986	228.8	29.6	115.5	121.6	196.1	231.4	204.6	133.6	129.7	159.2	152.9	140.1	1843.2	15645.1
20	1987	24.1	132.1	146.3	148.9	183.4	148.7	168.1	125.8	131.7	129.7	124.4	122.4	1585.5	13457.5

TOTAL		127.1	91.7	135.6	-446.0	171.5	151.6	144.6	130.3	121.3	133.7	137.4	133.9	1624.7	13790.1
V 10E6 m3		1079.0	776.4	1150.8	1239.0	1455.7	1286.6	1227.3	1105.6	1029.9	1134.7	1166.6	1136.5	13790.1	

															MOY. CCL

La connaissance des débits du Desaguadero, malgré la faible importance relative des valeurs en période de moyennes et basses eaux du lac, devra être améliorée par des techniques de jaugeage appropriées.

L'obtention d'une série acceptable de valeurs de l'évaporation, complète ainsi la connaissance de tous les termes essentiels du bilan hydrologique, permettant alors, en une deuxième phase, la réalisation de simulations prenant en compte ce paramètre. Parmi les simulations à réaliser, des essais de reconstitution des fluctuations pléistocènes des niveaux du lac et sur l'Altiplano en général (lac Poopo-Salars) constituent un des pôles d'intérêt.

La méthodologie de régionalisation mise au point peut encore être complétée notamment par la programmation de quelques compléments au logiciel Vecspat. Par ailleurs, le découpage de Thiessen présente l'intérêt par rapport aux courbes d'isovaleurs (fonction spline) de fournir des indices de densité de stations. Les deux présentations, et notamment les courbes d'isovaleurs, sont cependant nécessaires. C'est pourquoi un logiciel de tracé des polygones de Thiessen et le calcul automatique des coefficients qui y sont attachés serait également utile. Il permettrait de franchir un pas qui demeure fastidieux : celui du tracé et du planimétrage des polygones, même pour un nombre fixe de stations. La différence entre les résultats de lames moyennes évaluées par les deux méthodes devrait être l'objet d'une recherche.

À l'instar du regroupement des bassins élémentaires, la mosaïque de programmation réalisée par plusieurs chercheurs en ce domaine de régionalisation devrait être fédérée et harmonisée pour constituer un logiciel unique. Bien entendu, afin de parfaire l'outil de régionalisation, le couplage avec un logiciel de système d'information géographique s'impose.

BIBLIOGRAPHIE

- COCHONNEAU G., 1991. La méthode du vecteur régional. Mémoire explicatif de logiciel, Orstom, 200 p.
- GUYOT J.L. et GUMIEL D., 1990. Premières données sur l'hydrogéologie et sur l'hydrogéochimie du nord de l'Altiplano bolivien. *Hydrogéologie*, 159, 164.
- HIEZ G., 1977. L'homogénéité des données pluviométriques. *Cahiers Orstom, Série Hydrologie*, XIV, 2 :129-172.
- MAHÉ G., 1992. Les écoulements fluviaux sur la façade atlantique de l'Afrique. Étude des éléments du bilan hydrique et variabilité interannuelle. Analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes. Thèse d'université Paris XI, 550 p.
- ROCHE M.A., 1988a. Evaluación del balance de radiación y de la evapotranspiración por formulas adaptadas para softwares. PHICAB : IHH-UMSA, Orstom, SENAMHI, 37 p.
- ROCHE M.A., 1988b. Climar2 : logiciel d'exploitation de données pour l'étude des variations climatologiques spatio-temporelles. PHICAB : IHH-UMSA, Orstom, SENAMHI, La Paz, 102 p.
- ROCHE M.A., BOURGES J., CORTES J., et MATTOS R., 1991. Climatology and Hydrology of the Lake Titicaca Basin. *In* : The Lake Titicaca, Ed. Dejoux et Iltis, Kluwer Academic Publishers (in press), en español : H isbol, Bolivia, 83, 104.

RÉGIONALISATION CLIMATIQUE (PLUIE ET ETP) DANS LES ANDES ÉQUATORIENNES MÉTHODOLOGIE, RÉSULTATS ET APPLICATION

P. LE GOULVEN¹, M. ALEMAN¹

RÉSUMÉ

En Équateur, la majeure partie des projets hydro-agricoles pâtissent d'une mauvaise adéquation entre dotation en eau attribuée et besoins réels. Cela génère évidemment des problèmes de fonctionnement dans les systèmes irrigués mais aussi une concurrence très forte sur la ressource en eau. L'inadéquation s'est perpétuée par le poids de l'histoire mais surtout en raison d'une méconnaissance profonde des paramètres climatiques qui conditionnent l'estimation des ressources comme celle des besoins. Afin d'y remédier, le projet INERHI-Orstom s'est attelé à l'élaboration d'une régionalisation climatique préliminaire des bassins interandins, capable de générer des séries chronologiques mensuelles de pluie et d'ETP en tout point de l'espace étudié.

Pour ce faire, l'équipe utilise la méthode du vecteur régional à travers le logiciel Climan construit à partir de l'algorithme de calcul de Y. BRUNET-MORET. Les produits obtenus consistent en cartes contenant isolignes moyennes annuelles et régions climatiques homogènes avec leurs vecteurs associés. Les séries générées sont utilisées dans les calculs de besoins et de ressources en eau, pour diagnostiquer le réseau des stations et proposer une classification climatique à différents niveaux. La communication traite des résultats obtenus dans le bassin du Mira.

¹Mission Orstom, BP 17-11, 06596 Quito, Équateur

INTRODUCTION

L'histoire de l'eau dans les Andes équatoriennes est jalonnée d'une longue série de conflits, clairement identifiés grâce aux archives laissées par l'administration coloniale depuis le XVI^e siècle, mais qui existaient probablement déjà du temps des Incas étant donné l'importance de la gestion de l'eau dans le vocabulaire Quechua.

Au cours des XIX^e et XX^e siècles, l'essor démographique ne fait qu'aggraver la situation : la parcellisation des terres entraîne une division des droits d'eau et donc une pression encore plus forte sur la ressource. L'émergence de concentrations urbaines et la construction des premiers ouvrages hydroélectriques viennent créer d'autres besoins qui entrent en concurrence directe avec une utilisation jusqu'alors agricole.

L'État est intervenu très tôt pour tenter d'harmoniser la gestion de la ressource hydrique. D'abord pour tenter d'imposer la législation espagnole (premiers décrets de Charles Quint en 1535), puis pour mettre en place une juridiction propre (lois de 1832, soit deux ans seulement après l'avènement de la République), et enfin pour nationaliser l'ensemble des ressources en eau en 1972 et créer l'Institut Équatorien des Ressources Hydriques (INERHI), seul gestionnaire habilité. Malgré ces multiples interventions, la répartition de l'eau reste un problème d'actualité. Bien que les affrontements violents aient diminué, les conflits persistent et il n'est pas rare de voir l'INERHI assailli par des communautés paysannes en colère. En agriculture irriguée, les inégalités n'ont pas disparu car les dotations vont du simple au triple pour des périmètres situés dans des zones climatiques identiques et occupés par des systèmes de culture similaires. Des grandes villes manquent d'eau et la production hydroélectrique n'arrive pas à faire face aux besoins dès qu'une petite sécheresse apparaît.

En fait, l'État n'a jamais réussi à appliquer une politique de gestion raisonnée de la ressource en eau et à s'affranchir peu à peu du poids des traditions en vigueur qu'il a en grande partie reconduites en les légalisant. Cela dénote, bien évidemment, d'un manque de volonté politique face à un thème aussi sensible, mais aussi et surtout d'un manque de données de base précises qui permettraient d'élaborer des propositions concrètes et indiscutables en vue d'un aménagement rationnel.

RÉGIONALISATION CLIMATIQUE : OBJECTIFS ET MÉTHODE

C'est pour remédier à ces carences que, depuis 1987, l'Orstom et l'INERHI se sont associés pour lancer des études détaillées sur les caractéristiques et le fonctionnement des systèmes irrigués andins afin de fournir une base scientifique et technique qui justifie et oriente la mise en place d'un plan national d'irrigation à court, moyen et long terme.

OBJECTIFS

Le volet purement hydrologique du projet est évidemment basé sur des comparaisons entre besoins et ressources, non seulement au niveau des prises actuelles mais tout au long du réseau hydrographique pour prévoir différents scénarios d'évolution.

Ces comparaisons sont structurées sur différents espaces emboîtés, définis pour satisfaire aussi bien les planificateurs que l'ensemble des thématiques abordées :

- bassins hydrographiques fermés par une station hydrométrique de contrôle et contenant tous les systèmes d'irrigation (niveau régional) ;
- ZARI (Zones d'Analyse et de Recommandations pour l'Irrigation) qui contiennent toute la chaîne de mobilisation, transport, distribution et utilisation de l'eau et qui sont délimitées en fonction des infrastructures existantes et des accidents de relief (étude des caractéristiques et de l'évolution des systèmes de production et de la demande en eau) ;
- bassins versants d'environ 50 km² dans lesquels les facteurs conditionnels de l'écoulement (pente, perméabilité, caractéristiques et occupation du sol) sont à peu près homogènes (DUBREUIL, 1972). Un modèle pluie-débit est calé sur chacun d'entre eux.

Étant donné la grande dispersion des périmètres irrigués, répartis dans trois étages altitudinaux soumis à des conditions climatiques différentes, il est évident que l'élaboration (selon les conditions précédentes) d'un schéma de gestion des ressources en eau requiert une connaissance précise de la répartition spatiale des caractéristiques hydrologiques. Cette connaissance doit être complétée par une bonne appréhension des variations chronologiques des paramètres étudiés si l'on considère la grande variabilité de la pluie (saisonnière et interannuelle) et l'existence de tendances à la sécheresse rencontrées dans les séries pluviométriques de certaines régions (POURRUT, 1986), phénomène qu'il est logique d'intégrer dans une planification à long terme.

On voit donc tout l'intérêt d'une étude climatique préliminaire au niveau régional. Du point de vue agronomique, la pentade ou la décade est un intervalle de temps adéquat pour une telle étude, mais, si l'on tient compte des données disponibles (et bien évidemment manuscrites), du volume d'information et du cadre de planification dans lequel se déroule le projet, le choix d'un pas de temps mensuel paraît raisonnable. La régionalisation climatique proposée a donc pour objectif de générer en tout point de l'espace étudié des séries chronologiques mensuelles homogènes de pluie et d'ETP.

MÉTHODE UTILISÉE

Le réseau des stations pluviométriques et climatiques est récent dans son ensemble (de nombreuses stations ont été installées aux alentours de 1965). Il est géré par plus de trente organismes publics ou privés ayant chacun ses préoccupations ; ce qui explique en partie sa mauvaise répartition tant spatiale qu'altitudinale. La seule utilisation des données du réseau n'est pas suffisante pour apprécier correctement les variations spatiales des paramètres recherchés.

ZONES PSEUDO-PROPORTIONNELLES ET VECTEURS

La méthodologie utilisée est basée sur la délimitation de zones homogènes à l'intérieur desquelles les valeurs des paramètres climatiques sont à peu près proportionnelles pour un intervalle de temps donné. À l'intérieur d'une zone pseudo-proportionnelle, chaque paramètre peut être caractérisé par une série unique représentative de son organisation chronologique interne. L'espace délimité se restreint si l'on diminue le pas de temps (de l'année au mois par exemple), ou si l'on exige une liaison pseudo-proportionnelle plus forte à l'intérieur de la zone.

Les définitions précédentes constituent la base théorique des « vecteurs régionaux » qui sont des séries chronologiques homogènes générées à partir des mesures observées aux stations appartenant à la zone climatique considérée, mesures qui peuvent être incomplètes ou erronées sans que cela influe beaucoup sur l'élaboration du vecteur. À l'heure actuelle, il existe deux algorithmes de calcul développés à l'Orstom : le vecteur régional de G. HIEZ (1977) et le vecteur des indices annuels de précipitation de Y. BRUNET-MORET (1979). Leurs fondements théoriques sont exposés dans les articles cités en bibliographie, on n'insistera donc pas sur ce point.

Le projet INERHI-Orstom utilise le logiciel Climant développé à partir de l'algorithme de calcul de BRUNET-MORET. Le programme fonctionne au pas de temps mensuel (analyse et corrections) et peut traiter tous les paramètres climatiques (pluie, température, insolation, humidité relative, vent et évaporation du bac) ainsi que les débits moyens. Il permet d'abord de détecter, corriger ou supprimer les erreurs systématiques des séries chronologiques étudiées (phase d'homogénéisation), puis de rechercher les limites des zones climatiques homogènes (phase de régionalisation) pour lesquelles il génère une série chronologique représentative d'indices mensuels et annuels.

La pseudo-proportionnalité d'une zone est mesurée par la valeur des coefficients de corrélation moyens (annuel et mensuel) entre les stations et leur vecteur. Après plusieurs essais, on considère une zone comme homogène si ces coefficients sont supérieurs ou égaux à 0,9 (ou lorsqu'ils sont proches de 0,9 quand la faible densité du réseau ne permet pas de réduire la zone).

En théorie, il est possible de regrouper l'homogénéisation et la régionalisation en un seul passage. La visualisation des courbes de doubles cumuls entre stations et vecteur, permet de déterminer si une mauvaise liaison entre les deux (coefficient de corrélation faible) provient d'erreurs systématiques ou de non appartenance de la station à la zone homogène considérée. Cependant, comme le programme est manipulé par de nombreuses personnes, nous préconisons les deux phases d'analyse pour éviter les erreurs de diagnostic. Dans la phase d'homogénéisation, on resserre le plus possible les espaces étudiés pour être certain de ne prendre en compte que des stations appartenant à la même zone homogène.

CLIMAT ET ALTITUDE

Les calculs antérieurs permettent de délimiter des zones climatiques homogènes représentées par des vecteurs de valeurs mensuelles et annuelles relatives pour la pluie et l'ETP, calées arbitrairement sur une valeur moyenne annuelle de 1 000 mm. Il reste à déterminer les valeurs absolues, ce qui est réalisé par une étude fine des relations pluie-altitude et ETP-altitude.

Ces relations sont loin d'être uniformes dans un grand bassin hydrographique et dépendent également des mécanismes climatiques prépondérants. La connaissance du climat est indispensable pour repérer les zones de validité des relations rencontrées qui recouvrent en général plusieurs des zones pseudo-proportionnelles. Dans la pratique, il y a va-et-vient entre les deux analyses.

Le produit final est une carte d'isohyètes (ou d'isoplètes) moyennes annuelles sur laquelle viennent s'ajouter les zones pluviométriques (ou climatiques) homogènes délimitées, chacune d'entre elles étant représentée par un vecteur d'indices mensuels et annuels. À partir de là, il est possible de générer rapidement une série chronologique mensuelle en chaque point de l'espace étudié.

RÉGIONALISATION PLUVIOMÉTRIQUE DANS LE BASSIN DU MIRA

PRÉSENTATION GÉNÉRALE DU BASSIN (FIGURE 1)

La partie supérieure du bassin est entièrement située dans le couloir interandin équatorial. Elle contient tous les systèmes d'irrigation et est fermée par une station hydrométrique de bonne facture (FF. CC. Carchi). L'altitude de ce bassin de 3 500 km² varie entre 1 500 et 4 500 m, selon trois grandes vallées principales bien dessinées (Chota, Ambi, Apaqui), auxquelles s'ajoutent un grand nombre de vallées secondaires plus ou moins perpendiculaires.

Il est évidemment soumis à l'influence de la Zone de Convergence Intertropicale, à celle (bien atténuée par la cordillère occidentale) des masses d'air en provenance du Pacifique vers lequel il est tourné, et à celle (en partie bloquée par la cordillère orientale) des alizés du sud-est pendant l'été (juillet-août). Il ne faut pas non plus oublier les mouvements de masses d'air locales dont l'amplitude varie selon la profondeur des vallées, leur largeur et leur exposition. La combinaison de ces différents phénomènes plus ou moins altérés par le relief, génère un régime pluviométrique bimodal, sur lequel sont calés les cycles culturaux. On y distingue trois étages bioclimatiques :

- l'étage froid au-dessus de 2 700 m (pluie/ETP de 970-1 025 mm par an) ;
- l'étage tempéré situé entre 2 300 et 2 700 m (pluie/ETP de 795-1 025 mm par an) ;

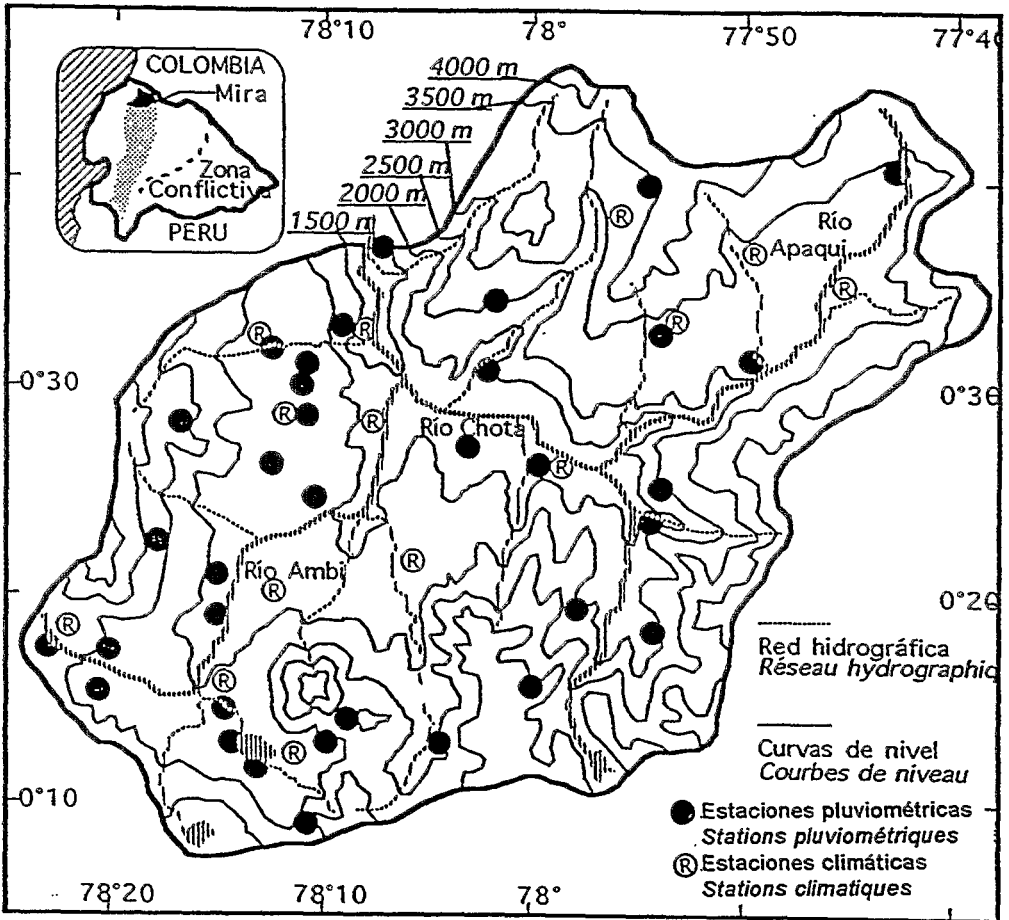


Figure 1

Bassin du Mira - Oro-hydrographie - Stations pluviométriques et météorologiques

— et l'étage subtropical en-dessous de 2 300 m (pluie/ETP de 540-1 405 mm par an).

L'irrigation est utilisée comme complément pour assurer la production d'une région à vocation agricole qui exporte une bonne partie de ses produits vers la Colombie. Les 50 000 ha de terres irriguées (293 périmètres) sont alimentés en eau par 270 systèmes, à travers 1 164 km de canaux (91 % en terre) qui dérivent un débit total de 26,2 m³/s. Les autres prélèvements (eau potable, abreuvoirs, ...) représentent seulement un débit de 1,3 m³/s. Sur les 295 000 habitants du bassin, 158 000 (51 %) sont concernés par l'irrigation. Les *haciendas* prédominent dans l'étage froid (prairies, orge et pomme de terre) et dans l'étage subtropical (canne à sucre, luzerne et maraîchage). L'étage tempéré est occupé en majorité par les *minifundios* (polyculture à base de maïs-haricot).

HOMOGÉNÉISATION DES SÉRIES

Dans le cas du Mira, 76 stations présentent un intérêt pour l'analyse climatique : 65 sont situées sur le bassin et 11 sur des bassins voisins pour mieux appréhender les influences extérieures. En réalité, 54 stations seulement sont retenues, les autres présentant trop de lacunes dans les observations ; elles totalisent 1 059 années complètes, soit une moyenne de 20 ans par station (1966-1985). Elles sont regroupées en fonction de leurs périodes d'observation et de leur appartenance à une même zone homogène. Un groupe peut être modifié et resserré au cours de la phase d'homogénéisation si un doute se présente sur l'appartenance à cette zone.

Les erreurs systématiques sont détectées au niveau de chaque groupe (d'abord sur les valeurs annuelles puis sur les mensuelles), par l'étude des doubles cumuls stations-vecteur et l'analyse des paramètres de détection fournis par Climán. Elles sont alors ou simplement annotées (valeurs douteuses), ou corrigées (substitutions ou déplacements d'appareils), ou encore supprimées (valeurs incohérentes). Le diagnostic est vérifié sur le terrain ou dans les fichiers historiques des stations. Une fois validé, Climán affiche l'allure des doubles cumuls station-vecteur avant et après correction et fournit une note de qualité d'observation échelonnée de 0 à 10.

Sur l'ensemble des stations, 11 599 valeurs mensuelles de pluie ont été examinées. 192 sont annotées comme douteuses, 1 443 sont corrigées et 666 éliminées pour incohérence. On obtient 50 % des stations avec une note supérieure à 9 et 20 % avec une note inférieure à 5. La correction de longues périodes (dues aux changements d'emplacements des stations) est responsable des notes les plus basses, à l'exception des deux plus mauvaises où les valeurs sont globalement incohérentes.

RELATIONS ENTRE PLUIE ET ALTITUDE (FIGURE 2A ET 2B)

L'altitude est considérée comme le facteur prépondérant des variations climatiques (LE GOULVEN, 1984). Les relations pluie-altitude sont étudiées en remontant les vallées principales depuis la partie basse des bassins. Puis, on s'intéresse aux vallées secondaires. Cette analyse s'accompagne d'une bonne connaissance du climat local et de la direction générale des masses d'air. On n'hésite pas à tenir compte des caractéristiques de la végétation naturelle lorsque la densité des stations n'est pas suffisante ou que leur répartition spatiale est inadéquate.

Dans le cas du Mira (figure 2a et 2b), on aboutit à des tendances principales correspondant aux trois grandes vallées signalées dans la description générale du bassin hydrographique, avec des variations de gradient selon les vallées secondaires transversales.

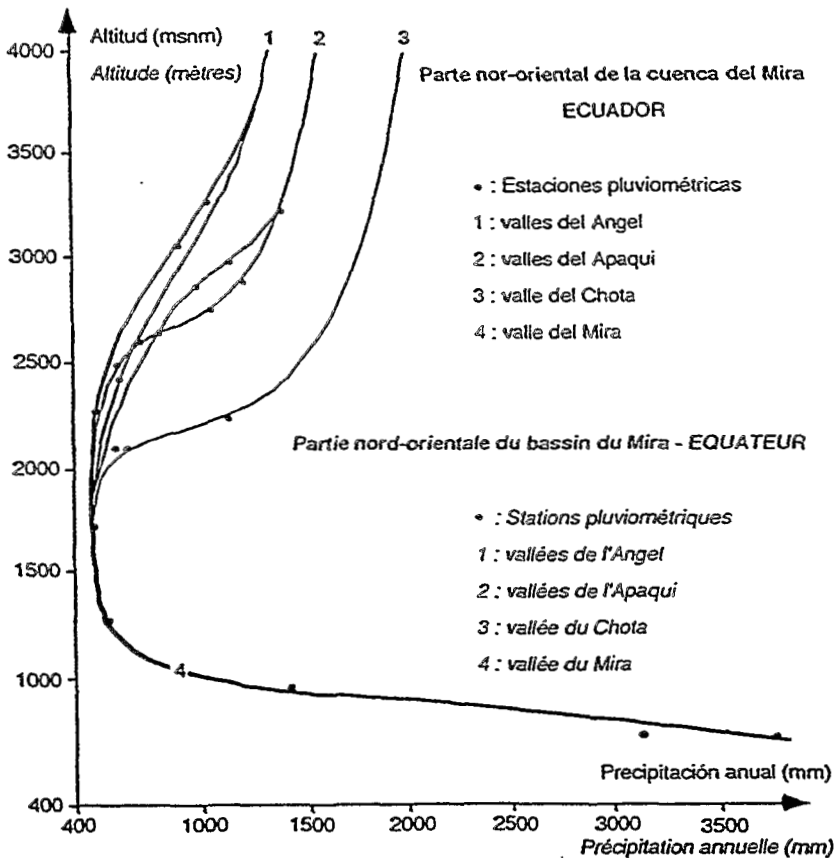


Figure 2a
Bassin du Mira - Partie nord-est - Relations pluie-altitude

La partie basse du bassin (vallée du Chota) correspond au minimum pluviométrique (moins de 500 mm de pluie par an). La partie est et nord du bassin (vallée de l'Apaqui) contient quatre courbes de même tendance mais décalées selon les différentes vallées transversales (vallées del Angel dans le cas présent).

La partie ouest et sud-ouest (figure 2b), qui correspond à la vallée principale de l'Ambi et à une vallée secondaire assez importante (Blanco), est mieux abritée. Elle est donc soumise à des gradients plus faibles.

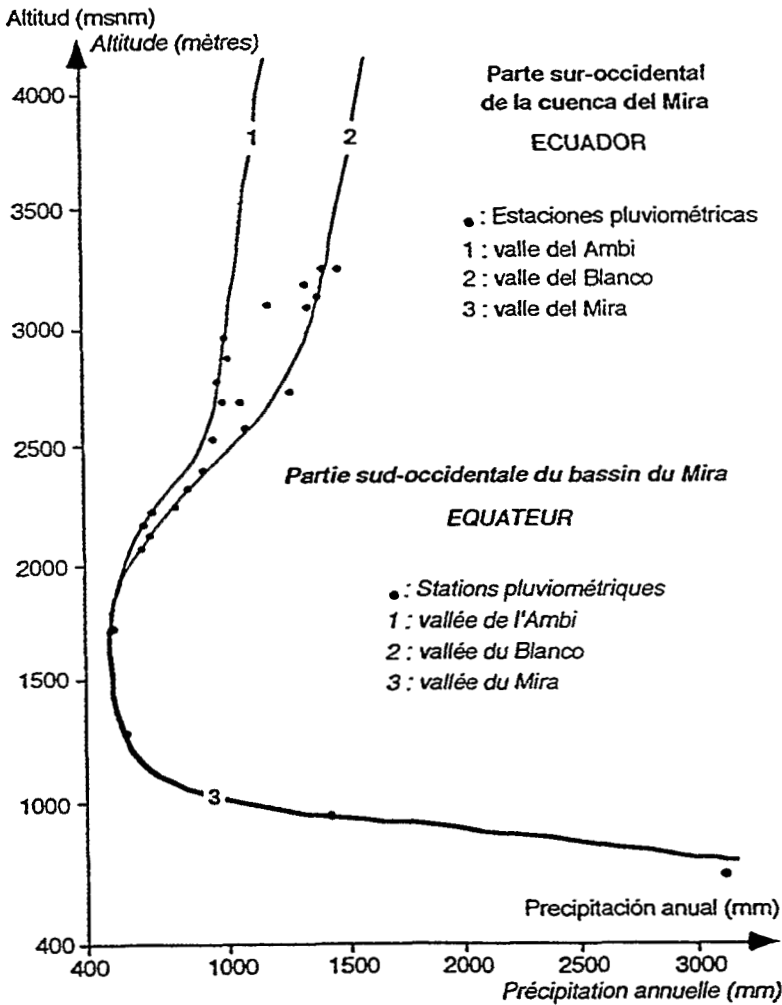


Figure 2b

Bassin du Mira - Partie ouest et sud-ouest - Relations pluie-altitude

Dans les deux cas, on notera qu'au-dessus de 3 000 m d'altitude, les courbes ne sont pas très précises en raison du manque de stations. Elles ont été tracées en tenant compte des courbes calculées sur des bassins voisins et de la végétation naturelle. La surface située au-dessus de 3 000 m occupe environ 30 % de la superficie totale du bassin et reçoit la plus grande partie de la pluie. Toute erreur sur les totaux pluviométriques de cette zone entraînera donc des imprécisions encore plus grandes dans le calcul des ressources hydriques.

La partie inférieure commune aux deux courbes correspond à la descente du Mira sur le flanc occidental de la cordillère. Elle est bien exposée aux masses d'air du Pacifique qui génèrent des gradients pluviométriques très importants. En poussant l'analyse jusqu'aux stations côtières, on rencontre un maximum pluviométrique de 4 000 mm de pluie annuelle aux environs de 700 m (alors que ce maximum se situait entre 1 200 m et 1 800 m d'altitude en Colombie). Ces courbes permettent de tracer avec assez de précision les isohyètes moyennes annuelles, vallée par vallée (figure 3).

RÉGIONALISATION (FIGURE 3 ET 4)

Le module de régionalisation de Climan utilise les fichiers de données corrigées. Après la phase d'homogénéisation, il ne reste que 48 stations de qualité suffisante. Ces stations sont regroupées selon la proportionnalité de leurs valeurs (annuelles puis mensuelles) respectives, en essayant de constituer des régions climatiques dans lesquelles le coefficient de corrélation moyen entre stations et vecteurs soit proche ou supérieur à 0,9. Les courbes pluie-altitude sont utilisées pour dégrossir le problème.

Le traitement des stations restantes aboutit à la constitution de huit groupes homogènes et donc de huit vecteurs. On constate d'abord que l'objectif proposé est atteint, puisque le plus petit coefficient de corrélation moyen est de 0,87.

Le groupe 1 obtient les résultats les plus faibles. Deux stations seulement appartiennent au bassin proprement dit, les deux autres sont situées un peu plus haut, dans un bassin voisin partagé par la frontière avec la Colombie et sur un versant orienté vers le nord. Les quatre stations sont dispersées et insuffisantes pour définir un vecteur plus représentatif.

Le groupe 3 obtient des résultats moyens, mais le vecteur de cette région est calculé à partir de seulement trois stations (valeur limite) assez éloignées.

Par contre, on notera la très bonne homogénéité du groupe 7, dont la plupart des stations font partie d'une vallée secondaire (rio Blanco) dans laquelle l'Institut Météorologique National gère un grand bassin versant expérimental. Les stations sont plus nombreuses qu'ailleurs, assez regroupées et mieux observées puisque huit d'entre elles ont une note de qualité égale à 10. Dans ce

Tableau 1

Coefficients de corrélations moyens entre stations et vecteurs de chaque zone

	Número de estaciones	Coef. mensual	Coef. anual
Régión 1	4	0,87	0,88
Régión 2	4	0,91	0,91
Régión 3	3	0,88	0,93
Régión 4	4	0,89	0,91
Régión 5	8	0,91	0,90
Régión 6	5	0,90	0,91
Régión 7	10	0,97	0,95
Régión 8	10	0,89	0,93

groupe, seules deux stations présentent des coefficients inférieurs à 0,9 : la station 323 en corrélation annuelle et la station 875 en corrélation annuelle. Dans la première, 76 mois sont corrigés et 12 mois éliminés, ce qui laisse planer un certain doute sur la qualité de ces données. La deuxième possède la plus petite période d'observation (6 ans), ce qui donne peu de signification à la valeur de son coefficient de corrélation.

De manière générale, on s'aperçoit que les résultats d'un groupe sont d'autant plus inégaux que le nombre de stations est faible. Les zones dans lesquelles les phénomènes climatiques sont les plus complexes sont également et malheureusement les moins couvertes par le réseau.

Les limites des régions pluviométriques pseudo-proportionnelles (figure 3) sont tracées en fonction des groupes constitués et en tenant compte des limites altitudinales et des accidents de relief qui séparent les différentes vallées.

Les régions 8, 4 et 6 correspondent à la partie basse des trois vallées principales (Chota, Apaqui et Ambi) séparées par des rétrécissements bien marqués (entre 8/4 et entre 8/6) ou par des lignes de crêtes importantes (entre 4/6). La région 5 correspond à la partie supérieure de la vallée de l'Ambi séparée du bassin inférieur par le volcan Imbabura. Ces accidents de relief modifient la circulation des masses d'air locales et l'impact des phénomènes climatiques continentaux.

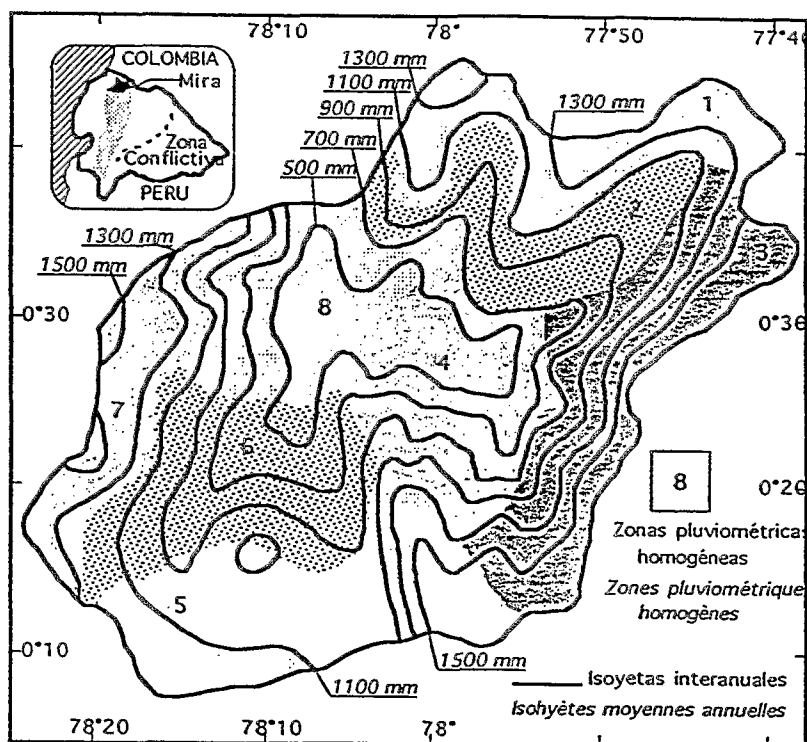


Figure 3

*Bassin du Mira - Isohyètes moyennes annuelles -
Zones pluviométriques pseudo-proportionnelles*

Les régions 1, 2, 3 et 7 sont séparées de leurs régions voisines par une limite altitudinale. Elles sont bien exposées aux précipitations provoquées par l'ascension des masses d'air locales et peuvent être soumises également à l'influence des bassins voisins (influence amazonienne dans la région 3 par exemple).

D'après l'analyse des séries mensuelles représentatives de chaque région (vecteurs générés sur la période 1965-1985), on constate d'abord que l'organisation chronologique des pluies annuelles n'est pas foncièrement différente d'une région à l'autre. On y retrouve certaines constances :

- années (très) fortes : 69, 70, 71, 74, 75, 82, 84 ;
- années (très) faibles : 67, 73, 77, 78, 79, 85.

On remarquera la faible influence du Niño sur le bassin du Mira : l'année 1983, qui correspond à un Niño exceptionnel, n'est supérieure à la moyenne que dans quelques stations seulement. Une certaine différence existe dans les coefficients de variation ($CV = \text{écart-type}/\text{moyenne}$), en fonction de l'altitude. Les CV sont plus faibles (de 0,15 à 0,17) dans les régions hautes (n° 1, 2, 5 et 7)

alors qu'ils s'élèvent à 0,22-0,23 pour les fonds de vallées (n° 4, 6 et 8). On a une valeur moyenne (0,20) dans la région intermédiaire n° 2. Par contre, cette différence est plus marquée au niveau de la répartition saisonnière des précipitations (régimes pluviométriques).

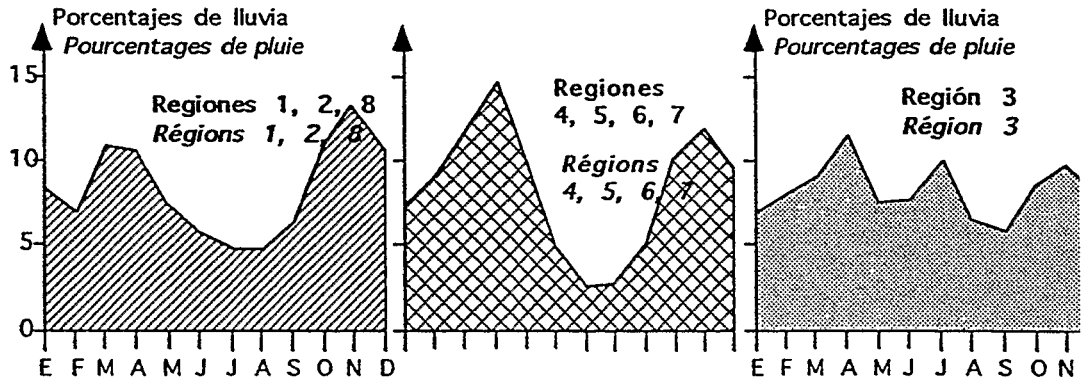


Figure 4

Bassin du Mira

Répartition mensuelle des précipitations dans les 8 régions pseudo-proportionnelles

Les versants exposés au sud-sud-est (1, 2, 8) ont une pluviométrie plus forte lors de la deuxième saison des pluies (octobre-novembre-décembre) quand la Zone de Convergence Intertropicale remonte vers le nord. C'est exactement le contraire pour les versants exposés au nord (4, 5, 6 et 7). La région 3 montre bien l'influence des alizés du sud-est qui arrivent à passer la barrière que constitue la cordillère. Elle n'a pratiquement pas de saison sèche et reçoit plus de pluie au mois de juillet qu'au mois de novembre.

RÉGIONALISATION DE L'ETP DANS LE BASSIN DU MIRA

HOMOGÉNÉISATION DES SÉRIES

Le module d'homogénéisation de Climant est également utilisé pour l'analyse des paramètres climatiques nécessaires au calcul de l'ETP (température, vent, insolation, humidité relative, évaporation du bac). Dans la plupart des cas, on se contentera des tests de simples masses qui se révèlent suffisants en raison du peu d'amplitude de l'organisation interne des séries chronologiques étudiées.

CALCUL DE L'ETP

Avant de passer à la phase de calcul de l'ETP, il est nécessaire de déterminer la ou les formules adaptées à la position géographique et altitudinale du bassin, car les études antérieures menées en Colombie montrent une dérive de certaines formules en fonction de l'altitude.

En l'absence de lysimètres, la comparaison s'effectue par rapport à l'évaporation mesurée dans les quelques stations qui possèdent un bac de classe A. L'ETP est calculée selon sept formules (Blaney-Criddle avec la correction de Phelan, Thornthwaite, Christiansen-Yepez, Hargreaves, Penman, Turc et Penman modifiée). La comparaison s'effectue au niveau des valeurs absolues et des variations saisonnières et permet de dégager les formules les mieux adaptées selon la région concernée.

Dans le bassin du Mira, la formule de Penman modifiée obtient les meilleurs résultats avec les sept stations qui possèdent un bac. Cette formule est donc appliquée dans les dix-huit stations climatiques appartenant au bassin.

RELATIONS ENTRE ETP ET ALTITUDE (FIGURE 5)

Comme dans l'analyse pluviométrique, on note trois tendances principales correspondant aux trois vallées principales. Dans ce cas, les courbes sont moins dispersées, ce qui est normal étant donné les meilleures corrélations entre paramètres climatiques et altitude, et le nombre réduit de stations qui ne permet pas d'apprécier les variations particulières de chaque vallée transversale. La valeur maximale de l'ETP se situe vers 1 700 m, altitude similaire au minimum pluviométrique rencontré dans les figures 2. Ces deux extrêmes correspondent au fond de la vallée principale du Chota. Seules deux stations dépassent les 3 000 mètres. Les courbes ont été prolongées jusqu'à 4 000 mètres après avoir étudié attentivement les relations entre chaque paramètre climatique et l'altitude.

RÉGIONALISATION (FIGURE 6)

À partir du module de régionalisation de Climap appliqué aux valeurs d'ETP calculées par la formule de Penman modifiée, on obtient trois groupes de stations qui concordent avec les trois tendances de la figure. Les coefficients de corrélation entre stations et vecteurs correspondants ont des valeurs similaires quand on passe du niveau mensuel au niveau annuel. Par contre, leurs valeurs sont inférieures à celles calculées dans l'analyse pluviométrique.

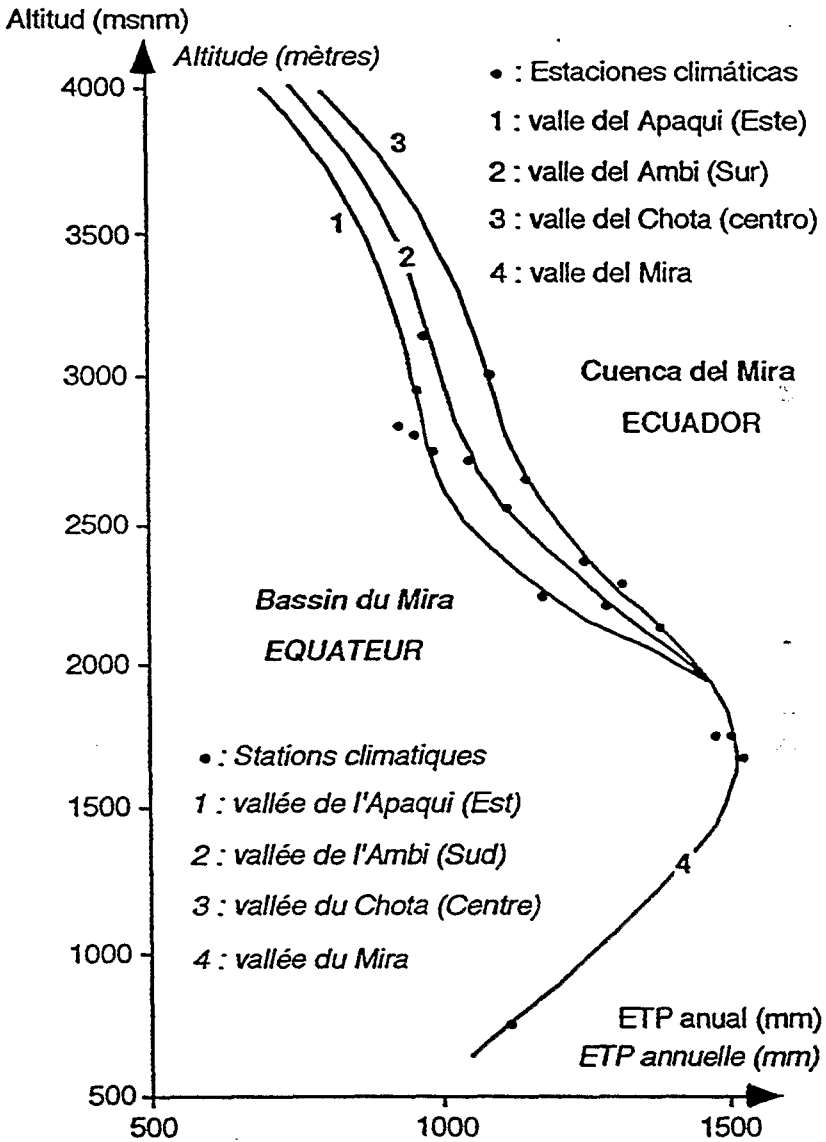


Figure 5
 Bassin du Mira - Relations entre ETP et altitude

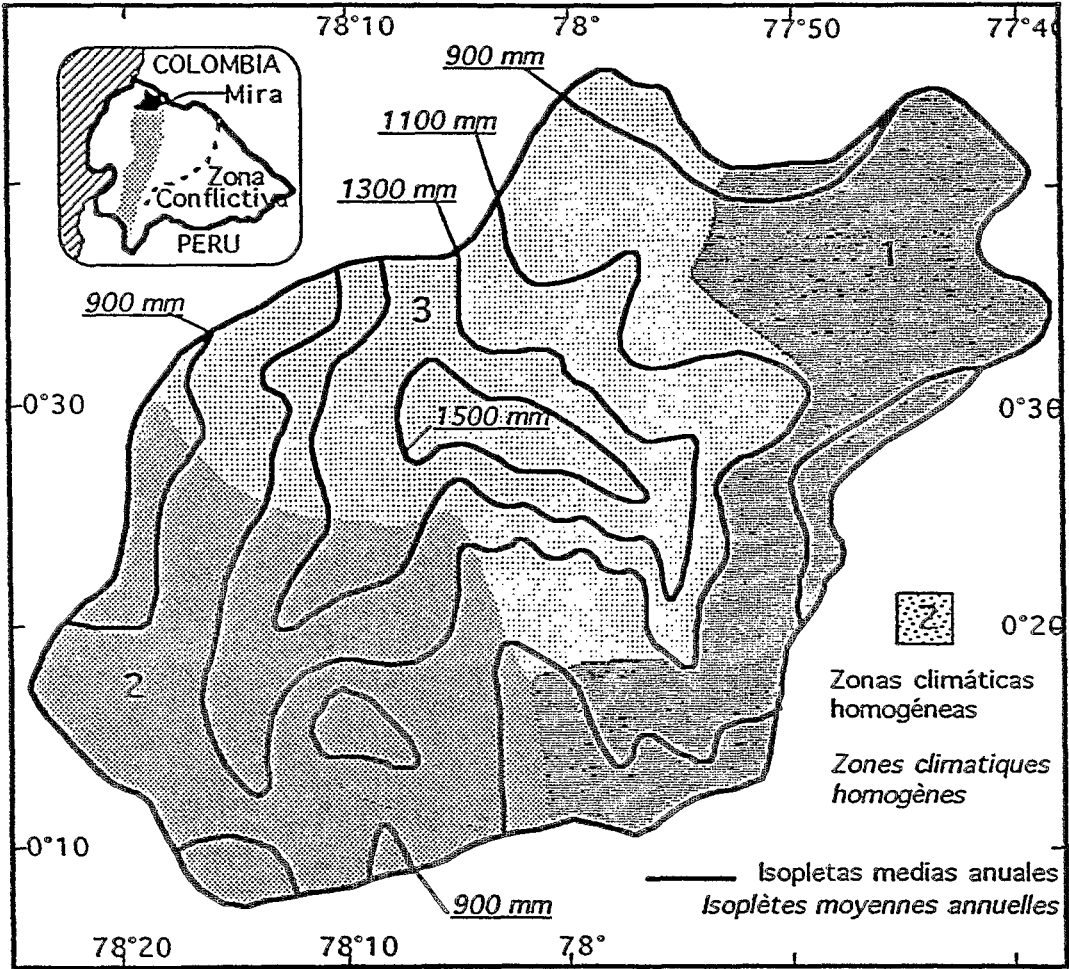


Figure 6

Bassin du Mira - Isoplètes moyennes annuelles - Zones homogènes d'ETP

Tableau 2
Coefficients de corrélation moyens entre stations
et vecteurs de chaque zone

	Nombre de stations	Coef. de corrélation
Région 1	4	0,88
Région 2	6	0,88
Région 3	8	0,84

Si l'on divise la région 3, les corrélations s'améliorent significativement mais la période de calcul des vecteurs se réduit étant donné le peu d'observations de certaines stations. Bien que les corrélations moyennes soient assez basses dans ce groupe, les différences observées entre stations et vecteurs ne sont pas trop fortes.

Il est possible que ce résultat mitigé provienne d'un manque de rigueur dans la phase d'homogénéisation des paramètres climatiques et en particulier de la vitesse du vent. Cette donnée est enregistrée selon diverses unités de mesure et à différentes hauteurs, sans que cela soit toujours noté dans les annuaires.

La région 1 correspond à la partie orientale du bassin qui est soumise à une certaine influence amazonienne, alors que la région 3 est sous influence des masses d'air en provenance du Pacifique.

UTILISATION DES VECTEURS

CALCUL DES BESOINS ACTUELS

Les produits obtenus par la régionalisation climatique sont des cartes au 1/200 000 similaires aux figures 3 et 6. À chaque zone homogène est associé un vecteur d'indices mensuels et annuels calés sur une valeur moyenne annuelle de 1 000 mm.

Si, d'après la carte des isohyètes, un point reçoit 570 mm de pluie annuelle et appartient à la région climatique n° 3, il suffit de multiplier le vecteur pluviométrique de la région 3 par 0,570 pour obtenir une série chronologique mensuelle probable du point considéré. On procède de la même façon pour l'ETP. En superposant les cartes de régionalisation et celles des périmètres, on génère ainsi les séries climatiques associées à chaque périmètre.

Ces données sont reportées dans la banque générale de l'irrigation où figure une description précise de l'infrastructure de transport et de distribution (longueur, pentes, efficacités, etc.), et des périmètres (systèmes de production, caractéristiques hydrodynamiques des sols, surfaces équipées et irriguées, etc.) déterminés à partir des autres opérations du projet.

A partir de là, on peut évaluer les dotations nécessaires à chaque périmètre en fonction des risques que l'on est prêt à encourir : satisfaction des besoins 1 année sur 2, 3 années sur 4, etc. Les résultats sont comparés aux concessions légales et aux débits réellement dérivés (qui peuvent être différents) pour établir un premier diagnostic sur la mobilisation de l'eau à usage agricole.

CALCUL DES BESOINS ÉVENTUELS

Dans de nombreux cas, les systèmes de production se sont adaptés à la ressource en eau disponible. Leur évolution vers des systèmes plus intensifs dépend donc en partie d'une meilleure distribution de la ressource.

Le projet a procédé à la modélisation de l'économie agricole dans les espaces irrigués sur la base du programme GAMS de la Banque Mondiale, afin de simuler divers scénarios plausibles d'évolution des systèmes de production et des surfaces irriguées suivant les types d'intervention proposés.

Les résultats de la régionalisation climatique sont donc utilisés comme paramètres d'entrée du modèle GAMS pour évaluer les besoins en eau futurs selon les divers schémas retenus.

MODÈLE PLUIE-DÉBIT

Les vecteurs et leurs régions sont également utilisés pour caler un modèle de transformation pluie-débit sur des bassins hydrologiquement homogènes. La délimitation de zones climatiques homogènes permet de mieux appréhender l'impact des différents régimes climatiques sur la ressource en eau, afin de calculer un vecteur moyen par bassin qui tienne compte exactement des différents impacts (pourcentages de surface occupés par les différents vecteurs, pluie moyenne correspondant aux régions climatiques concernées).

Des essais sont en cours sur trois bassins versants contrôlés par des stations hydrométriques et sur lesquels viennent interférer plusieurs zones climatiques. Les meilleures corrélations entre climats (pluie, ETP) et débits mensuels sont obtenues avec les vecteurs, mais elles ne sont pas encore satisfaisantes (aux alentours de 0,6) en raison du manque de fiabilité des données hydrométriques qui ont besoin d'une bonne vérification.

CALCUL DES RESSOURCES DISPONIBLES AUX PRISES

À chaque prise d'eau correspond un bassin versant. Chacune des prises est repérée par son appartenance à un bassin hydrologiquement homogène et par sa position sur le réseau hydrographique, grâce à une codification linéaire qui permet de déterminer les débits dérivés en amont et l'impact qu'a cette prise en aval. Son bassin versant est caractérisé par sa surface, ses valeurs moyennes annuelles de pluie et d'ETP, et les vecteurs moyens correspondants.

Une fois terminé le calage définitif du modèle de transformation pluie-débit, il est possible d'estimer les débits disponibles (mois par mois et année par année) au niveau de chaque prise et de simuler les changements proposés par la simulation agro-économique pour en voir la faisabilité.

DIAGNOSTIC DU RÉSEAU

La méthodologie suivie permet d'analyser les stations du réseau selon trois critères :

- la qualité d'observation ;
- la répartition altitudinale ;
- la distribution spatiale.

Les courbes entre pluie et altitude montrent bien le manque de stations au-dessus de 3 000 mètres. Les groupes 1, 2 et 3 ont trop peu de consistance faute de stations ; dans certains cas, il a fallu introduire des postes pluviométriques appartenant à des bassins voisins pour construire le vecteur. Dans le groupe 7, les stations sont trop localisées sur le bassin versant expérimental, ce qui entraîne un manque de précision dans le tracé des limites de région.

Par contre, dans le fond de vallée (région 8 principalement), d'autres organismes (publics ou privés) ont installé des stations climatiques pour améliorer la gestion des grands périmètres de canne à sucre. Celles-ci font parfois double emploi avec les stations de l'Institut Météorologique INAMHI. Ce dernier pourrait donc désengager certains postes pluviométriques récents (107 et 902) ou très mal observés (603) pour rééquilibrer le réseau vers les régions signalées.

Ces recommandations pratiques et précises pourront être complétées par des critères plus élaborés de gestion du réseau (densité minimale selon le type de région), lorsque l'on disposera de données plus complètes sur les autres bassins du couloir interandin, pour proposer un réseau optimal.

CLASSIFICATION ET CARACTÉRISATION CLIMATIQUE

La plupart du temps, la classification climatique au niveau d'un pays est basée sur l'analyse de stations dites représentatives : malheureusement, la représentativité spatiale des stations choisies est très peu souvent démontrée.

La régionalisation climatique a l'avantage de délimiter des espaces à l'intérieur desquels le vecteur généré offre une représentativité chiffrée : c'est donc un outil intéressant pour élaborer une classification climatique précise. On peut également utiliser les vecteurs comme données d'entrée d'une nouvelle phase de régionalisation pour obtenir des vecteurs de second ordre : on aboutit alors à une classification plus grossière, mais souvent suffisante. On peut aussi répéter l'opération plusieurs fois pour arriver aux grands types de climat.

L'essai réalisé dans le Mira permet de regrouper les huit régions originales en trois catégories :

- la première regroupe les régions 1, 2 et 8 avec des coefficients de corrélations moyens de 0,94 en mensuel et 0,93 en annuel ;
- la deuxième rassemble les régions 4, 5, 6 et 7 avec des coefficients de 0,93 et 0,90 ;
- la région 3 reste isolée.

On retrouve donc par le calcul les regroupements faits au niveau des régimes pluviométriques (figure 4).

CONCLUSION

Dans le cadre du projet INERHI-Orstom (irrigation traditionnelle dans les Andes équatoriennes), on a vu l'importance d'une bonne connaissance préliminaire des principales caractéristiques du climat (pluie et ETP) pour établir des diagnostics au niveau de périmètres et de systèmes très dispersés dans l'espace. La méthode du vecteur régional permet de répondre à ce besoin.

L'algorithme utilisé (vecteur de Y. BRUNET-MORET) et le logiciel qui lui est associé (Climan), sont des outils pratiques et efficaces pour homogénéiser les séries chronologiques mensuelles (presque toutes les erreurs détectées ont été confirmées par les visites de terrain). Ils permettent également de délimiter des zones pseudo-proportionnelles représentées par des vecteurs qui sont ensuite utilisés pour calculer besoins et ressources en tout point de l'espace, ce qui correspond aux objectifs fixés par le projet.

Bien sûr, il reste encore des améliorations à faire, notamment au niveau des liens qui caractérisent une zone homogène. En effet, le coefficient de corrélation n'est peut-être pas le meilleur indicateur de la pseudo-proportionnalité des séries chronologiques au sein d'une même région. L'indice utilisé par le programme MVR (vecteur de G. HIEZ) a été testé sur quatorze stations des Galapagos et là non plus les résultats ne sont pas convaincants.

Pour le moment, la distinction entre régions pseudo-proportionnelles nécessite encore une certaine connaissance du milieu. Mais la méthodologie proposée recèle d'autres possibilités rapidement exposées qui devraient généraliser son emploi, surtout dans les milieux andins où les variations climatiques sont particulièrement importantes en raison d'un relief très contrasté.

BIBLIOGRAPHIE

- ALEMAN M., 1992 - Utilización de vectores climáticos para generación de caudales. Montpellier, INERHI-Orstom, 10 p.
- BOULET J., LE GOULVEN P., POUPON H., 1984 - Metodologías aplicadas. *In* Estudio integrado del Altiplano Cundiboyacense, Bogota, éditions de l'IGAC, 437 p., 17 figures, 20 tableaux, 9 annexes.
- BRUNET-MORET Y., 1979 - Homogénéisation des précipitations. *Cah. Orstom, série Hydrologie*, vol. XVI, n° 3 et 4, 147-170.
- CADIER E., POURRUT P., CRUZ R., et al., 1978 - Estudio hidro-meteorológico y hidrogeológico de la cuenca del río Esmeraldas y del norte ecuatoriano. Quito, MAG-Orstom, 2 vol.
- CADIER E., POURRUT P., 1979 - Inventaire et détermination des données nécessaires à l'utilisation rationnelle des ressources en eau dans le cadre d'une planification globale des ressources naturelles renouvelables. L'expérience de l'Équateur. *Cah. Orstom, série Hydrologie*, vol. XVI, n° 3 et 4, 171-207.
- HIEZ (G.), 1977 - L'homogénéité des données pluviométriques. *Cah. Orstom, série Hydrologie*, vol. XIV, n° 2, 129-172.
- LE GOULVEN P., GARCIA R., 1980 - Proposición metodológica de un estudio climatológico para el desarrollo, ejemplo del Altiplano Cundiboyacense. Bogota, IGAC, multigr, 15 p.
- LE GOULVEN P., RUF T., RIVADENEIRA H., 1987 - Metodologie générale et détails des opérations du projet INERHI-Orstom. Quito, INERHI-Orstom, 06/87, 91 p + ann. (Français, Espagnol).
- LE GOULVEN P., 1987 - Caracterización climática, metodología de la operación D3. Quito, INERHI-Orstom, multigr, 20 p.
- LE GOULVEN P., 1988 - El vector YBM, resumen metodológico, programas V1, V2, V3, manual del usuario. Quito, INERHI-Orstom, 10/88, 14 p.

- LE GOULVEN P., 1988 - Homogeneización de los datos pluviométricos. Conferencia al Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología del Ecuador (INAMHI). Quito, INERHI-Orstom, 17/03/88, 23 p.
- LE GOULVEN P., SEGOVIA A., ALEMAN M., 1988 - Banque des données climatiques mensuelles (pluie, évaporation, température, insolation, humidité relative, vent) pour l'ensemble du réseau (un peu plus de 900 stations).
- LE GOULVEN P., ALEMAN M., OSORNO I., 1988 - Homogeneización y regionalización pluviométrica por el método del vector regional. Com. Ve Congrès équatorien d'Hydraulique, Quito, 23-26/11/88, 59-83, (Espagnol, Français).
- LE GOULVEN P., ALEMAN M., 1990 - Logiciel Climant (Climantic Monthly Analysis) de traitement des données climatiques mensuelles, écrit en langage Fortran.

PRÉCIPITATIONS

LES POSTES PLUVIOMÉTRIQUES DÉCRIVENT-ILS BIEN LES RÉGIMES PLUVIOMÉTRIQUES ?

V. THAUVIN¹

RÉSUMÉ

Depuis la fin des années soixante, la pluviométrie de l'Afrique de l'ouest accuse de façon générale une tendance à la baisse. Si cette tendance est incontestable, sa caractérisation à partir des séries d'observations pluviométriques ponctuelles s'avère très difficile. On est donc amené à s'interroger sur la représentativité des mesures ponctuelles.

Au niveau d'un événement, la variabilité spatiale des pluies est très forte et ne peut être appréhendée par les données collectées sur les réseaux ouest Africains. En revanche, il est classiquement admis qu'au niveau des cumuls annuels, la variabilité spatiale s'estompe et que la densité des réseaux est suffisante pour une évaluation acceptable des champs pluviométriques. À partir des premiers résultats de l'expérience Epsat-Niger, l'auteur montre que cette hypothèse n'est pas réaliste.

En effet, les données collectées sur le réseau très dense (100 postes pour 10 000 km²) mis en place dans la région de Niamey dans le cadre de cette expérience, montrent que pour les cumuls annuels :

- la dispersion spatiale reste très forte et peut être très variable d'une année à l'autre (la distance de décorrélation entre deux postes était de 50 km en 1989, de 10 km en 1990) ;
- l'occurrence d'un seul événement de forte intensité peut avoir un poids considérable sur la structure spatiale des champs ;
- la densité des réseaux classiques ne permet pas une reconstitution acceptable des isohyètes ;
- l'erreur d'estimation des lames d'eau moyennes sur 10 000 km² est du même ordre de grandeur que l'écart-type de leur distribution temporelle.

¹Orstom, Montpellier.

INTRODUCTION

Dans toute la bande sahélienne et soudano-sahélienne, les hauteurs de pluie annuelle en un poste donné accusent une baisse constante depuis la fin des années soixante, d'autant plus accentuée que sa situation est plus septentrionale (MAHÉ, 1992). À quoi peut-on attribuer cette baisse ? BADER (1984) analysant les séries de 9 postes depuis le début des observations, ne parvient pas à dégager un paramètre unique. À partir de la série de Niamey (1905-1990), nous constatons que les moyennes avant et après la coupure de 1968, soit sur les périodes 1905-1968 et 1969-1990, ne sont pas significativement différentes.

Aussi nous sommes-nous interrogés sur la représentativité d'une valeur ponctuelle de pluie annuelle.

On considère en effet qu'un poste pluviométrique est représentatif de sa latitude et d'une certaine région. Or, à l'échelle d'une saison, de grandes disparités peuvent apparaître sur des postes situés sur un même parallèle, même proche (quelques dizaines de kilomètres, PUECH ((1984) - figure 1).

Les données du réseau dense d'Epsat-Niger conduisent aux mêmes conclusions pour l'année 1990. En outre, nous avons pu étudier l'impact d'un événement exceptionnel (orage de forte intensité) sur les cumuls saisonniers (THAUVIN, 1992).

PLUVIOMETRIE 1985 - PARALLELE 11.50° NORD - HAUTE VOLTA

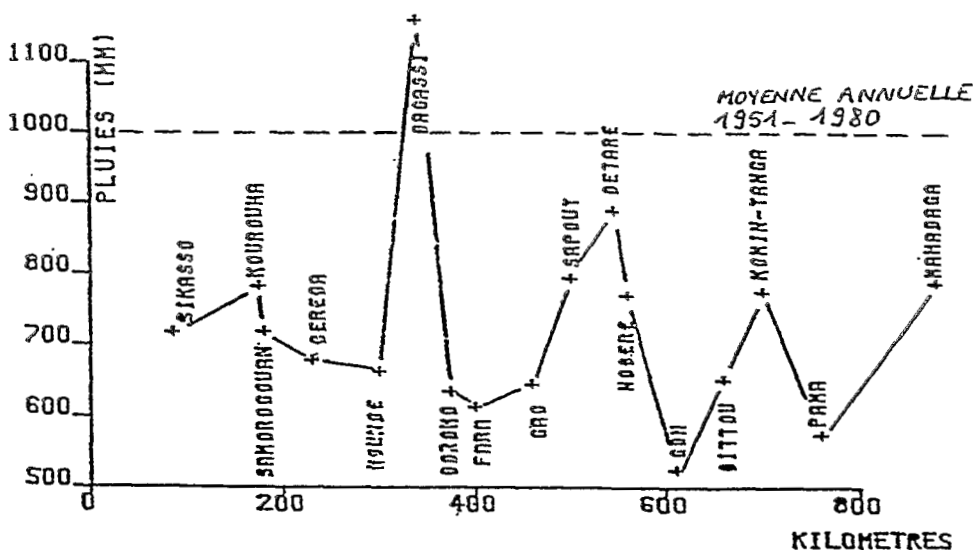


Figure 1

Variabilité des hauteurs de pluie saisonnière le long d'un parallèle (in PUECH, 1984)

LE RÉSEAU DENSE D'EPSAT-NIGER

Le réseau d'Epsat-Niger se situe à l'est de Niamey, entre les latitudes 13° et 14°N, et les longitudes 2° et 3°E. C'est le *degré carré de Niamey* qui sert également de cadre à l'expérience Hapex-Sahel.

95 pluviographes à mémoire statique y sont implantés, selon un maillage quasi-régulier de 1 poste tous les 12,5 km (figure 2), soit une densité moyenne de 1 poste pour 156 km². Ce maillage se resserre vers le centre où une surface de 150 km² contenant 16 postes constitue la *cible*, à l'intérieur de laquelle les distances varient de 1 à 10 km.

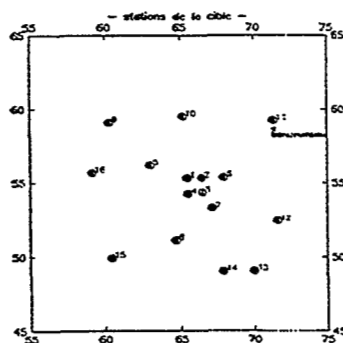
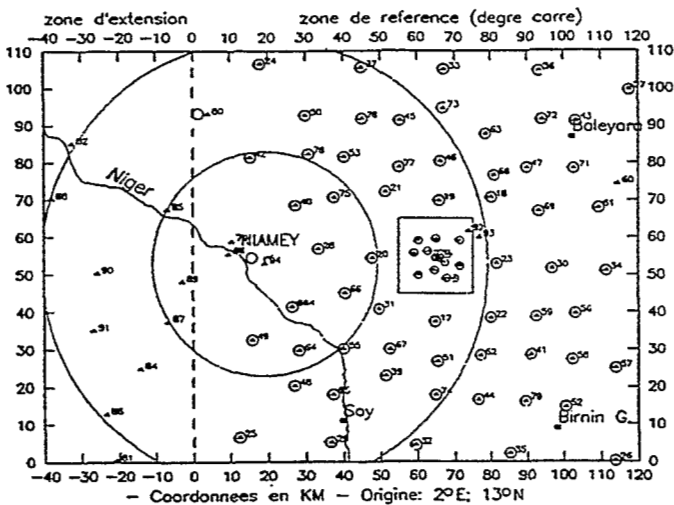


Figure 2

Le réseau de pluviographes d'Epsat-Niger. ● et ● : postes présents en 1989. ○ et ▲ : postes présents en 1990. À l'est du degré carré se trouve la zone d'extension, mise en place aux fins de calibration du radar, et contenant 10 postes (carte d'après LEBEL et al., 1991)

Une telle configuration est intéressante pour deux raisons principales. D'une part, lorsque l'on utilise une technique d'interpolation nécessitant de connaître la structure spatiale des champs de pluie, telle que le krigeage, elle autorise l'identification de la fonction de structure avec quasiment la même précision quelle que soit la classe de distance considérée. D'autre part, elle permet de faire un zoom sur la répartition des précipitations.

MÉTHODE ET DONNÉES UTILISÉES

MÉTHODE D'INTERPOLATION

L'interpolateur retenu est l'interpolateur de krigeage, qui est un interpolateur linéaire (la valeur interpolée est une combinaison linéaire des observations), optimal (il minimise la variance d'estimation), et sans biais (MATHERON, 1965, JOURNEL et HUIJBREGTS, 1978, OBLÉD, 1986).

L'étape la plus importante est l'identification de la fonction de structure des données, ou variogramme. Connaissant ce variogramme, la résolution du système de krigeage permet de connaître les poids en chaque point de mesure.

Le variogramme (figure 3) représente la variabilité à toutes les classes de distances. Les paramètres décrivant sa forme (valeur à l'origine, portée) renseignent sur l'organisation spatiale du champ de pluie. Son palier, lorsqu'il existe, indique la variance du champ de pluie.

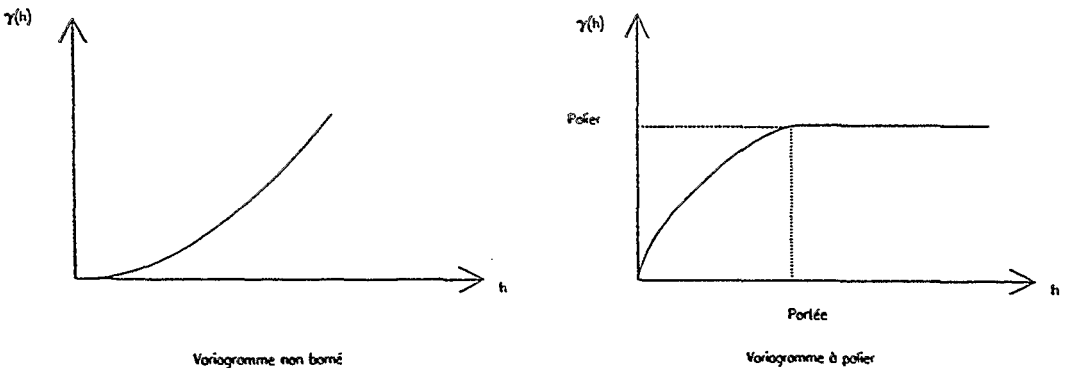


Figure 3
Schéma de deux types de variogrammes

DONNÉES UTILISÉES

Les hauteurs de pluie annuelle mesurées durant les saisons des pluies 1989 et 1990 sur le degré carré de Niamey ont été utilisées.

Le variogramme des résidus à la moyenne climatique* de la saison 1989 est donné figure 4.

Il indique une liaison entre les points de mesure jusqu'à une cinquantaine de kilomètres.

La variance du champ est de 7 500 mm², l'écart-type expérimental est donc de 87 millimètres.

La particularité de la saison 1989 est d'avoir enregistré un événement pluvieux exceptionnel en ce qui concerne sa durée de vie et son intensité.

La saison 1990 se caractérise par une non-corrélation entre les mesures de postes distants de plus d'une quinzaine de kilomètres, comme l'indique le variogramme des résidus à la moyenne climatique (figure 5).

Cette année-là, une valeur de pluie annuelle n'est donc représentative que d'une très petite surface.

La variance du champ est moins importante qu'en 1989 (variance de 4 500 mm² au *deuxième palier*, soit un écart-type de 67 millimètres), mais la variabilité à petite distance est plus forte.

INFLUENCE D'UN ÉVÉNEMENT EXCEPTIONNEL SUR LES CUMULS ANNUELS

Le 4 août 1989 a eu lieu sur le degré carré de Niamey le plus fort événement pluvieux observé en 1989. Il a débuté à 1h00 sur le poste le plus à l'est du réseau, et la fin de la pluie a été enregistrée à 1h30 sur un poste situé à 20 km au nord-est de Niamey. La moyenne de l'événement sur le degré carré est de 72,5 millimètres.

La carte des isohyètes (figure 6) indique que l'averse a atteint toute la zone d'étude et que les valeurs les plus fortes ont été mesurées au nord-ouest du degré carré. On constate également que 40 % des valeurs sont supérieures à 66 millimètres, valeur de la moyenne des pluies journalières maximales annuelles de la région (CADOT et PUECH, 1982).

* Les résidus à la moyenne climatique sont les valeurs observées auxquelles on a soustrait la moyenne interannuelle. Ils donnent une idée plus juste de la variabilité spatiale des cumuls, car le gradient nord-sud est gommé.

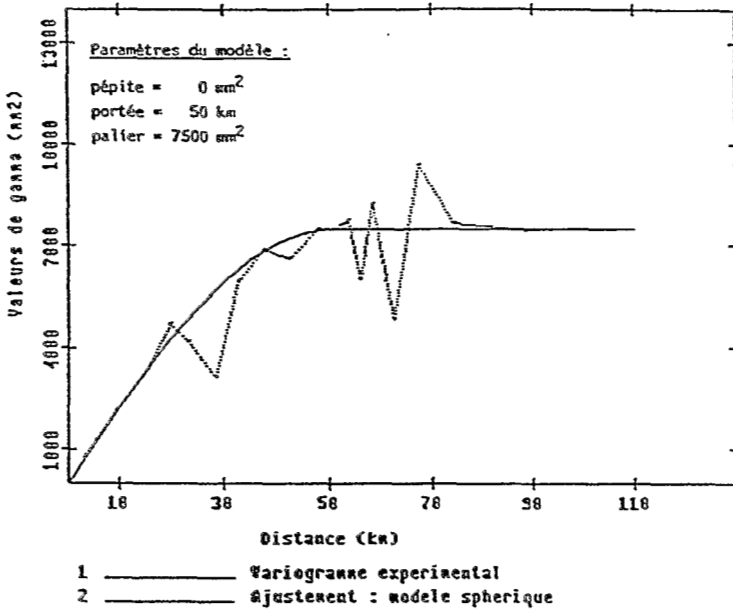


Figure 4
Variogramme des résidus à la moyenne climatique. Saison 1989

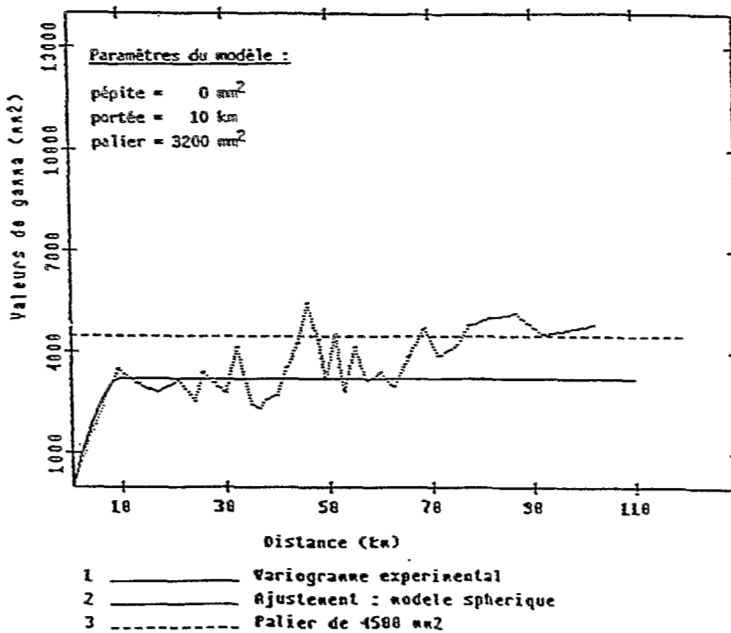


Figure 5
Variogramme des résidus à la moyenne climatique. Saison 1990

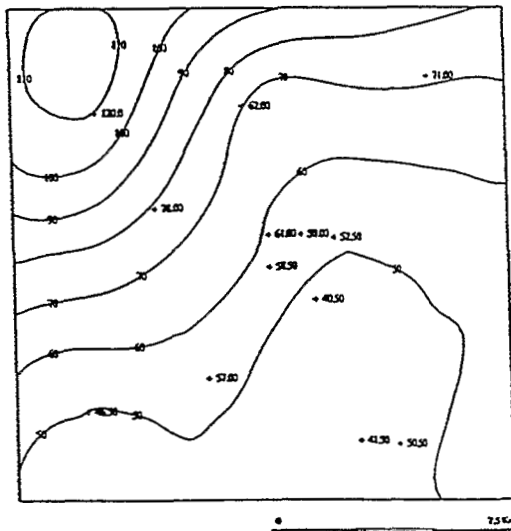
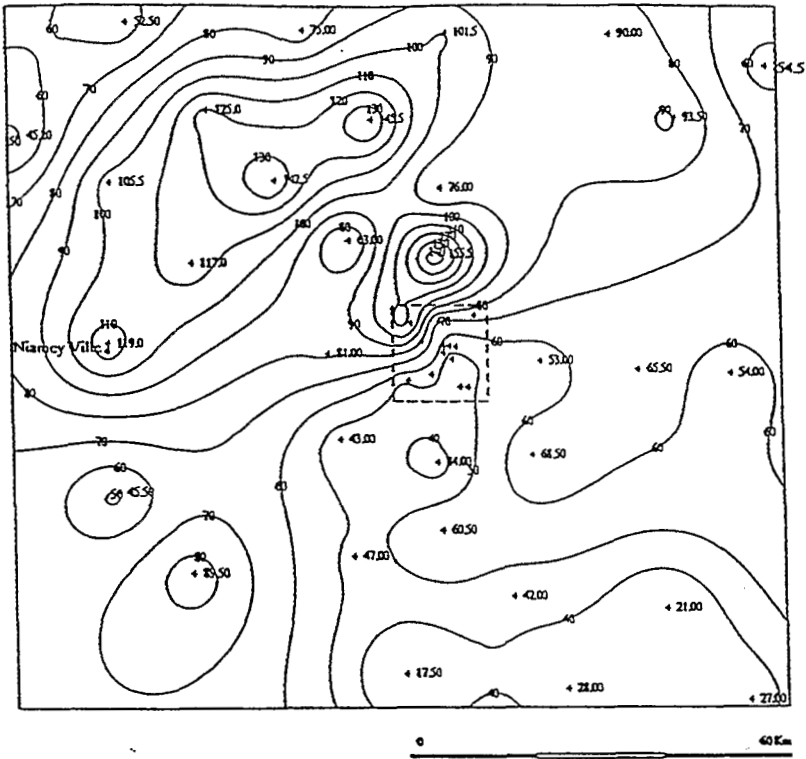


Figure 6

Hauteurs de pluie observées le 04/08/89 de 01h00 à 11h30 et isohyètes calculées par krigeage (millimètres). En bas : zoom sur la cible

ÉCARTS À LA MOYENNE INTERANNUELLE

La moyenne spatiale des pluies annuelles sur le degré carré de Niamey est de 550 millimètres pour la période 1950-1989 (RADJI, 1991, LEBEL *et al.*, 1991). Les valeurs au nord et au sud de la zone sont de respectivement 500 et 600 millimètres.

Pour l'année 1989 et sans considérer l'averse du 4 août, les valeurs équivalentes, multipliées par le facteur 1,05 pour tenir compte du fait que 5 % de la pluie annuelle tombe en-dehors de la période observée, sont de 484 (moyenne du degré carré), 415 (moyenne d'une bande latitudinale de 10' au nord) et 620 millimètres (moyenne d'une bande latitudinale de 10' au sud), soit un écart relatif aux moyennes interannuelles de -12 %, -17 % et +3,4 %. La saison apparaît comme déficitaire à la moyenne.

En tenant compte de l'averse du 4 août 1989, ces écarts sont de +1 %, +3 % et +12 %. On peut alors considérer la saison comme moyenne à excédentaire sur le degré carré.

STRUCTURE SPATIALE

Les variogrammes des observations et des résidus à la moyenne climatique sont montrés figure 7.

On peut déduire de la courbe expérimentale une valeur de la portée identique à celle du variogramme des cumuls totaux (50 km, figure 4).

Par contre, le palier est de 6 000 mm² au lieu de 7 500, soit une diminution de 20 %.

ISOHYÈTES

Les cartes d'isohyètes de la saison avec et sans prise en compte des observations du 4 août 1989 sont données figures 8 et 9.

Les isohyètes sont dans les deux cas organisées suivant les latitudes, conformément à la répartition des isohyètes interannuelles. La valeur du gradient observée en 1989 est plus forte que la moyenne interannuelle de 1 mm/km (LEBEL *et al.*, 1991) : on calcule respectivement 1,5 mm/km d'après la figure 8 et 2,0 mm/km d'après la figure 9.

Sur la carte figure 9, le gradient nord-sud apparaît plus nettement que sur celle de la figure 8, car la *dorsale* d'orientation nord-est/sud-ouest au nord de Niamey a disparu. La présence de cette *dorsale* était donc due à la seule averse du 04/08/89.

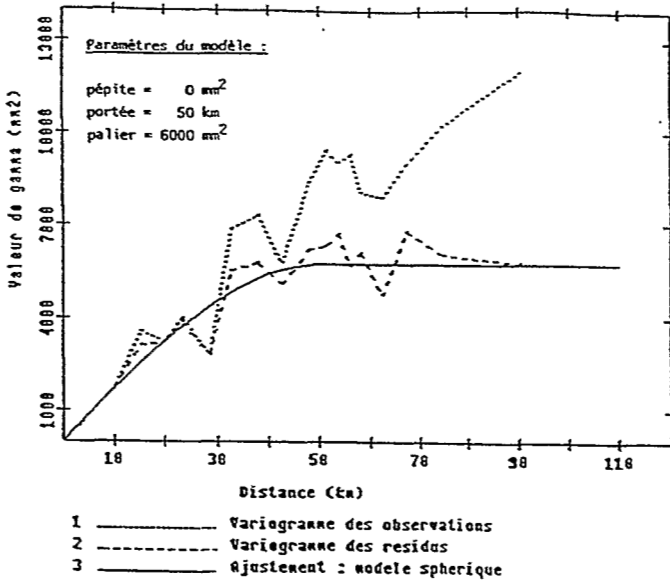


Figure 7

Hauteurs de pluie saisonnière sans les cumuls du 04/08/89 : variogramme expérimental des observations, variogramme expérimental des résidus à la moyenne climatique, et modèle ajusté

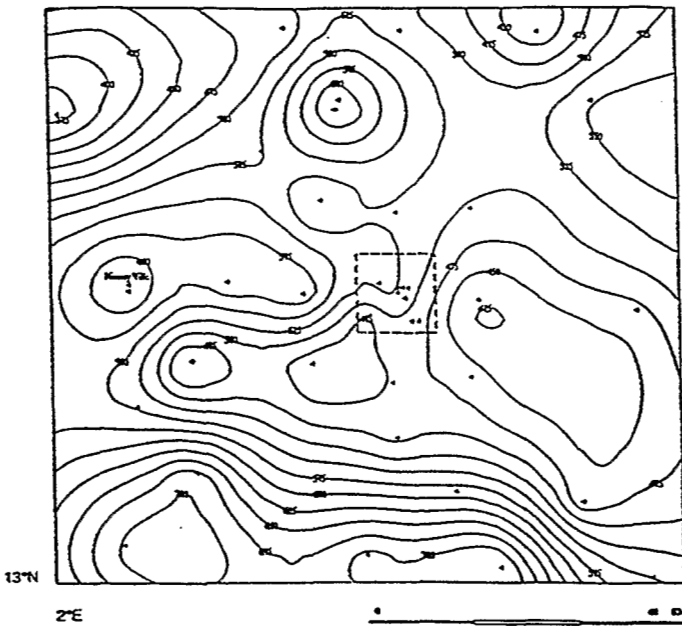


Figure 8

Isohyètes des hauteurs de pluie saisonnière de 1989

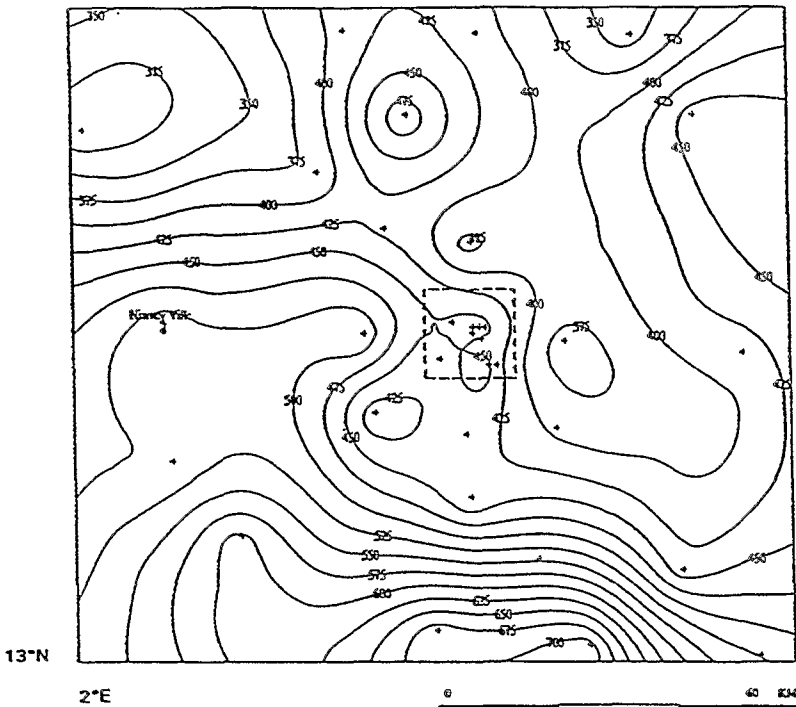


Figure 9

Isohyètes des hauteurs de pluie saisonnière de 1989 sans les observations du 04/08/89

CONCLUSIONS

En 1989, l'occurrence d'un événement de forte intensité sur le degré carré de Niamey a sensiblement modifié la valeur et la répartition des hauteurs de pluie saisonnière. La présence de cet événement :

- permet d'expliquer l'allure des isohyètes du quart de la zone d'étude (quart nord-ouest, où la seule pluie du 04/08/89 participe à 18 % du total saisonnier) ;
- fait augmenter la variance du champ de 20 % ;
- transforme une année globalement déficitaire à la moyenne en une année moyenne à excédentaire.

En outre, une telle averse ayant une très grande variabilité spatiale, cela entraîne que la moyenne spatiale de la saison peut être mal estimée à partir d'un petit nombre de postes.

INFLUENCE DU NOMBRE DE POSTES SUR LES ISOHYÈTES ET LA PRÉCISION DES MOYENNES SURFACIQUES

CALCUL DES ISOHYÈTES

Le réseau initial (figure 2) a été progressivement dégradé en choisissant des postes au hasard, pour obtenir des sous-réseaux de densité à peu près homogène, allant de 1 poste tous les 15 km à 1 poste tous les 70 km environ.

Les isohyètes ont été calculées à partir des observations aux points retenus, avec un variogramme sphérique de pépité nulle, de palier 4 500 mm² et de portée 100 km, ce qui permet d'interpoler en tenant compte de tous les points de mesures.

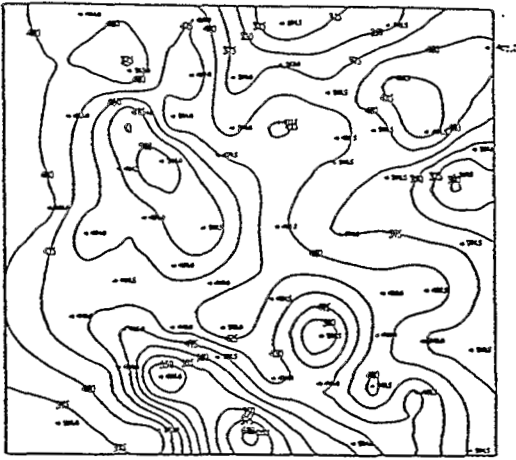
La complexité des isolignes qui apparaissait avec le réseau de base disparaît à mesure que la densité du réseau diminue (figure 10). Pour les sous-réseaux de 7 et 5 postes, on retrouve la forme lisse des isohyètes orientées selon les latitudes, résultats qui concordent avec ceux présentés pour les cumuls mensuels dans THAUVIN et LEBEL (1991). Toutefois, le sens du gradient dépend de l'échantillonnage. Il apparaît inversé sur la carte déduite du sous-réseau de 5 postes, les valeurs les plus faibles ayant été mesurées au sud du degré carré, dans un champ très peu contrasté (moyenne 396 millimètres, écart-type 22 millimètres).

CALCUL DES MOYENNES

L'estimation des moyennes surfaciques (valeur et précision associée) est également affectée par la dégradation du réseau de mesures. Les sous-réseaux définis précédemment ont été utilisés pour calculer la moyenne sur la surface de 10 000 km² et l'écart-type d'estimation associé, en considérant successivement un variogramme de portée 10, 50, et 100 km.

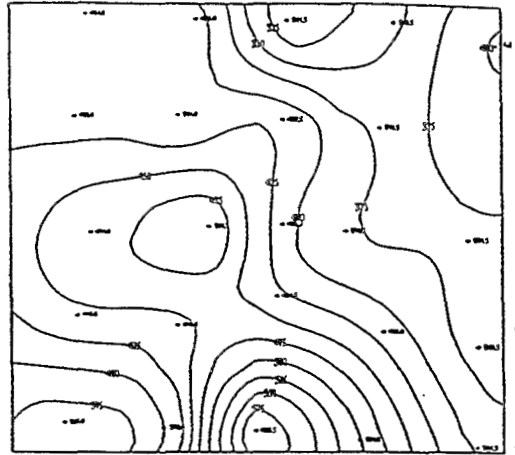
Les résultats sont présentés figure 11, sous la forme de l'intervalle de confiance à 95 %, construit à ± 2 écarts-types de krigeage autour de la moyenne de référence (422 millimètres, calculée par krigeage), sous l'hypothèse d'une distribution normale des écarts à la moyenne. L'intervalle de confiance obtenu est donc un intervalle théorique, alors que les moyennes calculées sont des moyennes expérimentales qui dépendent fortement des valeurs mesurées.

La figure 11 montre que les moyennes calculées à partir des sous-réseaux sont sensiblement égales, quelle que soit la valeur de la portée du variogramme, et proches de la moyenne de référence. Par contre, les écarts-types d'estimation augmentent quand la densité décroît, d'autant plus rapidement que la portée est faible.



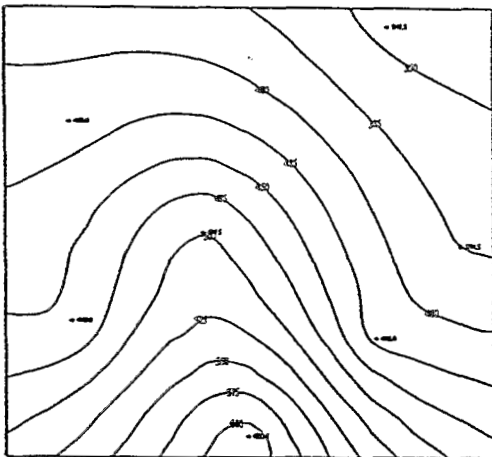
0 40 km

Reseau de 39 postes (tout postes autour la cité)



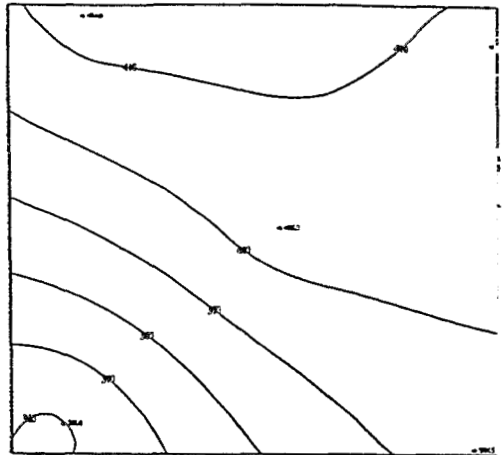
0 40 km

Reseau de 24 postes (1 poste pour 25 km)



0 40 km

Reseau de 7 postes (1 poste pour 40 km environ)



0 40 km

Reseau de 5 postes (1 poste pour 70 km)

Figure 10

Isohyètes des hauteurs de pluie saisonnière de 1990 sur le degré carré de Niamey, déterminées avec des sous-réseaux de différentes densités (millimètres)

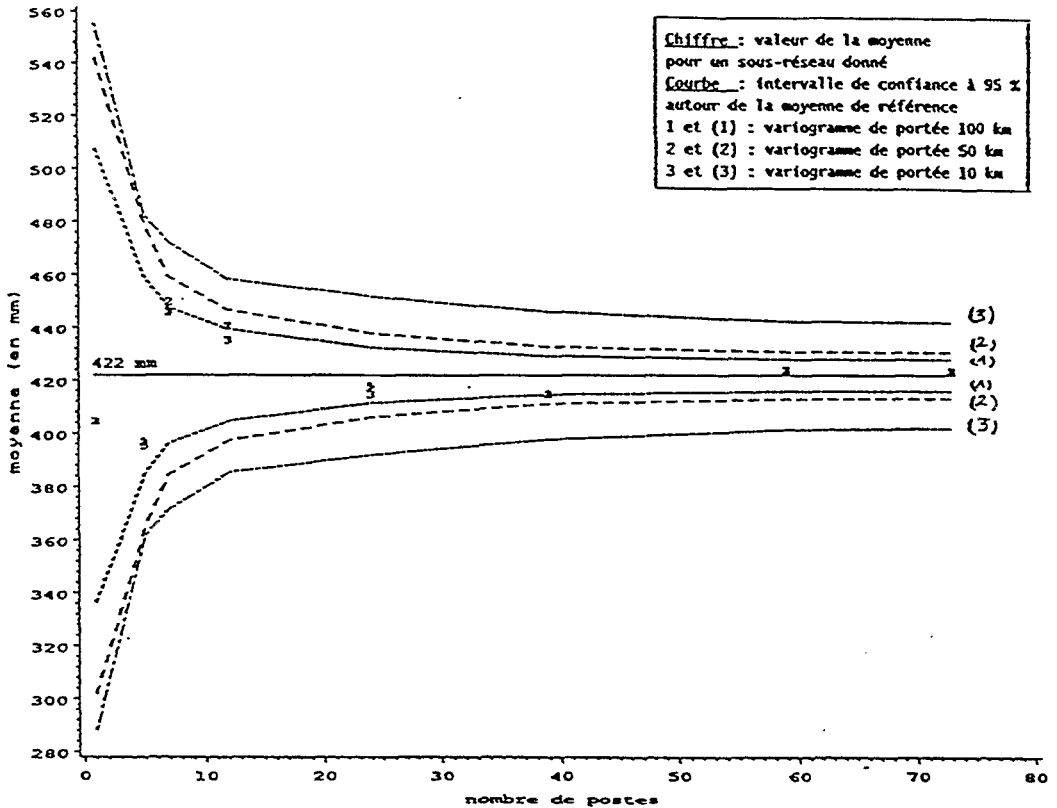


Figure 11

Évolution de la moyenne surfacique en fonction du nombre de postes. En de nombreux points, les moyennes calculées par les trois variogrammes sont confondues

Selon le variogramme pris en compte, un même réseau de postes ne permet donc pas d'obtenir la même précision sur les moyennes surfaciques. Or nous avons constaté que deux saisons des pluies pouvaient présenter des variogrammes de portée très différente (figures 4 et 5). Par conséquent, avec un même réseau de postes, les moyennes surfaciques ne seront pas obtenues avec la même précision selon l'année considérée.

Ainsi, si les hauteurs de pluie saisonnière présentent une faible distance de décorrélation (variogramme de portée de 10 km), et si l'on veut calculer une moyenne saisonnière avec un écart inférieur à 10 % de la moyenne de référence, il faudra utiliser un réseau de 10 postes environ (1 poste tous les 35 km) alors que moins de 7 postes (1 poste tous les 50 km) suffisent si les cumuls saisonniers sont organisés à plus grande échelle (variogramme de portée 50 km).

De même, si l'on se fixe un écart inférieur à 5 % de la moyenne de référence, ces valeurs seront de 50 contre 20 environ (c'est-à-dire 1 poste tous les 15 km contre 1 poste tous les 25 km).

CONCLUSIONS

Les réseaux météorologiques d'Afrique de l'ouest n'ont des densités supérieures à 1 poste/50 km que par endroits. Par conséquent, à l'échelle du degré carré, les cartes d'isohyètes que l'on construit à partir de tels réseaux ne permettent pas de rendre le détail de la variabilité spatiale des cumuls saisonniers.

En outre, ils peuvent donner une information totalement différente sur la saison des pluies selon les hasards de l'échantillonnage.

Pour ce qui concerne la moyenne saisonnière sur une surface de 10 000 km², un réseau de 1 poste tous les 35 km permet son estimation avec une marge d'erreur de 8 à 10 %, en fonction de la variabilité propre à la saison considérée. Avec un réseau de 1 poste pour 50 km, cette marge d'erreur serait de 10 à 12 %, ce qui signifierait 422 ± 50 millimètres dans le cas de la saison 1990.

CONCLUSION

L'étude de l'impact d'un événement pluvieux à forte moyenne montre son importance sur la répartition et la valeur des hauteurs de pluie saisonnière. Tout le total pluviométrique de la saison peut être marqué de son empreinte, bien que dans cette région, le montant d'un événement « exceptionnel » reste bien inférieur à la moyenne annuelle saisonnière. De même, la trace de cet événement se retrouvera sur les isohyètes saisonnières. Cette étude met en évidence toute la difficulté d'analyser une variable (une hauteur de pluie saisonnière) qui ne représente pas un événement météorologique, mais une somme d'événements météorologiques, vraisemblablement non homogènes.

L'analyse de la répartition spatiale des hauteurs de pluie de deux saisons consécutives a en outre montré que l'on pouvait observer des structures spatiales très différentes. Cela entraîne que, selon l'année considérée, les isohyètes n'auront pas la même allure (formes plus ou moins douces) et ne seront pas connues avec la même précision. Par contre, l'estimation de la moyenne surfacique sur 10 000 km² dépend beaucoup plus du nombre de postes que de la structure du champ de pluie, étant donné que la dimension caractéristique de cette structure (10 à 50 km) est généralement plus faible que celle de la zone étudiée (carré de 110 km de côté environ). En outre, si la répartition des isohyètes moyennes interannuelles est latitudinale, au niveau d'une saison des pluies, cette répartition est beaucoup plus contrastée. Il faut, sur une fenêtre de 110 x 110 km², disposer d'un grand nombre de postes pour identifier un gradient croissant du nord vers le sud.

La variabilité interannuelle des cumuls annuels des pluies sahéliennes a été observée et décrite au niveau ponctuel. Le réseau dense du degré carré de Niamey a permis de constater que cette variabilité se retrouvait pour une année donnée au niveau spatial. Ce constat nous fait nous interroger sur la représentativité d'une hauteur de pluie annuelle en un poste pluviométrique, et sur la validité d'une série ponctuelle.

On peut toutefois supposer que la variabilité temporelle des mesures est équivalente à leur variabilité spatiale. Ce point reste à étudier, en considérant d'une part, une série ponctuelle temporelle, d'autre part, une « série spatiale » pour en comparer les distributions. Les données de l'hivernage 1991 sur le degré carré de Niamey autorise une telle étude.

BIBLIOGRAPHIE

- BADER J.C., 1984. Étude relative à l'évaluation du changement possible des pluies intenses sur la saison pluvieuse au Sahel. DEA de l'Université de Paris Sud.
- CADOT D., PUECH C., 1982. Étude des pluies journalières de fréquence rare au Niger. Publication CIEH, série hydrologie, 95 p. avec annexes.
- JOURNAL A., HUIJBREGTS C., 1978. Mining geostatistics. Academic Press, London, New York, San Francisco, 1978, 600 p.
- LEBEL T., CAZENAVE F., GATHELIER R., GREARD M., GUALDE R., KONG J., VALERO T., 1991. Epsat-Niger campagne 1990, rapport de campagne Orstom/DMN.
- MAHÉ G., 1992. Les écoulements fluviaux sur la façade atlantique de l'Afrique. Étude des éléments du bilan hydrique et variabilité interannuelle, analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes. Thèse de docteur de l'Université Paris XI Orsay, juillet 1992, 385 p. + annexes.
- MATHERON, 1965. Les variables régionalisées et leur estimation. Ed. Masson et Cie, Paris, 305 p.

- OBLÉD C., 1986. Introduction au krigeage à l'usage des hydrologues. Deuxièmes journées hydrologiques de l'Orstom à Montpellier, 16-17 sept. 1986, Colloques et séminaires Orstom : 174-222.
- PUECH C., 1984. Opération pluie provoquée. Ouagadougou 1983. Synthèse finale. Rapport CIEH, série hydrologie, 161 p. + annexes.
- RADI G., 1991. Étude des régimes pluviométriques du Niger : caractéristiques des distributions mensuelles et variations observées au cours des 40 dernières années. Mémoire de fin d'études d'ingénieur d'application en hydrologie, Centre régional de formation et d'application en agrométéorologie et hydrologie opérationnelle, Niamey, 53 p. + annexes.
- THAUVIN V. et LEBEL T. (1991). Epsat-Niger : study of rainfall over the sahel at small time steps using a dense network of recording raingauges. Hydrological processes, vol.5, n° 1 : 251-260.
- THAUVIN V., 1992. Étude de la répartition spatiale des précipitations en milieu sahélien à l'aide du réseau dense de pluviographes de l'expérience Epsat-Niger. Application à la détermination de la précision des moyennes surfaciques au pas de temps de l'événement pluvieux. Thèse de docteur de l'Université de Montpellier II, à paraître.

RÉGIONALISATION D'UN MODÈLE DE GÉNÉRATION DE HYÉTOGRAMMES HORAIRES

E. RIBERO¹, F. CERNESON², J. LAVABRE³

RÉSUMÉ

Dans le but de générer des scénarios de crues de fréquence courante à rare grâce à un modèle pluie-débit, un modèle de génération de hyétogrammes horaires a été mis au point. Ce modèle stochastique est actuellement opérationnel sur quelques postes du BVRE du Réal Collobrier, et permet de générer des chroniques de pluies horaires sur de longues périodes (entre 1 000 et 10 000 ans).

Le travail présenté concerne l'extension géographique d'application de ce modèle à la façade méditerranéenne. Il est nécessaire pour cela, de lier les paramètres du modèle à la seule information pluviométrique journalière afin de faciliter sa régionalisation.

¹Ingénieur Esigec, Mastère Engref - stagiaire Cémagref Aix-en-Provence

²Ingénieur ISIM - Cémagref Aix-en-Provence

³Ingénieur ISIM - Cémagref Aix-en-Provence

INTRODUCTION

Le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques (barrages, ponts, ponceaux, réseaux d'évacuation des eaux pluviales, bassins écrêteurs, ...) est basé sur une connaissance précise des crues de fréquence courante à rare. Lorsque le projet se situe sur un bassin non jaugé, on peut utiliser les observations pluviométriques, *in situ* ou à proximité, l'hydrogramme de crue étant généré à partir des pluies grâce à un modèle pluie-débit. Pour les petits bassins versants et *a fortiori* les petits bassins méditerranéens, les temps de réponse étant rapides, les modèles pluie-débit nécessitent la connaissance de la pluie sur des pas de temps inférieurs à ce temps de réponse. Le pas de temps horaire convient dans la quasi-totalité des cas.

Si les données sur les pluies journalières sont disponibles, nombreuses et anciennes, les séries de pluies horaires sont rares et plus récentes. Pour pallier ce manque d'information, nous avons développé un modèle stochastique de simulation de hyétogrammes horaires.

Le développement de la méthode demande une banque de données relativement importante : pluies horaires et débits horaires digitalisés en continu. Cette information est rarement disponible pour l'hydrologue qui doit estimer la crue de projet d'un bassin versant donné.

Notre démarche est donc de régionaliser le plus grand nombre possible de paramètres du modèle, en étudiant leur variabilité spatio-temporelle et en les liant aux caractéristiques journalières. L'aménageur pourra alors mettre en oeuvre le modèle.

Nous ne présenterons ici que les travaux concernant le modèle de hyétogrammes horaires.

PRÉSENTATION DU MODÈLE

STRUCTURE DU MODÈLE

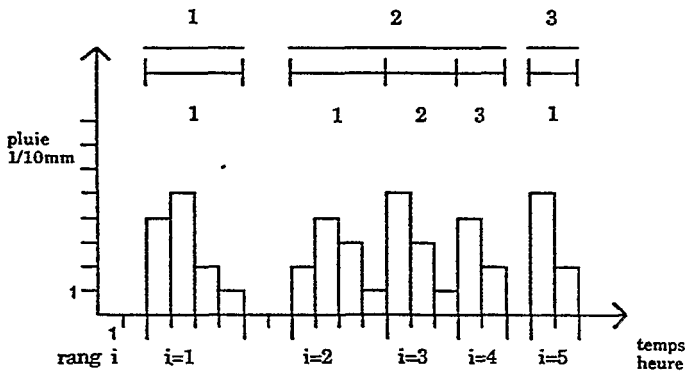
Le modèle présenté se classe dans la catégorie des modèles dits « simples » et repose sur l'hypothèse d'indépendance des variables descriptives du hyétogramme. Un épisode pluvieux est un phénomène intermittent qui présente une succession de périodes sèches et de périodes pluvieuses. Une période pluvieuse comprend une ou plusieurs averses.

Les variables retenues doivent donc permettre de rendre compte d'une part, du caractère discontinu du phénomène et d'autre part, de la structure de l'averse. Neuf variables sont définies :

Tableau 1
Variables du modèle.

Nom	Définition	Unité	Dimension
NE	nombre d'épisodes par an		
NG	nombre de périodes pluvieuses		
NA	nombre d'averses par période pluvieuse		(NG)
DIA	durée sèche	h	(NT)
DA	durée de l'averse	h	(NT)
HMA	intensité moyenne	1/10 mm/h	(NT)
RX	rapport de l'intensité maximale à l'intensité moyenne		(NT)
RPX	position relative au maximum		(NT)
TSE	origine de l'épisode		

A titre d'exemple, la figure 1 représente un épisode pluvieux de trois périodes pluvieuses (NG=3) dont deux averses isolées (NA=1) et un groupe de trois averses (NA=3).



Rang de l'averse	DA	HMA	RPX	RX	DIA
1	4	3	0,5	1,666	2
2	4	2,5	0,5	1,6	0
3	3	3	0,333	1,666	0
4	2	3	0,5	1,333	1
5	2	3,5	0,5	1,428	0

Figure 1
Exemple d'épisode pluvieux

La seule entrée du modèle proprement dite est le nombre d'années pour lesquelles on veut générer des épisodes pluvieux (50, 100, 1 000 ans).

Pour chaque épisode, les caractéristiques le décrivant sont générées par un tirage aléatoire dans leur loi de probabilité, et les hyétogrammes au pas de temps horaire sont fabriqués en suivant des règles de répartition triangulaires ou trapézoïdales.

ANALYSE DES DONNÉES

C'est à partir de trois postes pluviographiques appartenant au BVRE du Réal Collobrier, que l'élaboration et la généralisation du modèle ont été effectuées (ANDRE (1991), LABORDE (1991), CERNESSON (à paraître)).

L'analyse des séries pluviographiques impose un traitement saisonnier qui permet de tenir compte de la typologie des pluies. Trois saisons ont été déterminées :

- la saison **hiver** : de décembre à mai, avec de longs épisodes de faible intensité ;
- la saison **été** : de juin à septembre, caractérisée par des épisodes de type orageux ;
- la saison **automne** : d'octobre à novembre, les épisodes présentent alors les caractères des 2 autres saisons.

Le but du modèle est de générer des épisodes et non de fonctionner en continu. Pour l'élaboration du modèle, les critères de sélection des épisodes pluvieux ont été les suivants :

- un épisode n'est retenu que si :
 - au moins une pluie journalière (7h-7h, heure d'hiver) est supérieure à 40 mm ;
 - aucune lacune d'information n'affecte la chronique de l'épisode ;
 - la séparation des épisodes est d'une durée de vingt quatre heures (7h-7h, heure d'hiver) présentant moins de 4 mm de pluie.

Après un traitement préliminaire des données recueillies, l'étude statistique des variables caractéristiques de l'épisode pluvieux conduit à la détermination de leur loi de probabilité.

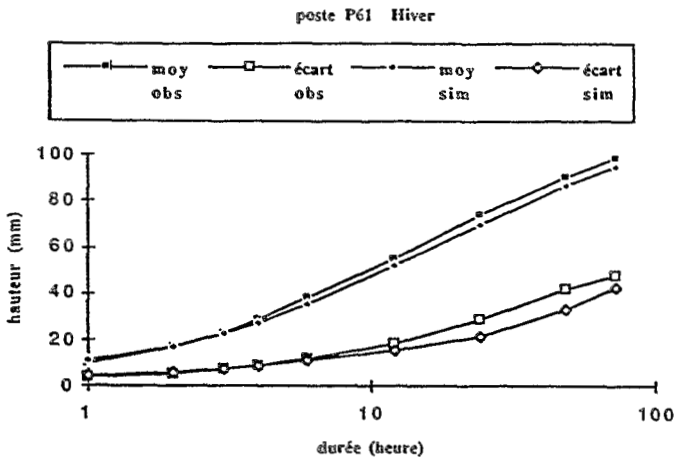
Tableau 2
Lois de distribution sélectionnées
HMA1 : averse isolée, HMAG : averses groupées

Variable	Loi de distribution	Formulation
NE	Poisson	$P(x = k) = \exp(-p_1) * \frac{p_1^k}{k!}$
NG	Géométrique	$P(x = k) = 1 - (1 - p_1)^k$
NA	Géométrique	
DIA	Géométrique tronquée	
DA	Poisson tronquée	cf. NE
HMAI	Weibull	$F(x) = 1 - \exp\left(-\left(\frac{x - p^3}{p^2}\right)^{p_1}\right)$
HMAG	Weibull	cf. HMA1
RX	Exponentielle	$F(x) = 1 - \exp\left(-\left(\frac{x - p_2}{p_1}\right)\right)$
RPX	Normale	$N(m = P1; \sigma = P2)$
TSE	Géométrique	cf. NG

Le modèle comporte donc 18 paramètres dont 3 constants (du fait des domaines de définition des variables HMA1, HMAG et RPX) et 1, celui de la variable NE, entièrement défini par le critère de sélection des épisodes. Et ceci pour chacune des trois saisons.

PERFORMANCE DU MODÈLE

L'étude de la performance du modèle effectuée par CERNESON (*à paraître*), sur les trois postes du BVRE du Réal Collobrier, a montré (figure 2) que le modèle reconstitue fidèlement les distributions des variables caractéristiques et qu'il génère des hauteurs et durées totales d'épisodes ainsi que des pluies maximales de diverses durées (1,2,3, ... 72h) conformes aux valeurs observées.



variables	unité	valeurs observées		valeurs simulées	
		moyenne	écart-type	moyenne	écart-type
hauteur totale	l/10 mm	1031	531	1058	646
durée totale	jour	2,7	1,3	2,8	1,9

pluies maximales en :

1 heure	mm	9,8	3,7	11,3	4,9
2 heures	mm	17,1	5,4	17,4	6,0
3 heures	mm	23,2	7,4	22,9	7,4
4 heures	mm	28,8	9,1	27,7	8,7
6 heures	mm	38,3	12,1	35,8	10,9
12 heures	mm	55,6	18,5	52,5	15,4
24 heures	mm	74,1	28,5	70,0	21,7
48 heures	mm	90,4	42,1	86,8	33,6
72 heures	mm	98,9	48,0	95,1	42,8

Figure 2

Poste 61 - Le Gour de l'Astre Hiver

RÉGIONALISATION DU MODÈLE

GÉNÉRALISATION DU MODÈLE À LA FAÇADE MÉDITERRANÉENNE

La première étape de la régionalisation est de tester les performances du modèle sur plusieurs postes de la façade méditerranéenne :

- 7 postes supplémentaires du BVRE du Réal Collobrier ;
- 12 postes des Bouches-du-Rhône ;
- 7 postes du Languedoc-Roussillon.

S'est alors posé le problème de l'échantillonnage. En effet, le seuil de sélection de 40 mm ne permet pas, en particulier pour les postes pluviographiques des Bouches-du-Rhône, de retenir un nombre suffisant d'épisodes pluvieux pour

procéder à un traitement statistique. Ce seuil permet en fait de retenir des épisodes entraînant un écoulement significatif et ne présente un intérêt réel que pour le modèle pluie-débit. Nous avons donc décidé de baisser ce seuil et de le fixer à 20 mm.

Nous avons appliqué ce critère de sélection aux postes déjà étudiés. Aucun changement notable des paramètres, sauf pour les paramètres de la loi des HMA, n'a été remarqué.

L'analyse des variables test montre une bonne performance du modèle sur la totalité des postes étudiés (figure 3).

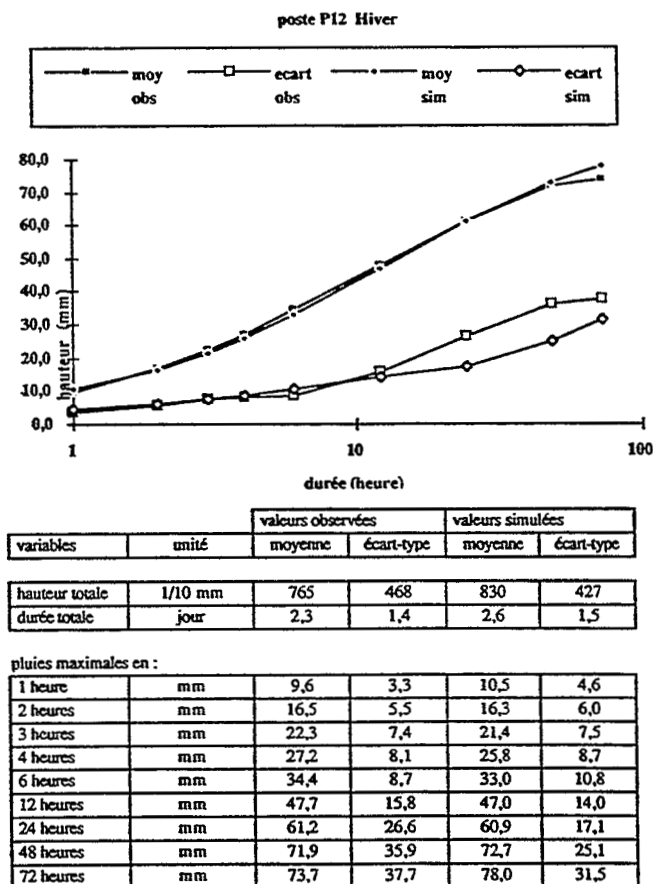


Figure 3
Poste 12 - Aubagne Hiver

D'autre part, nous pouvons remarquer que certains paramètres du modèle (tableau 3), correspondant aux lois de probabilité des variables DA, DIA, RPX, RX et TSE, variaient très peu d'un poste à l'autre. La deuxième étape de la régionalisation a donc été de tenter de fixer ces paramètres.

Tableau 3
Paramètres des variables du modèle

Poste	Variable	hiver			Poste	Variable	hiver		
		P1	P2	P3			P1	P2	P3
P12	NE	4,125			P57	NE	3,1818		
	NG	0,3				NG	0,2341		
	NA	0,5528				NA	0,5017		
	DIA	0,3308	0,851			DIA	0,2996	0,904	
	DA	2,0303	0,9237			DA	2,166	0,8815	
	HMA1	0,9771	12,6488	1		HMA1	0,9186	14,9441	1
	HMAG	1,2542	24,5929	1		HMAG	1,4773	32,6341	1
	RPX	0,5713	0,1953			RPX	0,5802	0,2211	
	RX	1,4538	1			RX	1,5273	1	
	TSE	0,1467				TSE	0,1201		
P18	NE	3,5			P61	NE	2,5		
	NG	0,3066				NG	0,2227		
	NA	0,6447				NA	0,5718		
	DIA	0,3129	0,916			DIA	0,3092	0,89	
	DA	1,8475	0,928			DA	2,0866	0,8668	
	HMA1	0,8864	16,9529	1		HMA1	1,176	18,0924	1
	HMAG	1,4055	23,9797	1		HMAG	1,5768	33,6218	1
	RPX	0,5913	0,2097			RPX	0,5909	0,2139	
	RX	1,5121	1			RX	1,4652	1	
	TSE	0,129				TSE	0,1188		
Pmont	NE	1,35			P12, P18 : Postes des Bouches-du-Rhône P57, P61 : Postes du Réal Collobrier Pmont : Poste de Montpellier				
	NG	0,2269							
	NA	0,5174							
	DIA	0,3247	0,96						
	DA	1,8756	0,9454						
	HMA1	0,8974	10,0434						
	HMAG	1,2903	27,9351	1					
	RPX	0,5488	0,2131	1					
	RX	1,5234	1						
	TSE	0,1247							

Nous avons testé la sensibilité des lois de probabilité correspondantes aux variables DA, DIA, RPX, RX et TSE à une variation de leurs paramètres respectifs. Pour cela (figure 4), nous avons calculé l'écart maximum entre la loi de paramètre médian et les lois de paramètres extrêmes observés.

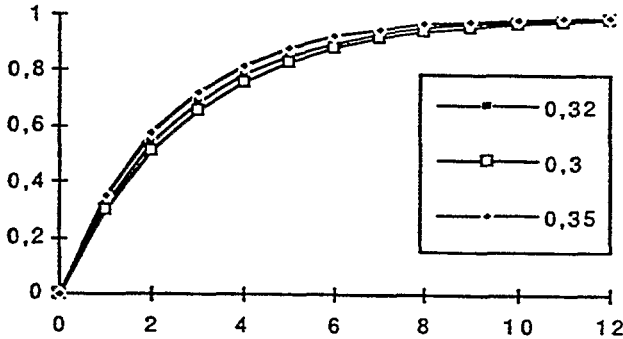


Figure 4
Loi géométrique variable DIA

Notons, sur l'exemple de la variable DIA, que cet écart reste faible (inférieur à 4%). Des résultats analogues ont été déterminés pour les quatre autres variables.

Pour les variables DIA, RPX, RX et TSE, des simulations effectuées sur 1 000 ans, en remplaçant les paramètres correspondant aux lois de ces variables par des variables médianes, montrent (figure 5) que le modèle est peu ou pas sensible à ces actions.

Nous avons donc décidé de fixer ces paramètres aux valeurs suivantes :

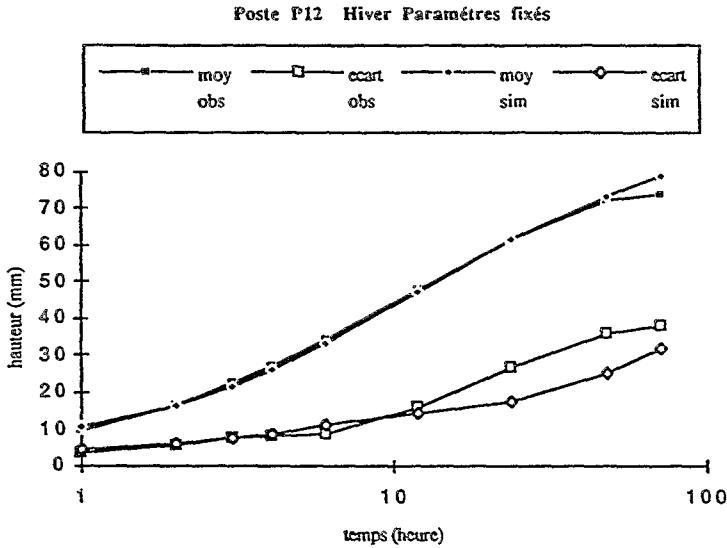
	p1	p2
DIA	0,3	0,9
RPX	0,6	0,21
RX	1,5	1
TSE	0,13	

Pour la variable DA, les résultats des simulations font apparaître une sensibilité plus marquée du modèle aux variations des paramètres de cette variable.

Pour les variables NA et NG, nous notons une homogénéité des paramètres, mais au niveau local et non pas au niveau de la façade méditerranéenne.

Pour les variables HMA1 et HMAG, nous remarquons une grande disparité, en particulier pour les paramètres p_1 de HMA1 et p_2 de HMAG.

Au stade actuel de l'étude, seulement 17 postes sur 26 ayant été étudiés, il nous est difficile de conclure, ici, sur la possibilité de fixer d'autres paramètres.



variables	unité	valeurs observées		valeurs simulées	
		moyenne	écart-type	moyenne	écart-type
hauteur totale	1/10 mm	765	468	843	434
durée totale	jour	2,3	1,4	2,6	1,6

pluies maximales en :

1 heure	mm	9,6	3,3	10,4	4,4
2 heures	mm	16,5	5,5	16,4	5,8
3 heures	mm	22,3	7,4	21,5	7,5
4 heures	mm	27,2	8,1	25,9	8,8
6 heures	mm	34,4	8,7	33,1	11,0
12 heures	mm	47,7	15,8	47,2	14,3
24 heures	mm	61,2	26,6	61,2	17,4
48 heures	mm	71,9	35,9	73,4	25,2
72 heures	mm	73,7	37,7	78,9	31,6

Figure 5
Poste 12 - Aubagne Hiver Paramètres fixés

RELATIONS PLUIES JOURNALIÈRES - VARIABLES MODÈLE

L'étude étant en cours, les résultats présentés ne sont que provisoires.

La troisième étape, l'idée maîtresse de la régionalisation, est de relier les variables du modèle dont les paramètres des lois ne peuvent être fixés, aux caractéristiques des pluies journalières dont la disponibilité est beaucoup plus importante.

Les caractéristiques des pluies journalières choisies sont les suivantes :

- HTOT : moyenne des hauteurs totales des épisodes sélectionnés ;
- DTOT : moyenne des durées totales des épisodes sélectionnés ;
- PLAN : pluie annuelle moyenne sur les x années d'observation ;
- PJ10 : pluie journalière décennale observée par saison.

Après une analyse des corrélations entre ces caractéristiques et les paramètres des lois des variables DA, HMA1, HMAG, NG et NA, il apparaît une forte corrélation entre le paramètre p_1 de NG et DTOT ($r^2=0,66$), et entre p_2 de HMAG et PJ10 ($r^2=0,74$).

Entre les paramètres p_1 de DA, p_1 de NA et ceux de la variable HMA1, la corrélation est plus faible ($r^2 < 0,6$). Aucune liaison n'est remarquée entre le deuxième paramètre de DA, le premier de HMAG et les caractéristiques journalières ($r^2 < 0,3$).

CONCLUSION

Nous l'avons vu, le modèle simple de hyétogrammes horaires présenté donne des résultats satisfaisants.

Actuellement, nous avons pu réduire le nombre de ses paramètres à 8 par saison sans en atténuer les performances. L'étude de la totalité des postes et de toutes les saisons permettra, sans doute, de réduire encore ce nombre.

Pour affiner l'étude, nous procéderons par la suite, à une Analyse en Composantes Principales. Cette analyse fera apparaître plus clairement les liaisons avec les caractéristiques pluviométriques journalières. Une cartographie des paramètres est envisageable. Le modèle sera alors opérationnel pour son utilisation par l'aménageur.

BIBLIOGRAPHIE

ANDRE G., 1991. Modèle stochastique de construction de hyétogrammes horaires. Rapport d'avant-projet ISIM, Montpellier, 42 p.

CERNESSON F. Modèle simple de prédétermination de crues de fréquence courante à rare sur petits bassins versants méditerranéens. Thèse Université de Montpellier II, Cémagref, à paraître.

LABORDE S., 1991. Modèle stochastique de hyétogrammes horaires. Mémoire ISIM, Cémagref, Aix-en Provence, 37 p.

Cette étude fera l'objet d'un mémoire :

RIBERO E. Régionalisation d'un modèle de hyétogrammes horaires. Rapport Mastère Engref, Montpellier, Cémagref, Aix-en Provence.

BELL'S FORMULA - A REAPPRAISAL

R. E. MANLEY¹

RÉSUMÉ

L'un des buts principaux de la régionalisation des données météorologiques et hydrologiques est de permettre l'extension, soit dans l'espace soit dans le temps, des données ponctuelles limitées. Une application spécifique de cette technique a été proposée par Bell (Bell F.C., Generalised rainfall-duration-frequency relationships, Proc ASCE, 95, HY1, 311-327, 1969). Il a fait l'hypothèse que tous les orages de courte durée étaient dus aux cellules convectives dont le caractère était similaire partout dans le monde. Utilisant une base de données tirées de plusieurs pays, il a développé une formule générale des rapports fréquence/durée d'orages. Cet article étudie l'application de cette formule en utilisant des données pluviométriques de six pays et de trois continents. Il démontre que, d'une façon générale, la formule est de bonne précision mais que des modifications qui se servent des données locales peuvent apporter des améliorations.

¹Consultant in Engineering Hydrology 59, Panton Street Cambridge CB2 1HL United Kingdom

INTRODUCTION

It is a frequent complaint of hydrologists that they do not have enough data, or that the data they do have is not for the site they are interested in. To give some help in these situations various techniques have been developed to enable data from the same or similar regions to be adapted for the purpose in hand. Most countries have standard formula for this which have stood the test of time.

A very common problem is defining the quantity of rainfall to be expected for a given frequency of occurrence. An early attempt to produce a general formula in the United Kingdom was that due to BILHAM (1936) which was of the form :

$$n = 1,25 t (R + 0,1)^{-3,55} \quad (1)$$

where :

n is the number of events in 10 years,

R is the rainfall depth in inches,

t is the duration in hours.

This equation was valid for periods from 5 minutes to 2 hours. This was based on data from only 12 stations with 10 years record. Using more extensive data a simplified version of the formula was produced by HOLLAND (1967) which was :

$$n = tR^{-3,14} \quad (2)$$

which was valid for t up to 25 hours.

In the United Kingdom this work has been superseded by the much more detailed studies of the Flood Studies Report (NERC, 1975) which gives design storms of durations from 1 minute to 2 days, for a range of return periods and with appropriate areal reduction factors.

In many parts of the world there is just not enough data available to allow for this sort of detailed exercise so a hydrologist or design engineer has to have recourse to other techniques such as the formula discussed here. In the rest of the paper Bell's formula is presented with comments on its applicability.

BELL'S RAINFALL/DURATION/FREQUENCY RELATIONSHIP

Bell's method was developed after an analysis of rainfall data from the United States, the USSR, Australia and South Africa. His method is based on the assumption that the most intense short duration storms are caused by convective storm cells and that such storms have similar characteristics wherever they occur in the world. For this reason his method is only valid for storms of up to 2 hours

duration. In its basic form there are two equations, one of which defines the changes due to different storm durations and the other the changes due to different return periods. The first of these is :

$$R[t, T] = (0.54 t^{25} - 0.50) R[60, T] \quad (3)$$

where :

R is the total rainfall in millimetres,

t is storm duration in minutes,

T is return period in years.

The second is :

$$R[t, T] = (0.21 \ln(T) + 0.52) R[t, 10] \quad (4)$$

These two equations can be combined to give a generalised formula, which is :

$$R[t, T] = (0.54 t^{25} - 0.5) (0.21 \ln(T) + 0.52) R[60, 10] \quad (5)$$

For an evaluation of the formula the following data sets were used :

Medan, Sumatra (Indonesia)

from Wild and Hall (1982) (quoted in SHAW (1988)),

Kumasi, Ghana and Oxford, United Kingdom

both quoted in WILSON (1983),

Maputo, Mozambique

DHV (1981),

Yundum Airport, Banjul, Gambia

from TOWNSEND (1977),

Niamey, Niger

from an unpublished report.

The data are not presented in a consistent format. In the first four cases they consist of values of intensity for different return periods and different durations. In some cases the shortest duration is 60 minutes and in others it is only 6 minutes. There are also some variations in the case of the return periods used. For Banjul, the maximum storms of different durations over a 20 year period are recorded. For Niamey the data is presented as the number of times when different values were exceeded over a 23 year period. In this case the return periods of the 12 most severe events were assigned using the Weibull formula which is :

$$P = n/(N+1) \quad (6)$$

where :

P is the probability of exceedence,

n is the rank of the event,

N is the total number of years.

Figures 1 to 6 show the results using the formula (equation 5) and the values as presented for the six stations.

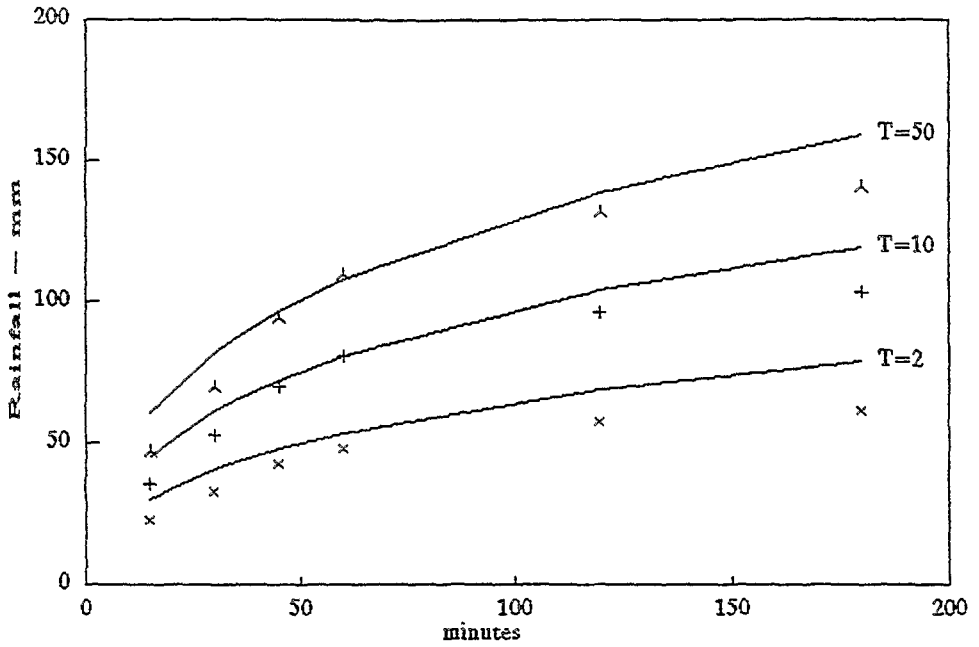


Figure 1
Rainfall / duration / frequency : Maputo - Mozambique

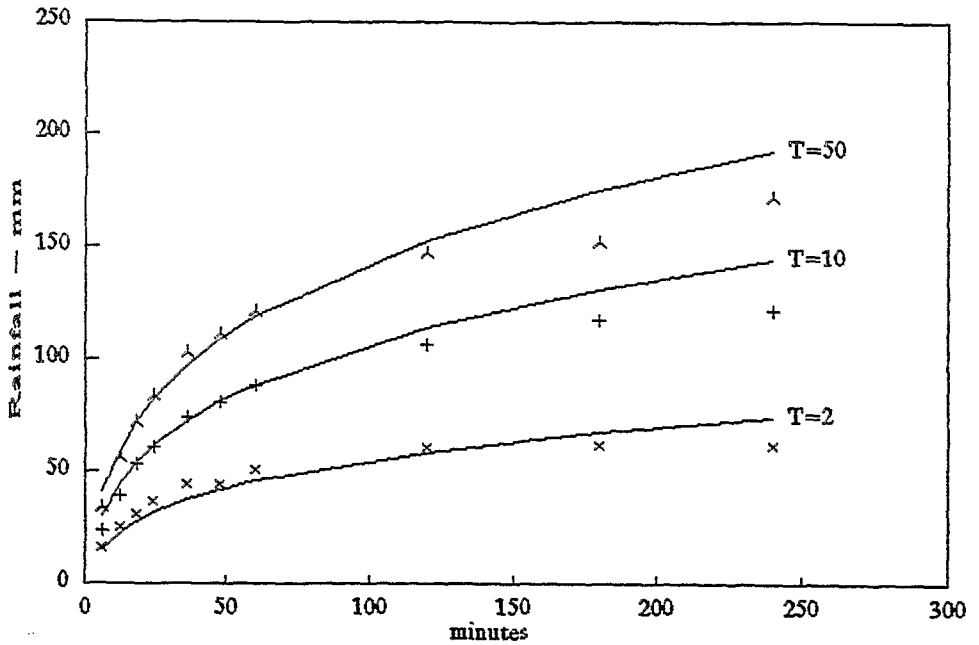


Figure 2
Rainfall / duration / frequency : Kumasi - Ghana

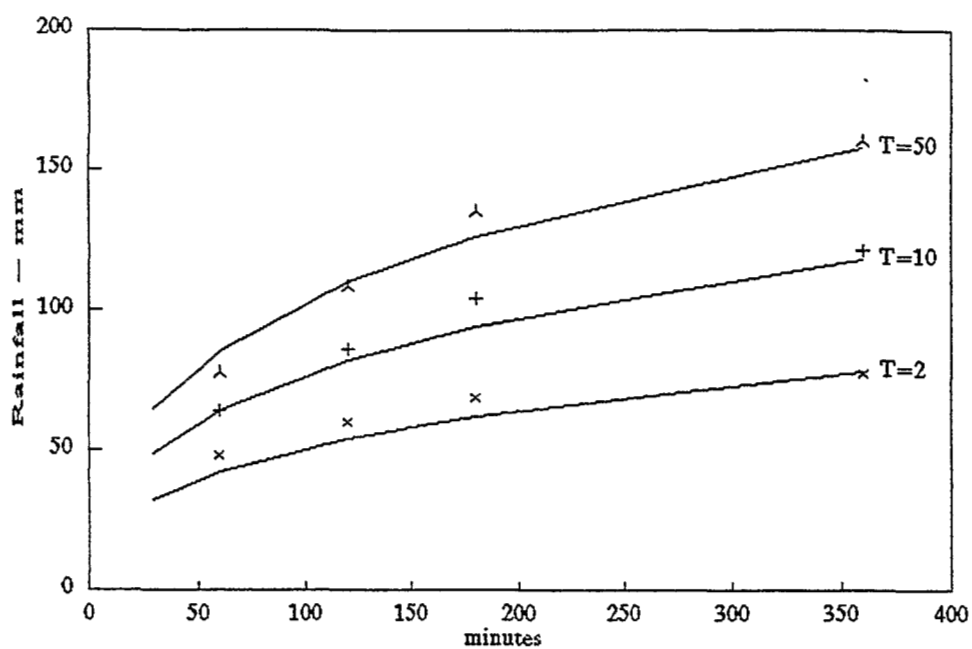


Figure 3
Rainfall / duration / frequency : Banjul - Gambia

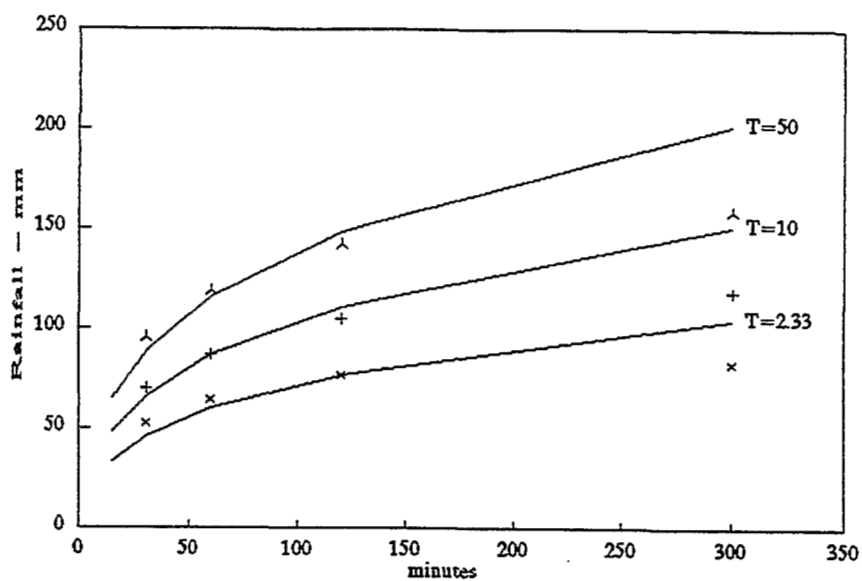


Figure 4
Rainfall / duration / frequency : Medan - Sumatra

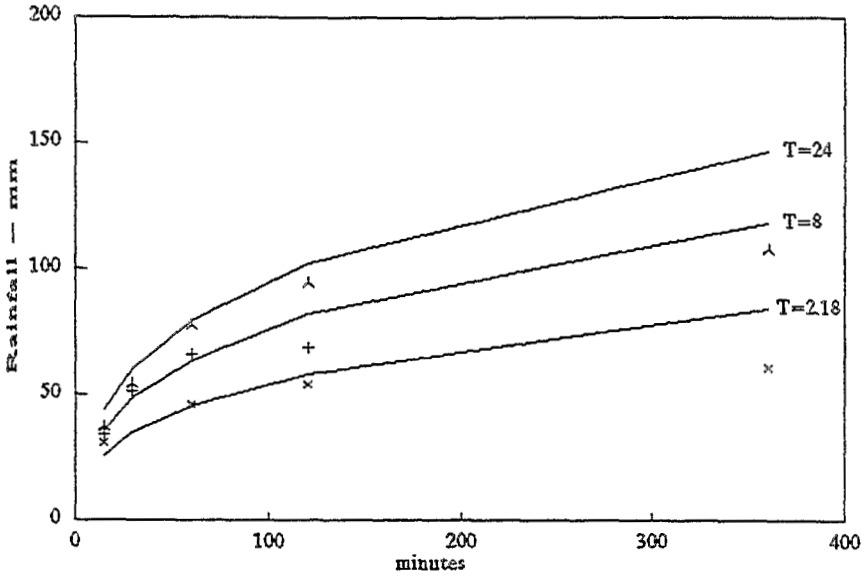


Figure 5
Rainfall / duration / frequency : Niamey - Niger

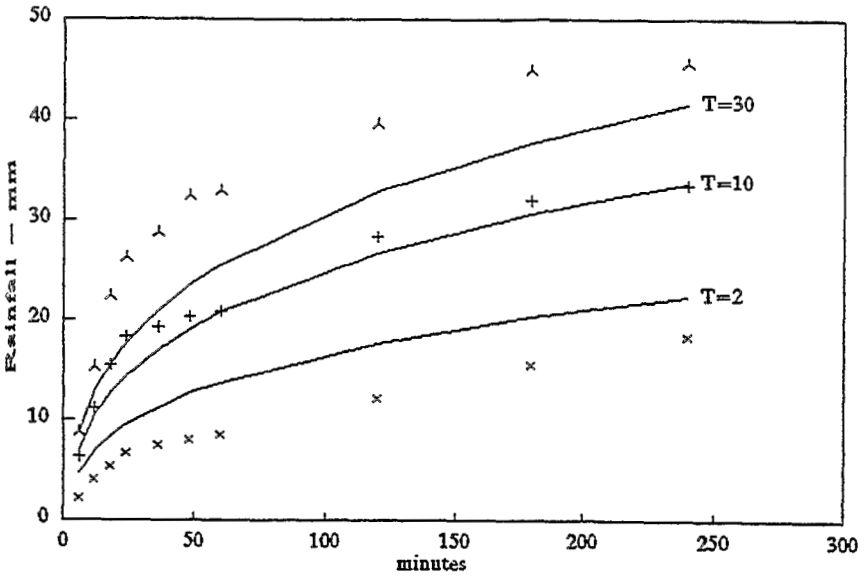


Figure 6
Rainfall / duration / frequency : Oxford - United Kingdom

Since the formula is based on the 60 minute 10-year storm then this value is correct for all the stations. With the possible exception of Banjul, the 60 minute storms for all tropical stations are well represented, suggesting that the part of the formula relating to different return periods is accurate. The 10-year storms for different durations are also well represented. The area where the largest errors, in percentage terms, occur is for short intensity storms for return periods other than ten years. It is also clear that the errors get larger for durations larger than 2 hours, which was the limit put on the formula by Bell. It is interesting that the accuracy of the formula in Medan which in a Asia, a continent not used in the original analysis, should appear similar to that for the African stations. The final figure, number 6, for Oxford in the United Kingdom indicates that the formula may not be applicable in temperate climates.

The question of whether the results of the formula are accurate enough has to be set against other factors which influence the accuracy, and also the possibility of different methods which might give better results.

The estimation of rainfall of short duration is a notably difficult task. A normal autographic rain gauge has a single chart for a twenty four hour period. Reading off values for durations shorter than an hour is hard to do accurately, particularly as during an intense storm the trace may rise rapidly making it almost impossible to identify slight changes in the gradient of the line which in turn represent changes in intensity. A steep gradient also makes it almost impossible to identify the duration of an intense burst of rain. If the total of the values read from the chart is different to those from a check gauge then further errors may be introduced in adjusting rainfall for parts of the day. Other devices, for example tipping-bucket gauges, present similar difficulties.

There is also the question of which probability distribution to use. Most of the above calculations used the Gumbel (type I) distribution but different results would be obtained from different distributions. There is also the question of which of the different distribution formula is most appropriate for the representation of rainfall, particularly where it is necessary to estimate rainfall for a return period significantly greater than the length of the data series.

To test the accuracy of the part of the formula dealing with return periods the values from the formula were compared with those obtained directly from the Gumbel method. Values of 60 minutes rainfall for Banjul were used. The following table shows the results :

Table 1
60 minute rainfall : Banjul - Gambia

Return period (years)	Rainfall (mm)			
	Min95	Central	Max95	Bell
2	43,5	48,2	52,8	42,4
5	49,9	57,7	65,5	54,7
10	53,4	63,9	74,5	64,0
20	56,7	70,0	83,3	73,3
50	61,0	78,1	95,2	85,6
100	64,0	83,8	103,7	95,0

In the above table the « Min₉₅ » and « Max₉₅ » columns refer to the 95 % confidence limits for the Gumbel distribution. The « Central » column gives the central estimate from the formula and the « Bell » column gives the figure using Bell's formula. With the exception of the 2 year return period estimate all the values from the Bell formula fall within the 95 % limits and the maximum error is around 15 %. In other words, given other errors in calculation, the use of the Bell formula does give substantial errors relative to the use of the Gumbel formula.

To use the Bell formula it is however necessary to have sufficient data to estimate the 1 in 10 year 60 minute rain storm. The question which therefore arises is « would it be better to estimate the mean and the standard deviation and use those to calculate the parameters of Gumbel's distribution ? »

An analysis of the Bell formula shows that it is approximately equivalent to using the Gumbel distribution with a coefficient of variation of 0.35. The rainfall data sets have coefficients of variation ranging from 0.22 to 0.43. It would therefore appear that the accuracy of the Bell formula will depend on how closely a particular data set corresponds to this assumption. To test this, a computer program was written to generate 1 100 rainfall values with a mean of 1.0 and a standard deviation which could be varied. The 1 100 values were used to provide 1 000 overlapping data sets of up to 100 items.

The first test carried out was to generate data sets of 10 to 50 items in steps of 10. The 1 in 10 year value was taken as the highest for the 10 year data set, the second highest for the 20 year data set, and so on. For each of the five test periods and each data set three values of rainfall for three different return periods were calculated. The first was the « true » value using the mean and standard of

the 1 100 data items and the appropriate Gumbel factors ; the second was to calculate the mean and standard deviation from the 10 to 50 items of the data set ; the third was to use the Bell formula using the 1 in 10 year values calculated as described above. The return periods tested were 2, 10 and 50 years. The test showed that for a coefficient of variation of 0.35, the same as that implicit in the Bell formula, there was little to choose between using the formula or the data with the Gumbel distribution. If the coefficient of variation was 0.22, the lowest in the data sets described above, then it was better to use the mean and standard deviation calculated from even 10 years of data only. With 10 years of data the formula gave a worse accuracy for around 70 % of the trials and with 50 years of data it was worse in 95 % of the trials. If the coefficient of variation was 0.43 there was a slight advantage in using the data rather than the formula but not as much as in the previous test — it was worse for lower periods of return but gave similar answers for return periods of 10 and 50 years. For the test with the coefficient of variation of 0.35 the average absolute errors were around 6 to 7 % for all ranges and both methods. For a coefficient of variation of 0.22 the errors with 10-year data sets were 6 % to 7 % using the Gumbel distribution but up to 17 % using the formula. For the highest coefficient of variation the errors started off at around 10 % for a 10 year return period and dropped to around 5 % for 50 years but with the errors for a 1 in 2 year storm being almost twice as high using the formula.

The basic version of the Bell formula uses the 10-year 60-minute storm as the basis for extrapolation. Bell however proposed another formula which was based on the 2-year 60-minute storm. This is :

$$R[t, T] = (0.35 \ln(T) + 0.76)(0.54 t^{0.25} - 0.50) R[60, 2] \quad (7)$$

This formula was considered less reliable than the formula using the ten year storm. It does however have the advantage that if the data is normally distributed then the 2-year storm is the average. For the Gumbel distribution the 2.33 year storm is the average. By adjusting the parameters of the above equation a different version of the formula for the 2.33 storm was produced which is :

$$R[t, T] = (0.34 \ln(T) + 0.712)(0.54 t^{0.25} - 0.50) R[60, 2.33] \quad (8)$$

The second test using the trial data set was to use data for from 2 to 100 years length to estimate the mean and to use that value as the 2.33 year return period storm in the above formula. For a coefficient of variation 0.35 there was little difference in accuracy between the methods with a slight improvement from using the Gumbel distribution for more than 20 year of data, but even so the difference was between 7 % for the Gumbel formula and 8 % for equation 8. For a coefficient of variation of 0.22 similar results to those in the first series of test were obtained, with the Gumbel distribution giving better results after 3 years' data was available. In this case the error for a 1 in 50 storm was always around 30 %. For the 0.43

coefficient of variation, the use of the Gumbel distribution was better after 10 years but the errors were of the order of 10 % with little variation in accuracy between the two methods.

CONCLUSIONS

From a visual inspection of the results presented on the 6 figures the broad conclusions are that the Bell formula gives usable results for tropical countries but the results are worst for the one rain gauge in a temperate climate. Further analysis demonstrates that a critical factor is the coefficient of variation of the data set being studied. If the coefficient of variation is low, around 0.22, then it is better to use even a few years of data to calculate the parameters for the Gumbel distribution. On the other hand if the coefficient of variation is close to the implicit value in the Bell formula, 0.35, or even higher then some 10 to 20 years of data is needed before the standard deviation can be estimated with sufficient accuracy for the Gumbel distribution to give better accuracy. However, from only a few years' data it will not be possible to know with any accuracy whether the coefficient of variation is low or not. The suggested approach therefore is :

- if there are more than 20 years data, calculate the mean and standard deviation and use the Gumbel formula ;
- if there are less than 10 years data use the Bell formula as modified in equation 8 ;
- if there are between 10 and 20 years of data then use the Bell formula (equation 5) if the coefficient is above 0.3, otherwise use the Gumbel distribution.

BIBLIOGRAPHIE

- BELL F.C., 1969. Generalised rainfall-duration-frequency relationships. *Proc ASCE*, 95, HY1, 311-327.
- BILHAM E.G., 1936. Classification of heavy falls in short periods. *British Rainfall 1935*, 262-280.
- DHV, 1981. Drenagem da Cidade do Mputo - Plano General.
- HOLLAND D.J., 1967. Rain intensity frequency relationships in Britain. *British Rainfall 1961*, Part III, 43-51.
- NATIONAL ENVIRONMENTAL RESEARCH COUNCIL NERC, 1975. Flood Studies Report, Volume II.
- SHAW E. M., 1988. Hydrology in Practice., VNR International.
- TOWNSEND D, 1977. Technical report no.2, Analyses of intense rainfall. UNDP/WMO project RAF/74/074.
- WILD J.K., AND HALL J.K., 1982. *Proc. Inst. Civil Eng.*, 73, 85-108.
- WILSON E.M., 1983. Engineering Hydrology., MacMillan.

LA PLUVIOMÉTRIE EST-ELLE ASSEZ FIABLE POUR ÉVALUER LES CRUES EXTRÊMES ?

P. GUILLOT¹

RÉSUMÉ

Les processus à l'origine de la transformation de la pluie en débits sont très divers et très complexes. Il paraît illusoire d'espérer à la fois les identifier tous et avoir accès à une description du milieu qui soit suffisante pour les intégrer dans l'espace. L'utilisation des modèles pluies-débits déterministes pour calculer des crues extrêmes ne peut dans ces conditions que conduire à des résultats très incertains voire aberrants. Pour les mêmes raisons, l'extrapolation des lois statistiques calées sur des séries, toujours limitées, de débits ne peut être justifiée. En revanche, il n'est pas contestable que le volume d'eau que peut retenir un bassin tend vers une limite, que par conséquent la queue des distributions des volumes de crue peut se déduire par simple translation de celles des volumes de pluie. C'est à partir de ce constat qu'a été développée la méthode du Gradex pour l'estimation des crues rares, estimation qui est essentielle pour la conception des aménagements. Une question se pose cependant : « la pluviométrie est elle assez fiable pour pouvoir appliquer cette méthode ? ».

Dans cette communication, l'auteur répond à cette interrogation. Il analyse les causes d'erreurs commises dans l'estimation des volumes précipités (erreurs liées à la mesure et à la représentativité des sites). Il en déduit que les mesures pluviométriques sont fiables pour les fortes valeurs. Il montre sur des exemples français que les queues des distributions pluviométriques peuvent être convenablement décrites par des exponentielles.

L'emploi de la méthode Gradex est donc justifié.

¹Ingénieur conseil, Grenoble

INTRODUCTION

La connaissance exacte, dans l'espace et dans le temps, de tous les mécanismes qui génèrent le débit n'est pas, et de loin, à la portée de nos moyens d'investigations les plus futuristes. À condition d'avoir été capable de recueillir une série d'enregistrements fiables, l'analyse de la régression multiple « variation du débit/pluies horaires » permet de répondre au besoin de l'annonce des crues. Mais il ne s'agit pas là de relations physiques, et c'est un contresens d'espérer tirer de ces régressions non-linéaires, ajustées aux événements observés, des extrapolations lointaines pour calculer les valeurs extrêmement rares du débit, qui sont demandées pour la conception des aménagements.

Pour extrapoler aussi loin, une logique globale de bilan a plus de chance de nous éclairer, que des modèles artificiellement détaillés (FRANZ *et al.*, 1991), truffés d'hypothèses invérifiables. Le volume d'eau qui forme une crue est la différence de 2 grandeurs aléatoires :

- le volume de l'averse génératrice ;
- le volume retenu par le bassin, qui tend vers une limite, liée à l'état initial du terrain, et à la concentration spatio-temporelle de l'averse.

La convolution des aléas principaux entraîne que la queue de la distribution du volume de crue, dans la gamme de probabilité annuelle de dépassement 10^{-3} à 10^{-4} , est pratiquement la réplique de celle du volume de pluie dans la gamme 10^{-1} à 10^{-2} , qui est à la portée de nos observations.

Certains persévèrent cependant dans les errements traditionnels, d'ajustements aux seules séries de débit, de lois diverses de probabilité, dont le choix est inépuisable et l'extrapolation totalement factice, quelle que soit la taille du bassin. Chez maints hydrométriciens, cette attitude est due à la méfiance que leur inspire la pluviométrie, qui leur paraît une information indirecte et douteuse. Les quelques réflexions qui suivent leur sont destinées.

LES DÉFAUTS DE MESURE

À première vue très simple, puisqu'il suffit de mesurer la masse d'eau recueillie dans un récipient dont l'ouverture horizontale a une surface connue, la mesure des précipitations est sujette dans un site exposé au vent, à un grave défaut, auquel on ne sait pratiquement pas remédier : avec l'accélération de l'écoulement de l'air autour du pluviomètre, les trajectoires des gouttelettes ou flocons divergent en approchant de l'embouchure, de sorte que la quantité captée est systématiquement inférieure à celle reçue par la même surface de sol horizontal.

La perte peut dépasser 80 % en cas de bruine ou de neige, à vitesse de chute inférieure à 1 m.s^{-1} , bien plus faible que celle du vent. Mais le défaut est quasi-nul pour les grosses gouttes qui tombent à 15 m.s^{-1} .

Le vent est donc un souci des hydrologues, des pays continentaux froids pour connaître les précipitations d'hiver, mais aussi des climats océaniques, où les bruines et crachins marins font une large part du total annuel.

De nombreuses formes d'écran ont été essayées depuis plus d'un siècle pour protéger du vent les pluviomètres : qu'ils soient du type autrichien Nipher (tronc de cône rigide), américain Alter (claire souple), ou russe Tretiakov (claire rigide), leur efficacité est très décevante ; leur taille est insuffisante, et c'est toute la surface délimitée par l'écran qui est en déficit. Au terrain d'essai de Valdaï, les Russes sont allés jusqu'à tester un écran de 15 mètres de diamètre.

Le *pit-gauge* anglais, avec son embouchure au ras du sol, est le meilleur dispositif pour la bruine, mais il flotte et chavire dans sa fosse par forte averse, et se remplit de neige soufflée en hiver.

Les météorologues ont naturellement tendance à préférer les sites d'observation bien dégagés, jugeant que les obstacles, arbres et bâtiments, interceptent les précipitations qui tombent à l'oblique. En réalité, dans une clairière, un verger, le vent est freiné par plusieurs rideaux d'arbres successifs, et après chaque obstacle, la trajectoire des gouttes de pluie se rapproche de la verticale. À condition de respecter la règle de distance au moins égale à la hauteur, l'expérience a toujours montré que les obstacles sont beaucoup moins à redouter que le vent. La conclusion des études très poussées de Valdaï est qu'un large entourage de végétation est le meilleur écran pluviométrique.

Aucun site pluviométrique n'est irréprochable. Les postes climatologiques, dans les jardins des particuliers bénévoles, sont généralement meilleurs que les postes synoptiques d'aéroports, trop ventés. Même dans les meilleurs sites, un déficit global systématique de l'ordre de 5 à 10 % sur le total annuel est vraisemblable. Il arrive qu'un changement d'emplacement à l'intérieur d'une commune entraîne une modification de 10 % du total annuel.

En définitive, les causes principales d'erreur sont, dans l'ordre :

- le vent ;
- les obstacles, quand ils sont trop proches ;
- la ré-évaporation du contenu du pluviomètre.

Mais toutes ces causes n'ont qu'un effet nul ou relativement négligeable sur les averses les plus intenses. En valeur relative, les précipitations journalières faibles, de 0 à 5 mm, sont les plus affectées, voire complètement altérées, alors que les pluies supérieures à 10 mm/jour ne souffrent que de défauts mineurs.

Bien sûr, pour les stations climatologiques il y a aussi les négligences (oublis et cumuls) des observateurs bénévoles. Quand un réseau est suivi décemment, elles s'éliminent aisément par un simple examen comparatif, et des tests peu

coûteux. Les données brutes du fichier pluvio de Météo-France sont utilisables au prix de ces quelques précautions de bon sens. Elles constituent une masse d'information d'une utilité primordiale pour l'économie générale.

LES PROBLÈMES DE REPRÉSENTATIVITÉ

L'INFLUENCE DU RELIEF, ET L'ÉCHELLE SPATIALE DES VARIATIONS

La cause directe de l'accroissement des précipitations n'est pas l'altitude (cartes naïves de Gaussens), mais la proximité des accidents du relief, sources d'ascendances orographique et thermique, qui initient les développements orageux, et renforcent aussi, considérablement, les pluies frontales sur le versant au vent. Les journées de précipitation sont plus nombreuses autour des sommets, qui « accrochent » par tous les régimes perturbés, d'où la corrélation altitude-abondance annuelle. Mais la corrélation altitude-intensité est faible, et même négative en haute montagne selon certains géographes, opinion invérifiable faute de mesures.

En fait, les précipitations les plus intenses naissent dans les « choux-fleurs » entre 5 et 10 km d'altitude, grossissent en captant de la vapeur d'eau et d'autres gouttelettes dans leur chute, parfois longtemps prolongée par la violence des courants ascendants. Leur trajectoire peut s'achever au sol à plus de 10 km des foyers orageux, eux-mêmes déportés de plusieurs kilomètres par rapport aux sources d'ascendance.

Avec ces vecteurs aléatoires de formation et de dissémination, les paramètres de probabilité des pluies intenses n'ont aucune raison de varier rapidement sur le terrain, de façon anarchique discontinue, ni de suivre étroitement la carte du relief. Logiquement, la carte du Gradex sur une région doit refléter la puissance des sources d'ascendance, avec un lissage sur plusieurs kilomètres, et une anisotropie influencée à la fois par les lignes directrices du relief, et par l'orientation dominante du vent en altitude pendant les heures de précipitations, généralement de sud-ouest sous notre climat.

La continuité de cette carte découle de l'intégration d'un grand nombre (idéalement illimité) d'épisodes pluvieux, étant bien entendu que chaque épisode individuel présente des irrégularités et discontinuités particulières, qui échappent à l'observation d'un réseau pluviométrique discret dont la maille est de 10 à 20 km. Cette densité est insuffisante pour dresser la carte exacte de la pluie horaire et journalière de chaque épisode, mais cela n'empêche nullement le réseau climatologique d'être une base valable d'interpolation spatiale des paramètres du régime d'intensité de la pluie.

Pour la même raison, l'absence de pluviomètres sur les crêtes, où le vent et la neige interdisent les mesures, n'empêche pas d'avoir une estimation du Gradex dans les bassins de haute montagne grâce aux postes climatologiques des vallées.

L'expérience montre que les cartes d'isohyètes des épisodes faibles, de moins de 10 mm, sont difficiles à tracer et pleines d'interprétations douteuses, alors que les épisodes de plusieurs 10^1 ou 10^2 mm sont remarquablement réguliers. C'est normal puisque l'addition de plusieurs noyaux aléatoires successifs lisse les irrégularités, mais cela confirme aussi que les fortes averses sont peu affectées par les défauts du capteur évoqués plus haut.

Des précipitations faibles de l'ordre du millimètre/jour sont produites par des écharpes de stratus qui condensent sur des accidents du microrelief, tels un simple talus, la lisière d'une forêt. D'où des différences de pluviosité de quelques pourcents, voire une modification sensible du nombre annuel de jour de précipitations, quand on déplace un poste dans une commune. Mais cela ne concerne pas la statistique des fortes précipitations.

MOYENNE SPATIALE SUR UN BASSIN

Nous avons besoin de la valeur numérique du Gradex de la pluie moyenne spatiale sur le bassin, qu'on assimile à la pluie moyenne pondérée de quelques stations. On peut se contenter de la méthode scolaire de Thiessen. Il existe de nombreuses méthodes d'interpolation bien plus élaborées (Landau, Krieger, vecteurs propres, etc.), mais s'agissant seulement d'évaluer une propriété linéaire de la moyenne spatiale des pluies, l'essentiel est d'attribuer à chaque pluviomètre une surface voisine de la fraction du bassin qu'il représente, sans que cette répartition soit très critique. Grâce aux liaisons fortes entre stations voisines, quelques échanges de pondération n'ont qu'un effet du second ordre sur le résultat final.

LES ESPOIRS DE LA TÉLÉDÉTECTION

La télédétection par radar et satellite nous donne en temps réel l'image des nuages de grosses gouttes, et des sommets froids de cumul, sources potentielles de précipitations. Mais leur traduction en hauteur de pluie réelle qui parvient au sol est très mauvaise : intégrée sur 24 h, elle est encore si incertaine, qu'elle est très loin de pouvoir concurrencer un réseau climatologique, même médiocre (thèse de Creutin). Il paraît assez chimérique de déduire la forme mathématique de la loi de probabilité des pluies extrêmes d'une analyse statistique, fractale ou autre, de ces images.

D'après *LEBEL et al.* (1992), il faut intégrer ces indices sur au moins 1 mois pour atteindre un niveau de corrélation significatif avec la pluie mesurée au sol.

Si on disposait donc sur une région d'une longue série (au moins 10 ans ?) d'images intégrées sur 24 h, peut-être serait-il déjà moins chimérique d'ébaucher la carte du paramètre d'échelle de la pluie journalière intense, c'est à dire du Gradex.

À QUOI S'APPLIQUE LA SIMILITUDE ?

En particulier, quand on change de site géographique, y a-t-il conservation par similitude de toute l'étendue de la fonction de répartition de la hauteur de pluie, ou seulement d'une partie ?

LOVEJOY ET SCHERTZER (1985), soutenus par WAYMIRE (1985), suivis par HUBERT (1991), sont contredits par KEDDEM ET CHIU (1987). Ils répondent (LOVEJOY ET SCHERTZER, 1989) qu'il y a maladresse et que la similitude concerne, non les valeurs absolues, mais les variations ou incréments.

Sans nous hasarder dans les arcanes du débat, il nous semble que les chutes de pluie intense résultent de mécanismes turbulents atmosphériques qui sont du même type dans tous les climats, en changeant seulement d'échelle : au moins la queue supérieure a de bonnes raisons d'avoir partout le même type de comportement asymptotique.

En revanche, la distribution des valeurs faibles, très sensible aux défauts et particularités du site de mesure, n'a aucune raison d'avoir une forme standard et de représenter une source d'information fiable pour la connaissance des pluies extrêmes. C'est pourquoi, un ajustement statistique, qu'il soit classique ou fractal, qui cherche à décrire toute la distribution par une expression unique depuis le bas jusqu'en haut, risque d'être peu significatif et fortement erratique.

L'évaluation par un modèle fractal (HUBERT, 1991) d'une « pluie maximale possible » aboutira vraisemblablement à une valeur numérique tellement élevée et controversée, qu'elle sera de toutes façons au moins d'un ordre de grandeur au-dessus de ce qui peut concerner les dimensions d'un projet.

La connaissance des limites de la nature est certes un beau sujet de discussion métaphysique : nous sommes destructibles et mortels quel que soit le prix payé pour la sécurité. Imitons ce jésuite qui, lui, le jour de la panne de jus, sait où sont les plombs : nous avons à notre portée dans les pluviomètres, la mesure pratique de l'échelle du risque.

LA QUEUE EST - ELLE RÉELLEMENT EXPONENTIELLE ?

Tableau 1

Test d'exponentialité appliqué à 9 longues séries pluviométriques centennaires coefficient p de la loi de Weibull $(1 - F) = \exp [-(x/g)^p]$, ajustée, par le maximum de vraisemblance, à la distribution des valeurs dépassant le vingtile de chaque mois. L'hypothèse d'une loi mère exponentielle correspond à $p=1$, avec un intervalle interdécile de 0,91 à 1,09.

Durée d'obs. année		Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil.	Aoû	Sep	Oct.	Nov.	Déc	Moy. ann
108	Nantes	1,01	1,22	0,97	0,95	0,98	0,83	0,93	0,90	1,03	0,98	1,02	1,05	0,99
117	Paris	1,08	1,00	1,01	1,12	0,92	0,99	0,89	0,94	1,06	0,96	0,98	0,99	0,99
115	Strasb.	0,95	0,97	1,07	0,91	0,92	0,93	1,00	0,97	0,98	0,98	0,93	1,01	0,97
113	Dijon	1,17	0,99	1,04	0,95	0,98	0,95	0,99	1,00	1,00	1,05	0,95	1,08	1,01
124	Mars.	0,97	0,94	1,06	0,98	0,94	0,92	0,84	0,92	0,87	0,87	0,93	1,01	0,94
90	Troyes	1,14	1,01	1,13	1,03	0,89	0,98	1,09	0,93	1,00	1,12	0,97	0,88	1,01
107	Besan.	0,96	1,15	0,98	1,03	1,00	0,89	0,93	0,90	0,92	0,95	0,96	1,01	0,97
98	Decaz.	0,99	1,03	1,01	1,02	0,94	1,05	1,04	0,96	1,00	0,90	1,00	0,98	0,99
109	Peyr.	1,12	0,94	1,14	1,00	0,96	1,06	1,04	0,91	1,09	1,03	1,11	1,12	1,04
981	moy.9 st.	1,04	1,03	1,05	1,00	0,95	0,96	0,97	0,94	1,00	0,98	0,98	1,01	0,99

LES VARIATIONS DU GRADEX AVEC LA SAISON

9 séries pluviométriques françaises centenaires (980 années - stations)

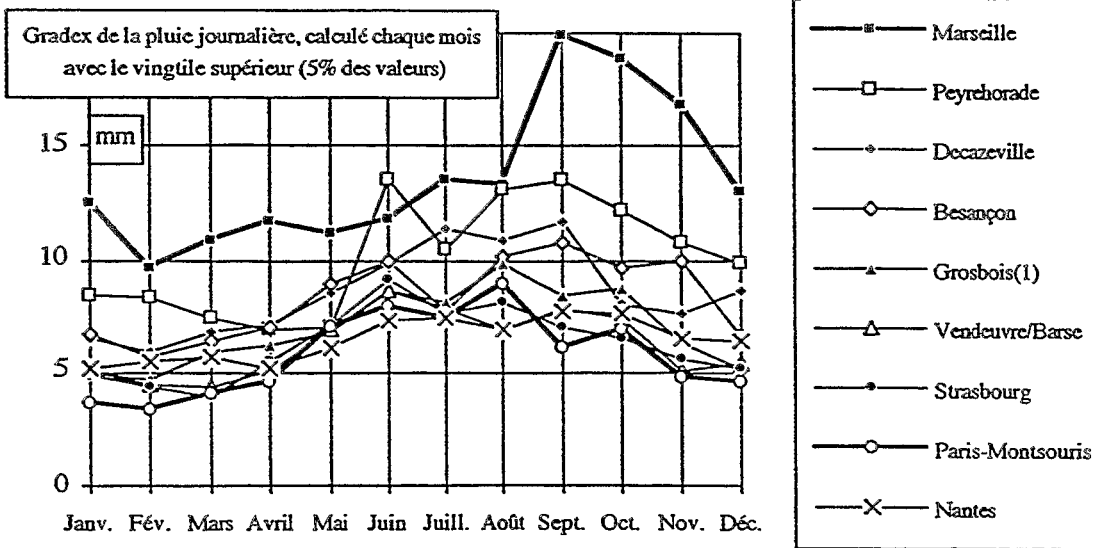


Figure 1

Gradex de la pluie journalière pour les 9 séries pluviométriques

CONCLUSIONS

- les mesures pluviométriques sont suffisamment fiables, et représentatives de la vraie grandeur des fortes précipitations sur un bassin versant ;
- en revanche tout modèle statistique s'appuyant sur toute l'étendue de la distribution, y compris les valeurs nulles, risque d'être fortement biaisé par les défauts de mesure et de représentativité des faibles précipitations ;
- la queue de la distribution est suffisamment voisine d'une exponentielle, même si l'expérience suggère qu'elle est parfois un peu au-dessus ;
- l'information essentielle pour l'évaluation du risque de crue est le paramètre d'échelle de la queue de la distribution, dont l'estimation la plus robuste est donnée par la moyenne des 5% plus fortes pluies journalières, pendant la saison où le Gradex est maximum.

BIBLIOGRAPHIE

- FRANZ D.D., KRAEGER B.A., LINSLEY R.K., 1991. Estimating the frequency of flood events, EOS, June 25, 1991, 276-277.
- GUILLOT P., RICHER C., AUDINET M., TOURASSE P., COLOMBANI J., THONY J.L., 1985. Mesures en Hydrologie de surface, Techniques de l'ingénieur, R 2330, 23 p.
- GUILLOT P., 1991. Structure de la relation stochastique non-linéaire averse-crue, CR des rencontres hydrologiques Franco-Roumaines, Paris Sept.1991, 10 p., (à paraître).
- GUILLOT P., 1992. Rainfall and extreme floods ; in quest of a logic. Symposium CIGB, Grenade, Sept.1992, 10 p., à paraître.
- HUBERT P., 1991. Analyse multifractale de champs temporels d'intensité des précipitations, CR des rencontres hydrologiques Franco-Roumaines, Paris Sept.1991, 8 p., à paraître
- KEDEM B., CHIU L.S., 1987. Are rain rate processes self-similar ?, WRR, 23, 10, 1816-1818.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B., HUBERT P., 1992. Rainfall estimation in the Sahel : the Epsat-Niger experiment, *Journal des Sciences hydrologiques*, 37, 3, 6/1992, 201-215.
- LOVEJOY S., SCHERTZER D., 1985. Generalized scale invariance in the atmosphere and fractal models of rain, WRR 21, 8, 1233-1250.
- LOVEJOY S., SCHERTZER D., 1989. Comment on « Are Rain rate processes self-similar », WRR, 25, 3, 577-579.
- Météo-France, fichier « Pluvio »
- WAYMIRE ED., 1985. Scaling limits and Self-Siilarity in Precipitations Fields, WRR, 21, 8, 1271-1281.

ANALYSE STATISTIQUE DES VALEURS EXTRÊMES DE PLUIE

T.P.T. NGUYEN¹ ET PH. BOIS¹

RÉSUMÉ

Les méthodes paramétriques d'estimation des pluies maximales de fréquences rares nécessitent de connaître la forme de leurs distributions. Cette contrainte peut s'avérer être un obstacle majeur dans la mesure où les fortes pluies peuvent être issues de populations différentes de celle des pluies de moindre importance.

Dans cette communication, l'auteur, à partir de simulations, montre que la méthode non paramétrique de Villasenor est une des plus performante pour l'estimation des périodes de retour des pluies extrêmes.

¹ IMG - LTHE. INPG de Grenoble

INTRODUCTION

L'estimation des périodes de retour des valeurs extrêmes de pluie est un des problèmes majeurs posés aux concepteurs d'aménagements. Pour cela, on procède à l'analyse statistique des chroniques d'observations.

L'analyse peut porter sur la totalité des données disponibles. Mais les mécanismes météorologiques responsables des averses extrêmes sont très différents de ceux à l'origine des pluies de moindre importance. De même, les erreurs commises sur leurs mesures ne sont pas de même nature (elles sont beaucoup plus importantes pour les faibles averses que pour les fortes). C'est pourquoi il peut être préférable de ne retenir que les pluies supérieures à un seuil fixé ou les valeurs maximales observées chaque année.

L'estimation des distributions peut relever de deux types de méthodes. On peut se fixer *a priori* une loi mathématique. L'ajustement de cette loi aux observations permet d'en définir les paramètres. Il s'agit des méthodes paramétriques. Ces méthodes supposent donc que l'on connaisse la forme des distributions originelles, ce dont on n'est jamais sûr. On peut dans ces conditions refuser de faire une telle hypothèse et préférer estimer la distribution point par point. Il s'agit des méthodes non paramétriques.

On présente ici les principaux résultats d'une étude visant à évaluer l'efficacité de plusieurs de ces méthodes (paramétriques et non paramétriques). La démarche suivie est expérimentale. Par tirage aléatoire dans diverses lois de probabilité, on a généré un grand nombre d'échantillons de taille variable, simulant les différents types de chroniques citées plus haut. Pour chacune des méthodes, on procède sur chaque échantillon à une estimation de la distribution des pluies maximales. On obtient alors pour chaque quantile un ensemble de valeurs ajustées, ensemble que l'on peut caractériser par sa médiane et un intervalle de confiance. Une méthode sera d'autant plus efficace que les médianes des quantiles ajustés seront proches de ceux de la population originelle, et que les intervalles de confiance seront resserrés.

GÉNÉRATION DES ÉCHANTILLONS

Pour imiter la diversité des données pluviométriques, nous avons généré des échantillons à partir de plusieurs lois de probabilité, avec des paramètres différents et correspondant à des pas de temps différents.

Les lois de probabilité retenues sont les suivantes :

- pour les distributions complètes, la loi **SEXP**, somme de deux exponentielles ;

— pour les distributions des valeurs extrêmes ou seuillées, les lois de Gumbel et de Weibull.

Pour chaque loi, on a généré des séries de 100 échantillons de 15, 30 et 120 individus.

LA LOI SEXP

Cette loi peut s'écrire :

$$F(x) = 1 - b_1 \exp(-x/a) - b_2 \exp(-x/c) \quad (1)$$

où :

- $F(x)$ est la fréquence au non-dépassement de la valeur x ;
- a et c sont les paramètres d'échelle des deux exponentielles ;
- b_1 et b_2 sont les fréquences des tirages dans l'une et l'autre des deux exponentielles.

On s'est imposé en outre les contraintes suivantes (1) :

- a voisin de $10.c$;
- b_2 voisin de $3.b_1$.

Dans ces conditions pour les fortes valeurs de x , la deuxième exponentielle devient négligeable devant la première et on peut admettre l'égalité suivante :

$$G(k,x) = (1 - b_1 \exp(-x/a))^k \quad (2)$$

où, $G(k,x)$ est la probabilité que la valeur maximale d'un échantillon de k individus soit égale ou supérieure à x . Dans ce qui suit nous appellerons, MAXSEXP, la loi des valeurs maximales définie par (2).

LA LOI DE WEIBULL

Cette loi peut s'écrire

$$F(x) = 1 - \exp(-r.(x-S_0)^p) \quad (3)$$

Où, S_0 est la valeur du seuil (paramètre de position) et r et p sont les paramètres d'échelle et de forme de la loi.

LA LOI DE GUMBEL

Cette loi peut s'écrire :

$$F(x) = \exp(-\exp(-(x-x_0)/a)) \quad (4)$$

Où, x_0 et a sont les paramètres de position et d'échelle de la loi.

ESTIMATION DES DISTRIBUTIONS DES VALEURS EXTRÊMES

ÉCHANTILLONS GÉNÉRÉS À PARTIR DE LA LOI SEXP

Chaque échantillon simule l'ensemble des observations d'une année. On peut fusionner plusieurs de ces échantillons pour simuler des chroniques entières (échantillons des chroniques). On peut isoler la valeur maximale de chaque échantillon et constituer ainsi des échantillons des maxima annuels (échantillons des maxima). On peut également ne retenir pour chacun d'entre eux que les valeurs supérieures à un seuil (échantillons seuillés).

Pour l'estimation des distributions des valeurs extrêmes, nous avons testé les méthodes suivantes :

— paramétriques :

- . ajustement d'une loi SEXP aux échantillons des chroniques,
- . ajustement d'une loi de Gumbel aux échantillons des maxima,
- . ajustement d'un modèle basé sur la théorie du renouvellement aux échantillons seuillés ;

— non paramétriques :

- . méthodes d'Adamowski appliquées aux échantillons seuillés,
- . méthode de Villasenor appliquée aux échantillons seuillés.

AJUSTEMENT D'UNE LOI SEXP (MÉTHODE A)

À chaque échantillon de chroniques, on ajuste par la méthode des moments (1) une loi SEXP et on estime les quantiles de la distribution des maxima par inversion de la formule (2).

AJUSTEMENT D'UNE LOI DE GUMBEL (MÉTHODE B)

À chaque échantillon des maxima, on ajuste par la méthode des moments une loi de Gumbel. Le calcul des quantiles se fait par inversion de la formule (4).

AJUSTEMENT D'UN MODÈLE BASÉ SUR LA THÉORIE DU RENOUVELLEMENT (MÉTHODE C)

Si k est le nombre de valeurs supérieures à un seuil S_0 fixé, observées au cours d'une année, si $P(k)$ est sa loi de probabilité, la fréquence au non-dépassement, $F(x)$, des valeurs maximales annuelles peut s'écrire :

$$F(x) = \sum_{k=0}^{\text{inf}} P(k) \cdot G^k(x)$$

où,

— $x > S_0$;

— $G(x)$ est la fréquence au non-dépassement des valeurs x , sachant qu'elles sont supérieures à S_0 .

Si on admet que k suit une loi de Poisson et que x suit une loi de Weibull, on peut admettre que pour les fréquences rares ($>.9$) :

$$F(x) = 1 - E(k) \cdot \exp(-r \cdot (x - S_0)^p) \quad (5)$$

où, $E(k)$ est l'espérance de k .

Sur un ensemble de n échantillons seuillés, représentant n années d'observation, on calcule $E(k)$. Sur la totalité des n échantillons, on ajuste par la méthode du maximum de vraisemblance la loi de Weibull (4). On peut alors par inversion de la formule (5) estimer les quantiles de la distribution des maxima annuels.

MÉTHODES D'ADAMOWSKI

La densité de probabilité d'une valeur x est estimée à partir des réalisations, x_i , obtenues en son voisinage, par l'intermédiaire d'une fonction, le noyau $K(x-x_i)$, décroissante de part et d'autre de x .

Adamowski propose pour le noyau, l'expression suivante :

— si $-1 < u_i < 1$

$$K(u_i) = \frac{3}{4} \cdot (1 - u_i^2) ;$$

— si $|u_i| > 1$

$$K(u_i) = 0$$

où, $u_i = (x - x_i) / h$, h étant un paramètre caractérisant l'étendue du voisinage. L'estimation, $f(x)$, de la fonction de densité en x , s'écrit :

$$f(x) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{1}{h} k(u_i)$$

où, N est la taille de l'échantillon.

On peut admettre que h est une constante (estimation FKE) ou une variable (estimation VKE)

ESTIMATION FKE (FIXE KERNEL ESTIMATOR) (MÉTHODE D)

Adamowski propose pour le calcul de h , si N est la taille de l'échantillon des x_i rangés :

$$h = \frac{\sum_{i=2}^N \sum_{j=1}^{i-1} (x_i - x_j)}{\sqrt{5N} \left(N - \frac{10}{3} \right)}$$

L'estimation de la fréquence au non-dépassement $F(x)$ s'exprime par :

$$F(x) = \frac{j-1}{N} + \frac{1}{hN} \sum_{k=j}^{j+m} \int_{x_{\min}}^x K\left(\frac{x-x_k}{h}\right) dx$$

où,

— j est la première valeur satisfaisant la condition $(x_j - x) < h$;

— $x_{\min} = (x_k - h)$;

— m = le nombre de noyaux non entiers de part et d'autre de x .

Soit

$$F(x) = \frac{j-1}{N} + \frac{3}{4N} \sum_{k=j}^{j+m} \left(\frac{x-x_k}{h} - \frac{1}{3} \left(\frac{x-x_k}{h} \right)^3 + \frac{2}{3} \right) \quad (6)$$

par inversion de la formule (6), on calcule l'estimation des quantiles des pluies maximales annuelles.

ESTIMATION VKE (VARIABLE KERNEL ESTIMATOR) (MÉTHODES E)

Prendre une valeur de h constante, présente l'inconvénient de « sur-lisser » la distribution expérimentale dans les parties où la densité est grande et au contraire de la « sous-lisser » dans celle où la densité est faible. C'est pourquoi il est préférable de faire varier h en fonction de la densité. On peut, pour cela, poser :

$$h = \frac{1}{c_k d_{jk}} \quad (7)$$

où, c_k est une constante et $d_{jk} = |x_k - x_j|$, x_k étant, dans l'échantillon rangé, le $k^{\text{ème}}$ point le plus proche de x_j .

Pour déterminer c_k et k , BREIMAN *et al.* (1977) minimisent la variance

de $\left(\sum_{i=1}^k c_i d_{ji} \right)$ et posent :

$$0 = c_k - \frac{1}{N} \frac{\sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^k \frac{(x_i - x_j) K\left(\frac{x_i - x_j}{c_i d_{ji}}\right)}{d_{ji}^2}}{\sum_{j=1}^N K\left(\frac{x_i - x_j}{c_i d_{ji}}\right)}$$

La fréquence au non-dépassement s'exprime par la formule (6) en y remplaçant h par l'expression (7).

MÉTHODE DE VILLASENOR (MÉTHODE F)

Comme la méthode (D), cette méthode se fonde sur la théorie du renouvellement. En effet selon cette théorie, pour les fréquences rares, on peut admettre (3) que la fréquence au non-dépassement, $F(x)$, du maximum annuel peut s'écrire :

$$F(x) = 1 - E(k) \cdot [1 - GSo(x)] \quad (8)$$

où :

- $E(k)$ est l'espérance du nombre annuel, k , des valeurs supérieures à un seuil So fixé ;
- $GSo(x)$ est la fréquence au non-dépassement des valeurs (x) supérieures à So .

$E(k)$ est estimé par sa valeur expérimentale :

$$\hat{E}(k) = \frac{\sum_{i=1}^N k_i}{N}$$

où :

- N est le nombre d'années (= le nombre d'échantillons seuillés) ;
- k_i est le nombre de valeurs $>So$ observées au cours de l'année i (= l'échantillon i).

À l'inverse de la méthode (D), on ne fait pas d'hypothèse quant à la forme de $GSo(x)$, mais on l'estime de façon non paramétrique à partir des réalisations de la distribution à deux dimensions du doublet (x, k) . En effet, pour un seuil fixé, si on note $H(x, k)$, la probabilité que la valeur maximale soit inférieure à x et que le nombre de valeurs au-dessus du seuil soit inférieur ou égal à k , on a :

$$H(x, k) = \sum_{j=1}^k GSo^j(x) P(j) \quad (9)$$

où $P(j)$ est la probabilité que le nombre annuel d'observations au-dessus du seuil soit égal à j .

BOYLES et SAMANIEGO (1986) montre que l'on peut maximiser la vraisemblance d'un échantillon de N réalisations du doublet (x, k) tirées dans une distribution définie par (9), en prenant pour estimateur de $GSo(x)$:

— si $x < x_1$

$$GSo(x) = 0 ;$$

— si $x_i < x < x_{i+1}$ (avec i compris entre 1 et $N-1$)

$$GSo(x) = \prod_{j=1}^{i+1} \frac{\sum_{j=1}^i K_j}{\sum_{j=1}^i K_j} ;$$

— $x_N < x$

$$GSo(x) = 1 ;$$

où (x_p, k_p) représentent les N valeurs du doublet, classées par ordre croissant des x.

L'estimateur présente l'inconvénient d'être discontinu et notamment d'être égal à 1 pour les valeurs supérieures à x_N . Pour y remédier nous avons effectué un lissage de la courbe $(1 - GSo(x))$ sur sa partie inférieure. Nous avons testé les quatre modèles donnés ci-après et retenu celui qui minimisait l'erreur quadratique moyenne.

Les quatre modèles testés sont :

$$a) 1 - GSo(x) = a / [1 + \exp(c \cdot x + b)] ;$$

$$b) 1 - GSo(x) = a / [1 + \exp(b \cdot x^c)] ;$$

$$c) 1 - GSo(x) = a / [1 + \exp(\exp(b \cdot x^c))] ;$$

$$d) 1 - GSo(x) = a \cdot [1 - \exp(-\exp(-(c \cdot x + b)))] ;$$

à partir des estimateurs de $E(k)$ et de $(1 - GSo(x))$, on peut alors calculer par la formule (8) les estimations des différents quantiles.

ÉCHANTILLONS GÉNÉRÉS À PARTIR DES LOIS DE WEIBULL ET DE GUMBEL

Les échantillons générés ici simulent soit des chroniques annuelles des pluies supérieures à un seuil, soit des chroniques des maxima annuels.

Dans le premier cas, toutes les méthodes vues plus haut ont été appliquées, sauf la méthode (A).

Dans le second cas, seule la méthode (B) a pu être appliquée.

RÉSULTATS ET CONCLUSION

Les figures 1.1 à 1.5 résument les résultats obtenus par ces différentes méthodes sur des séries d'échantillons générés par la loi SEXP. Pour chacune d'entre elles on a représenté la queue de la distribution des maxima annuels, réelle et estimée. On y a fait figurer également les bornes des intervalles de confiance à 80%, des estimations.

On notera :

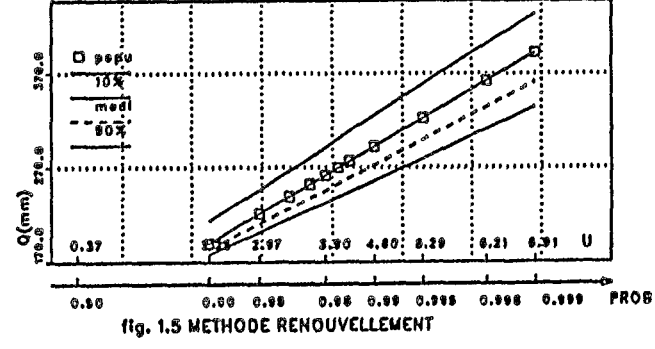
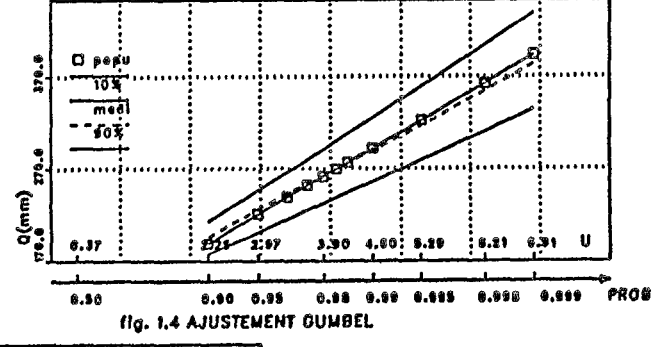
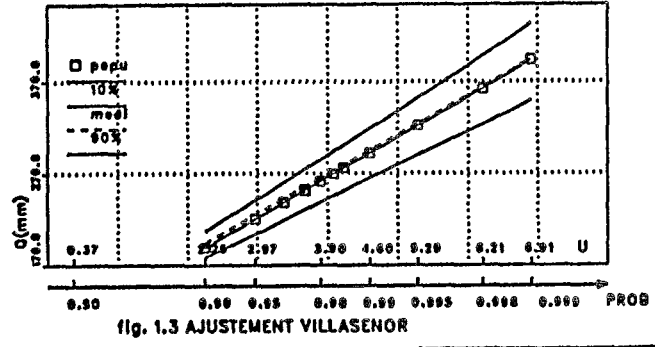
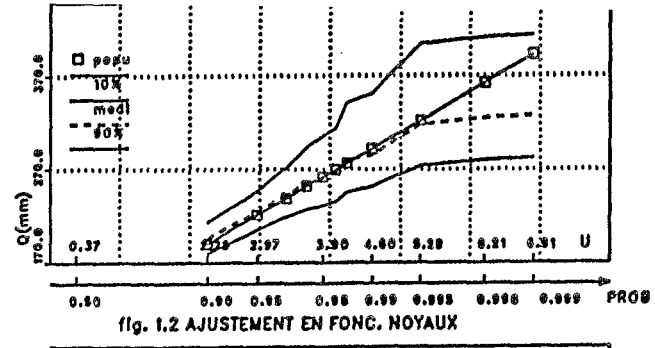
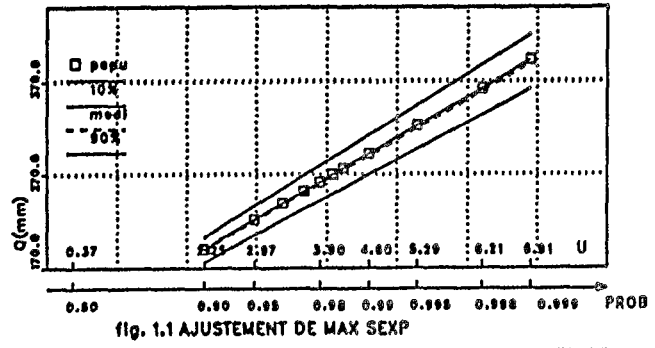
- que les meilleurs résultats sont obtenus par ajustement de la loi SEXP (figure 1.1), ce qui n'est pas étonnant ;
- que la méthode des noyaux (figure 1.2) s'avère peu précise pour les fréquences rares ;
- que, des trois autres méthodes, c'est celle de Villasenor (figure 1.3) qui donne les meilleures estimations qui sont par ailleurs très proches de celles obtenues par la première méthode.

D'une façon plus générale, quel que soit le type de données générées, si on excepte le cas trivial de l'ajustement aux échantillons de la loi dont ils sont issus, les meilleurs résultats sont ceux de la méthode de Villasenor.

Cette méthode paraît donc pouvoir être recommandée pour l'analyse statistique des pluies maximales, puisqu'il n'est pas toujours possible dans la réalité de connaître la forme de leurs distributions.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMOWSKI K., 1989. A Monte-Carlo comparison of parametric and non-parametric estimation of flood frequencies. *J. Hydrology*, 108, 295 - 308.
- BOIRET P., 1987. Analyse des précipitations de 6 minutes à 24 heures par une méthode du type renouvellement.
- DUANE C. BOES., 1989. Regional flood quantile estimation for a Weibull model. *Water resources research*, vol. 25, N°5, 979 - 990.
- MIQUEL J., 1984. Guide pratique d'estimation des probabilités de crues, Eyrolle.
- SLIMANI M., 1984. Étude des pluies de fréquence rare à faibles pas de temps sur la région Cévennes-Vivarais : estimation, relation avec le relief et cartographie synthétique, Thèse Docteur-Ingénieur, IMG - INPG, Grenoble.
- SLIMANI M. et LEBEL Th., 1983. Cartographie du gradex de la pluie décennale et de la pluie centennale sur les Cévennes, Conférences « Climat méditerranéen et ressources en eau » - Marseille.
- VILLASENOR. J.A et Bois.Ph., 1990. Predicción de avenidas con periodo de retorno conocido. Memorias du IV Foro de Estadística. Monterrey, México, 259 - 268, Edité par Universidad Na1. Autonoma de México.



AJUSTEMENT DES ECHANTIL. GENERES PAR LA LOI SEXP
 L III-112 = 45

PRÉCIPITATIONS EXTRÊMES DANS LE SUD DE L'EUROPE

M. DESBORDES¹, J.M. MASSON¹

RÉSUMÉ

L'Europe du Sud est fréquemment le siège de précipitations « monstrueuses », génératrices, localement, de dégâts importants, en particulier lorsqu'elles se produisent dans des secteurs habités.

L'évaluation des probabilités d'occurrence des hauteurs de pluie tombées lors de ces précipitations, à partir de séries d'observations ponctuelles, manque, en général, de fiabilité. Pour l'améliorer, certains introduisent la notion d'« *outliers* », ou, en français, d'« horsains ».

En se fondant sur une similitude des mécanismes générateurs de ces précipitations, il est également possible de procéder à leur étude régionale, en vue d'améliorer l'estimation de leur probabilité d'apparition dans un secteur donné. De même, le recours à l'analyse historique des archives disponibles peut conduire à l'amélioration de cette estimation.

Les considérations ci-dessus sont illustrées, en particulier, par l'étude du site de Nîmes, victime de fortes inondations en octobre 1988.

¹ Laboratoire d'Hydrologie et de Modélisation, Université Montpellier II.

INTRODUCTION

Les régions méditerranéennes de l'Europe du Sud sont fréquemment le siège de précipitations intenses dont certaines donnent lieu à de véritables catastrophes lorsque les ruissellements qu'elles engendrent, qu'ils soient superficiels ou concentrés par des voies naturelles ou artificielles d'écoulement, traversent des secteurs habités.

Ainsi le 3 octobre 1988, la ville de Nîmes, en France, a-t-elle été très gravement endommagée lors d'une précipitation ayant atteint 250 à 350 mm, et plus, en 6 heures. Les dégâts résultant de l'événement ont été évalués à 6 milliards de francs.

De tels phénomènes sont également considérés, par les responsables locaux de l'aménagement du territoire, comme « exceptionnels », et relevant du concept de « catastrophe naturelle ». L'examen statistique classique des séries d'observation locales, généralement de courtes durées, dès lors que l'on s'intéresse à des bases de temps de l'ordre de quelques heures, confirme la rareté de ces phénomènes en leur attribuant des périodes de retour très importantes (plusieurs centaines d'années bien souvent) n'incitant pas à les prendre en considération dans les projets d'aménagement de l'espace, et en particulier dans les programmes d'urbanisation.

En réalité, l'étude du nombre d'apparitions de ces précipitations dans une région donnée montre qu'elles sont relativement fréquentes. De même, l'analyse historique des archives disponibles aboutit-elle à la même conclusion.

L'étude historique et régionale des pluies supposées localement exceptionnelles est donc nécessaire dès l'instant qu'il convient d'intégrer le « risque pluvial » dans un projet d'aménagement. Un tel risque est précisément caractéristique de certaines régions méditerranéennes comme le sont, en d'autres lieux, les risques sismiques, volcaniques, d'avalanches ou de glissements de terrain.

SPÉCIFICITÉS GÉOGRAPHIQUES ET CLIMATIQUES DES RÉGIONS MÉDITERRANÉENNES

Le bassin méditerranéen présente dans les régions du sud de l'Europe des structures géographiques semblables. Proches de la mer, s'élèvent des massifs montagneux importants (Sierras en Espagne, Pyrénées, Massif Central et Alpes en France, Appenins en Italie, Oros en Grèce) faisant obstacles aux flux d'air chaud et humide de sud-ouest et de sud-est.

Durant l'été les massifs montagneux peuvent produire d'importants systèmes convectifs donnant lieu à de puissants orages, souvent de courte durée. Lorsque ces phénomènes éclatent près de la mer, ils peuvent être alimentés par de l'air

humide (advection) et produire des hauteurs de pluie élevées. De tels phénomènes ont en général une extension limitée, atteignant rarement quelques centaines de km².

De même, les conditions météorologiques propres à l'Europe peuvent conduire en automne et, localement, en hiver, à des structures pluvieuses intenses de longue durée et pouvant couvrir plusieurs milliers de km². Ces structures résultent de la rencontre d'un front chaud et d'un front froid quasi-stationnaires, le front chaud étant associé à un flux d'air chaud et humide venant du sud. Les précipitations intenses et soutenues peuvent alors durer plusieurs jours, conduisant à des crues très importantes. Ainsi, pour des bassins versants naturels ou ruraux de moins de 100 km², à forte pente, très nombreux le long du littoral de la Méditerranée, peut-on observer des débits spécifiques dépassant les 20 m³/s par km².

Si la période d'apparition de ces phénomènes présente une forte composante déterministe, leur localisation semble, par contre, relativement aléatoire, ce qui leur confère un caractère dangereux en terme d'aménagement de l'espace. Jusqu'à ce jour, aucune étude de synthèse à l'échelle des régions méditerranéennes de l'Europe n'a tenté d'identifier des caractéristiques géographiques et météorologiques autorisant la délimitation de secteurs pouvant être plus particulièrement exposés à de tels phénomènes.

QUELQUES CARACTÉRISTIQUES DES PRÉCIPITATIONS INTENSES EN EUROPE DU SUD

Les informations données ci-dessous ne concernent que l'Espagne, la France et l'Italie. Des situations comparables peuvent être rencontrées dans d'autres secteurs du bassin méditerranéen, même si elles sont gouvernées par des conditions météorologiques ou saisonnières différentes.

ESPAGNE

Selon ELIAS-CASTILLO et RUIZ-BELTRAN (1979), la plus grande partie de la côte méditerranéenne espagnole connaît des intensités de précipitation beaucoup plus élevées que dans le reste du pays. A titre d'exemple, les hauteurs de pluie en 12 heures, de période de retour 50 ans, atteignent sur cette côte 150 à 200 mm alors qu'elles sont de l'ordre de 50 à 80 mm dans les autres régions espagnoles.

Cependant, quelques secteurs de la côte échappent à cette règle en raison de conditions orographiques locales (régions d'Almería et de Murcia par exemple).

Dans les zones fortement urbanisées, les précipitations intenses engendrent des dégâts de plus en plus fréquents et importants, nécessitant des mesures de protection très coûteuses (comme à Barcelone par exemple).

FRANCE

La situation est comparable à celle de l'Espagne. La façade méditerranéenne, des Pyrénées aux Alpes, connaît des intensités de précipitation qui, à équivalence de probabilité d'apparition, sont de 2 à 3 fois plus fortes que dans le centre et le nord du pays.

Les maxima observés sur des durées de 1 h à 24 h ont lieu de septembre à novembre, avec des records atteignant 70 à 100 mm/h sur des durées de 1 h à 4 h : 190 mm en 2 h, 312 mm en 3 h, 356 mm en 4 h. Le maximum en 24 heures aurait été de 840 mm, lors de la crue de la Têt, dans les Pyrénées Orientales, en 1940. En réalité, ces valeurs constituent des bornes inférieures des maxima en raison de la faible densité des réseaux de pluviographes, au regard de la taille moyenne des cellules des pluies extrêmes.

ITALIE

La situation italienne est sans nul doute plus complexe que les situations espagnoles et françaises en raison des influences combinées de la Méditerranée et de l'Adriatique, et de l'omniprésence des chaînes de montagnes, des Alpes aux Appenins.

Diverses études régionales témoignent de cette complexité. Dans le nord de l'Italie, selon ANSELMO *et al.* (1989), les versants montagneux exposés au sud (régions de Ligurie et du Frioul) ont des intensités deux à trois fois plus fortes que les plaines abritées des influences maritimes. Les hauteurs de pluie de période de retour 50 ans, sur des durées de 12 heures peuvent atteindre 200 à 300 mm sur les versants les plus exposés, alors qu'elles sont de l'ordre de 100 mm dans la plaine du Pô.

Dans le sud de l'Italie, et en particulier en Calabre, les précipitations extrêmes peuvent donner lieu à des inondations catastrophiques. CALOIERO et MERCURI (1980) ont ainsi étudié ces phénomènes sur la période 1921-1970. Durant l'épisode du 16 au 18 octobre 1951, par exemple, les hauteurs de pluie auraient atteint 1400 mm, l'isohyète 400 mm étant de l'ordre de 3000 km². Cependant, comme dans le nord, des flux maritimes créent des hétérogénéités climatiques spatiales. Ainsi, en Calabre, les hauteurs de pluie cinquantennales en 12 heures varient de 100 à 250 mm.

COMPARAISON ENTRE LES RÉGIONS DU NORD ET DU SUD DE L'EUROPE

Le tableau 1 ci-après, résume pour des périodes de retour de 10 et 50 ans, et des durées de 30 minutes à 12 heures, les observations réalisées dans quelques villes ou régions de l'Europe du nord et du sud. Les intensités dans cette dernière région sont de 2 à 3 fois plus élevées que dans la première.

Ces informations ont des conséquences immédiates en terme d'aménagement de l'espace et en particulier d'urbanisation : les investissements pour une protection contre un risque d'occurrence donnée seront, toutes proportions gardées, beaucoup plus importantes dans le sud que dans le nord. Ainsi, en matière d'assainissement pluvial urbain banal, le surcoût peut atteindre 30 à 50 % (indépendamment des secteurs présentant un risque pluvial caractérisé).

Tableau 1
Hauteurs de pluie dans le nord et le sud de l'Europe

	T = 10 ans		T = 50 ans	
	0,5 h	1 h	1 h	12 h
U.K. (synthèse)	10/20	15/25	25/35	55/110
Germany (N.O.)	13,5	22		
Germany (S.O.)	25	35		
Stockholm	21,5	29		
Lisboa	23,5	31		
Paris	24	31	47	70
Montpellier	41	55	75	175
Madrid	18	22	30	55
Barcelone	44	52	70	130
Valenzia	50	67	97	185
Firenze	31	35	46	95
Milano	40	49		150
Genova	54	78	110/120	250
Liguria Friouli			79/90	200/300
Galabria		35/60	45/80	110/250
Split (Yougoslavie)	38	53	80	

PROBABILITÉ D'OCCURRENCE DES PLUIES EXTRÊMES

En un point donné d'observation des précipitations, le qualificatif « extrême » caractérise un événement très peu fréquent. Dans l'analyse des dégâts qu'il peut provoquer, les juristes parlent parfois de « force majeure », impliquant l'imprévisibilité, parce que jamais observé, de mémoire d'homme. Des discussions faisant jurisprudence, concernent cependant l'extension spatiale du terme « jamais ». Les événements extrêmes étant, par définition rares, on conçoit que leur traitement statistique puisse soulever quelques problèmes, même s'il existe à leur sujet de multiples réflexions théoriques, mettant en oeuvre des modèles abstraits, dont les structures peuvent être éloignées de la réalité stochastique mal connue de ces événements.

Les séries d'observation ponctuelles sont généralement trop courtes pour autoriser une estimation fiable des probabilités d'occurrence de ces événements. Diverses approches sont utilisées pour améliorer cette estimation. Elles sont illustrées, ci-après, par exemple de la station météorologique de Nîmes.

ANALYSE STATISTIQUE DES SÉRIES PONCTUELLES

Lorsque l'on s'intéresse à des précipitations tombées sur des durées inférieures à 24 heures, on dispose rarement d'observations couvrant des périodes de plus de 50 ans. En outre, pour les stations présentant des séries plus longues, ces dernières ont souvent été l'objet de perturbations diverses (changements du type de capteur, d'enregistrement, de dépouillement, dans l'environnement du capteur, etc.). De plus, même sur des surfaces limitées, la variabilité spatiale des précipitations montre le manque de fiabilité de l'estimation de la probabilité d'occurrence d'une hauteur de pluie tombée sur une durée donnée, au sein d'un événement particulier. Le tableau 2, issue des observations réalisées à Nîmes le 3 octobre 1988, illustre le propos. Aux 3 points d'observation de l'agglomération, distants de quelques kilomètres, les écarts de précipitation sur des durées de 3 à 8 heures ont varié, au moins, de 60 % (M. DESBORDES *et al.*, 1989).

Tableau 2
Hauteurs de pluie à Nîmes le 3 octobre 1988

	1 h	2 h	3 h	4 h	5 h	6 h	7 h	8 h
Courbessac	~ 80	≥ 110	160	190		230		260
Kennedy		95	135	175	215	260	295	310
Mas de Ponge		> 200				350		> 420

Un traitement statistique classique de la série de référence de Nîmes-Courbessac montre ainsi des écarts considérables dans l'estimation des périodes de retour des hauteurs de pluie tombées sur diverses durées et en divers lieux au cours de l'événement, comme en témoigne le tableau 3. Ce tableau montre également des écarts significatifs selon que l'on retient la série complète 1946-1988 (mais peu fiables pour des durées inférieures à 6 heures) ou la série partielle 1964-1988. Il montre enfin, en particulier pour les pluies en 6 heures, que le modèle de distribution ajusté à l'échantillon conduit à des variations très élevées en un même lieu de l'estimation des périodes de retour. Dans le cas présent, c'est le modèle dit de « valeurs extrêmes » (ou de Gumbel) qui fournit les ajustements les plus médiocres mais aussi les périodes de retour les plus élevées.

Si l'on procède à une approche « hydrologique » des précipitations extrêmes sur le site nîmois, c'est-à-dire à une étude du risque d'inondation par ruissellement pluvial du site, on doit s'intéresser à des pluies sur des durées « critiques » pour le système hydrologique de l'ordre de 2 à 6 heures (saturation des sols des bassins versants périurbains). Sur ces durées, l'analyse statistique classique conduirait à une estimation de la période de retour de l'événement de l'ordre de 150 à 250 ans.

Tableau 3
Périodes de retour des hauteurs maximales de pluie de Nîmes
le 3 octobre 1988

Dt	Période	Courbessac	Kennedy	Mas de Ponge
1 h	64/88	56		26
	46/88	119		50
2 h	64/88	77		
	46/88	118		
3 h	64/88	100		550
	46/88	143		870
6 h	64/88	126	210	400/880
	46/88 (a)	500	1700	> 5000
	46/88 (b)	180	300	550/1200
	46/88 (c)	200	350	700/2000

(a) Gumbel ; (b) Jenkinson ; (c) Log-normale, 3 paramètres

Cependant, toujours pour la pluie en 6 heures, l'événement du 3 octobre 1988 a donné lieu à Nîmes-Courbessac, à une hauteur 1,7 fois plus élevée que la plus forte valeur observée au cours des 42 années précédentes. On peut donc penser qu'il s'agit là d'un événement à caractère exceptionnel, même s'il est simple de montrer que l'espérance mathématique de la plus forte valeur d'un échantillon de 43 maximums, annuels a une période de retour de 70 à 90 ans, suivant la fonction théorique de distribution ou la formule de calcul de fréquence empirique utilisées (J.M. MASSON, 1991).

S'agissant d'un événement « probablement » extrême, au regard de la série de Nîmes-Courbessac, on peut être tenté de considérer qu'il s'agit d'un « horsain » (en anglais « *outlier* »), c'est-à-dire, d'un individu n'appartenant pas à la population d'où avait été extraites les 42 valeurs maximales précédentes. La difficulté réside alors dans l'identification des horsains dans un échantillon donné. Divers auteurs ont ainsi proposé des tests de détection, généralement associés à des structures théoriques de distribution de probabilités. Au regard de ces tests, J.M. MASSON (1991) a confirmé que la pluie maximale en 6 heures du 3 octobre 1988, à Nîmes-Courbessac, a l'apparence d'un horsain sur la période de 1946-1988. L'évaluation de la probabilité d'occurrence d'un tel horsain demeure. ROSSI, FIORENTINO et VERSACE (1984) proposent, par exemple, de représenter le mélange des événements « indigènes » (ou ordinaires) et des horsains en combinant deux processus Poissoniens, l'un relatif aux événements ordinaires, l'autre aux horsains. On obtient ainsi une loi de probabilité particulière (TCEV ou Two-Component Extreme Value distribution) à 4 paramètres. Appliquant cette distribution aux précipitations maximales nîmoises en 6 heures, on peut estimer la période de retour de cette variable à 125 ans lors de l'événement du 3 octobre 1988, contre 155 ans en utilisant une loi de Jenkinson. Les périodes de retour restent cependant du même ordre de grandeur et l'on peut penser que l'introduction d'un quatrième paramètre de calage est en fait à l'origine d'une amélioration de l'ajustement statistique. Le concept demeure intéressant car il est fondé sur l'hypothèse plausible d'une différenciation des phénomènes pluvieux ou de leurs mécanismes générateurs.

D'autres chercheurs proposent, désormais, d'autres voies d'exploration des séries ponctuelles (analyse multifractale des séries pluvieuses par exemple cf. LADROY *et al.*, 1991). En réalité, ces approches ne sont pas très convaincantes, parce qu'elles restent limitées à l'analyse de signaux, sans référence significative aux mécanismes générateurs des phénomènes, et qu'elles ne prennent pas en compte, dans le cas des pluies extrêmes, faute de données disponibles, il est vrai, l'extrême variabilité simultanée de ces dernières, dans le temps et dans l'espace. Elles restent pour l'heure des exercices quelque peu académiques, sans grand intérêt pour l'hydrologie opérationnelle.

ANALYSE RÉGIONALE DES PRÉCIPITATIONS EXTRÊMES

Afin de compenser le manque de fiabilité des séries ponctuelles disponibles au regard des événements dits extrêmes, on peut procéder à une étude de leur apparition dans un secteur géographique donné, climatiquement homogène. Cette notion d'homogénéité climatique est bien sûr partiellement subjective. Elle repose sur l'hypothèse que certaines caractéristiques climatiques et géographiques peuvent se reproduire dans une zone donnée, et conduire à des conséquences semblables, à savoir des précipitations « anormalement » élevées au regard des séries ponctuelles.

Ainsi, dans le Languedoc-Roussillon, une étude rapide des pluies exceptionnelles observées depuis 1940, nous avait amené à conclure que la période de retour régionale des horsains était au plus de 3 à 4 ans. Il s'agit là d'une borne inférieure d'estimation car notre étude ne concernait que les départements des Pyrénées-orientales, de l'Hérault et du Gard (M. DESBORDES *et al.*, 1989). En outre, en raison de leur taille parfois très réduite, certaines pluies extrêmes peuvent sans doute passer au travers du réseau d'observation.

Considérant que les orages horsains peuvent se produire de façon uniforme sur la plaine languedocienne, nous avons procédé à des simulations numériques afin d'évaluer la probabilité qu'une surface de 49 km² (bassin de Nîmes et ses cadereaux) soit touchée à au moins 80 % par un orage horsain. Pour se faire, nous avons formulé l'hypothèse que la surface de ce type d'événement était uniformément distribuée entre 300 et 500 km² et qu'elle était, par simplification, de forme circulaire. Dans le cas de l'orage du 3 octobre 1988 à Nîmes, les isohyètes 200 et 300 mm étaient d'allure elliptique et de surfaces 300 et 150 km² respectivement. De tels ordres de grandeur des surfaces des orages horsains sont d'ailleurs confirmés par d'autres observateurs (D. CALOIERO, T. MERCURI, 1980), (même si l'intervalle 300-500 km² est sans doute élevé pour la région Languedoc-Roussillon).

En procédant à deux simulations de 1 000 orages nous avons ainsi conclu que la période de retour d'un horsain dangereux pour le système hydrologique nîmois était comprise entre 100 et 160 ans. En réalité, la borne inférieure est plus plausible, l'hypothèse d'une distribution spatiale uniforme des horsains dans la plaine languedocienne étant certainement trop sécurisante. D'ailleurs, depuis notre étude, à la suite de la catastrophe nîmoise, nous avons recensé d'autres précipitations extrêmes dans la région (385 mm en 4 heures à Canet (Pyrénées Orientales) le 13/10/1986) et depuis cette date d'autres événements ont été signalés (Saint Cyprien (P.O) 18/11/1989 ; Narbonne 5/08/1989 ; Carcassonne 07/1992). Ainsi la période de retour régionale des horsains languedociens serait-elle plutôt de 2 à 3 ans conduisant à une période de retour « locale » de 60 à 120 ans pour un événement du type de celui de Nîmes le 3 octobre 1988.

ANALYSE HISTORIQUE

Afin de compléter les séries d'observation récentes, il peut être également fait appel aux chroniques relatant les événements « mémorables ». Certes, ce type d'information doit être considéré avec toute la prudence nécessaire en raison de la non stationnarité des désordres constatés, résultant d'aménagements particuliers (pouvant aller d'ailleurs dans le sens de leur réduction ou de leur aggravation), du caractère plus ou moins subjectif des commentaires à leur sujet (époque de prospérité ou de tension sociale), voire d'éventuelles fluctuations climatiques, chères à certains, lorsque l'on considère les périodes couvrant des centaines d'années. On notera cependant que dans les cas de risque d'inondation par ruissellement pluvial en milieu urbanisé, l'expérience montre que la croissance quelque peu anarchique de l'urbanisation au cours des 30 dernières années a donné lieu à une aggravation systématique des désordres constatés avant cette époque. On notera également, que s'agissant de phénomènes météorologiques de taille réduite, des orages, ils sont sans doute moins sensibles à d'éventuelles fluctuations climatiques que d'autres variables comme la température moyenne journalière, le nombre de jours de pluie ou de gel, etc.. Enfin, un observateur attentif noterait que l'emphase des commentaires des chroniqueurs d'il y a quelques siècles n'a rien à envier à celles des professionnels des médias d'aujourd'hui.

Les archives de Nîmes, et en particulier celles de l'Académie des Sciences, ont ainsi permis à J. PEY (1988) de recenser les événements pluvieux générateurs de désordres significatifs dans la cité depuis 1334. Depuis le 14^{ème} siècle, 5 catastrophes majeures ont eu lieu : 1399, 1403, 1557, 1868 et 1988, et 5 catastrophes secondaires : 1719, 1826, 1843, 1855 et 1915 qui, dans la Nîmes d'aujourd'hui, auraient donné lieu à des dégâts considérables même s'ils n'avaient dû concerner qu'une partie du site hydrologique nîmois. En 6 siècles d'observations, on pourrait donc en conclure que la probabilité d'apparition de désordres graves dû au ruissellement pluvial serait de l'ordre de 60 à 120 ans. L'étude historique confirme, en les aggravant, les conclusions de l'étude régionale. Nous pouvons même dire qu'en l'état actuel de l'urbanisation et des équipements de maîtrise du ruissellement pluvial, la période de retour de désordres localisés, mais sérieux, est probablement très inférieure à 60 ans.

CONCLUSION

L'illustration des pluies extrêmes dans le sud de l'Europe par l'étude du site nîmois, nous conduit à penser qu'il est illusoire d'espérer percer le secret de l'apparition de ces phénomènes par la seule analyse probabiliste d'une variable observée sur un capteur de quelques centaines de cm², en ignorant, volontaire-

ment ou non, la nature de ces phénomènes et de leurs mécanismes générateurs. Déjà, de Valence à Reggio de Calabre, les « horsains » apparaissent sur une période de quelques mois, excluant la stationnarité temporelle et, par suite, limitant la portée de nombreuses analyses probabilistes la supposant. En outre, au sein d'un événement donné, la variabilité spatiale concomitante est considérable et l'on est donc en droit de s'interroger sur la représentativité de la mesure ponctuelle des précipitations au regard des horsains pluvieux, dès lors que l'on traite d'hydrologie opérationnelle.

Nous pensons qu'une étude régionale plus précise des horsains pluvieux méditerranéens devrait autoriser l'identification de composantes déterministes à leur sujet (dans le temps et l'espace) et ainsi améliorer la fiabilité de certains traitements statistiques, comme ceux fondés sur les mélanges de fonctions de distribution. D'autres outils d'analyse, plus à la mode (comme les cascades fractales), pourraient se révéler également performants pour peu que leurs utilisateurs traitent simultanément des variabilités spatiales et temporelles, abandonnant l'idée du « tout déterministe » ou du « tout probabiliste », et tempèrent leur volonté de voir des « constantes universelles » qui ne sont peut-être que la conséquence axiomatique des hypothèses retenues et des formulations mathématiques utilisées, dont certaines, les unes comme les autres, sont sans doute très éloignées d'une réalité mal connue, qu'aucun croit d'ailleurs inaccessible.

Nous pensons également que l'observation des phénomènes et la mesure de leurs variations reste et pour longtemps encore, le moyen de faire progresser nos connaissances à leur sujet, même s'il est vrai que la science ne semble réellement avancer qu'à la faveur de véritables révolutions théoriques. Parler de la pluie derrière un écran d'ordinateur n'est, pour l'heure, pas très raisonnable.

BIBLIOGRAPHIE

ANSELMO V., *et al.*, 1989 - Spatial distribution of short duration precipitation on Northern Italy, in Proc. of International Workshop on Precipitation Measurement, pp. 347-350, ed. WMO, Genève.

CALOIERO, D., MERCURI, T., 1980 - Le alluvioni in Calabria dal 1921 al 1970, 161 p., ed. CNR, Cosenza.

DESBORDES M., *et al.*, 1989 - 3 octobre 1988 : inondations sur Nîmes et sa région, 95 p., ed. Lacour, Nîmes.

- ELIAS-CASTILLO F., RUIZ BELTRAN L., 1979 - Précipitationes maximas en Espana, 564 p., ed. Ministère de l'Agriculture, Madrid.
- LADOY PH., LOVEJOY S., SCHERTZER D., 1991 - Extreme variability of climatological data : scaling and intermittency, in Non linear variability in geophysics, pp. 241-250, ed. Klumer Academic Publishers, Pays-Bas.
- MASSON J.M., 1991 - Un problème parmi d'autres dans l'analyse des distributions des variables hydrologiques : les horsains (outliers), in Statistique Appliquée, Seminform 5, ed. Orstom.
- PEY J., 1988 - Nîmes et ses cadereaux, principales dates des crues et des inondations 1334-1988, 28 p., note Musée Archéologique de Nîmes.
- ROSSI F., FIORENTINO M., VERSACE P., 1984 - Two component extreme value distribution for flood frequency analysis., Water Resources Research, vol.20, n°7, pp. 847-856.

RÉGIONALISATION DES CARACTÉRISTIQUES DES RÉGIMES PLUVIOMÉTRIQUES PONCTUELS BÉNINOIS

G. ALÉ¹, L. LE BARBÉ²

RÉSUMÉ

Classiquement, on définit les régimes pluviométriques ponctuels par une série de lois statistiques décrivant les distributions des cumuls sur différents pas de temps (l'année, le mois, la décade, la pentade, l'averse, l'heure, etc.), de certaines valeurs extrêmes, et éventuellement des nombres d'averses ou des jours de pluie.

Les lois statistiques sont en général choisies de façon empirique indépendamment les unes des autres. Il peut y avoir là une cause d'incohérence puisque les divers descripteurs choisis résultent tous de la combinaison de deux processus stochastiques : celui régissant l'occurrence d'une averse et celui régissant sa hauteur.

Si on suppose ces processus indépendants et sans persistance et si on se place sur une période suffisamment courte pour qu'ils puissent être considérés comme stationnaires, les distributions des durées inter-averses et des hauteurs d'averses suffisent à la description des régimes puisque alors on peut en déduire celles du nombre d'averses, des cumuls, et des valeurs extrêmes.

Si ces deux distributions sont des lois exponentielles de paramètres s et τ , sur une période de durée p , celle du nombre d'averses suit une loi de Poisson de paramètre p/τ ; celle des cumuls, une loi des fuites de paramètres de forme et d'échelle, p/τ et s ; celle des valeurs extrêmes, une loi de Gumbel, censurée aux valeurs positives, ayant s et $(s \cdot \log p/\tau)$ comme paramètres d'échelle et de position.

¹Chef du service de l'hydrologie du Bénin,

²Chargé de recherche Orstom

Dans ces conditions, de l'ajustement de cette loi aux cumuls sur une période, il est facile de déduire les distributions descriptives du régime pour toute période incluse dans celle de référence.

C'est cette méthodologie appliquée aux totaux mensuels, que nous avons suivie pour décrire les régimes pluviométriques du Bénin au niveau des pluies mensuelles. La communication présente les validations faites et les principaux résultats obtenus.

INTRODUCTION

Nous avons été chargés de réaliser une synthèse sur les ressources en eaux superficielles du Bénin. En ce qui concerne les précipitations, nous nous étions fixé comme objectif de donner une description des régimes qui satisfassent le maximum d'utilisateurs.

Les données dont nous disposions étaient celles acquises de 1940 à 1984 sur un réseau de pluviomètres journaliers de 53 stations réparties sur les 112 600 km² du pays (figure 1).

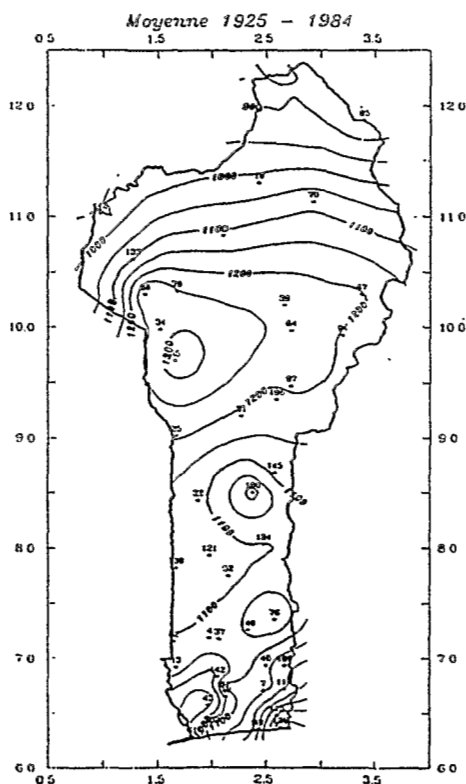


Figure 1
Pluie annuelle (millimètres).

Les données pluviographiques étaient trop fragmentaires pour que l'on puisse procéder à une étude régionale des intensités. Nous avons donc limité nos ambitions à la description statistique d'une part des cumuls journaliers à mensuels, et d'autre part des valeurs extrêmes. On répondait ainsi à un grand nombre de besoins agronomiques et hydrologiques.

Pour atteindre cet objectif, deux démarches s'offraient à nous.

La première consistait à analyser les chroniques des différents cumuls ou des valeurs extrêmes indépendamment les unes des autres. Cette façon de faire présentait au moins quatre inconvénients :

- elle était très lourde à mettre en œuvre ;
- les résultats risquaient d'être difficilement synthétisables ;
- les analyses des cumuls sur les courts pas de temps risquaient d'être biaisés, compte tenu des imprécisions de la mesure journalière ;
- on risquait d'aboutir à des résultats incohérents entre eux.

La seconde consistait à se fixer un modèle pour décrire les processus stochastiques qui, en se combinant, sont à l'origine de la pluviométrie : celui régissant l'occurrence d'une averse et celui régissant sa hauteur. C'est cette démarche que nous avons adoptée. Nous allons présenter le modèle choisi, celui de la loi des fuites, les validations que nous avons faites, et son application à la description des régimes pluviométriques du Bénin.

LA LOI DES FUITES

Si on suppose que les deux processus évoqués plus hauts sont indépendants et sans persistance et si on se place sur une période suffisamment courte pour qu'ils puissent être considérés comme stationnaires, les distributions des durées inter-averses et de hauteurs d'averses suffisent à la description des régimes puisque alors on peut en déduire celles du nombre d'averses, des cumuls, et des valeurs extrêmes.

En effet, si :

- f la fonction de densité de H, hauteur d'une averse ;
- g la fonction de densité de t_d , durée entre deux averses successives ;
- d la probabilité de n, nombre d'averses ;
- z_p la fonction de densité de C, cumul sur la période de durée p ;
- m_p la fonction de densité de M_x , valeur extrême de H au cours de la période p ;

on a alors :

$$d = \int_0^p g^{*v} - \int_0^p g^{*v+1} \quad \text{où } g^{*v} \text{ indique une puissance au sens du produit de convolution}$$

et

$$Z_p = \sum_{i=0}^{\text{inf}} d(i) \cdot f^{*i}$$

et

$$\int_0^{Mx} m_p = \sum_{i=0}^{\text{inf}} d(i) \cdot F^i(Mx) \quad \text{où } F = \int_0^x f$$

Si f et g sont toutes deux des lois exponentielles de paramètres s et τ , d est une loi de Poisson de paramètre p/τ ; z_p une loi des fuites de paramètre de forme et d'échelle, p/τ et s ; m_p une loi de Gumbel, censurée aux valeurs positives, ayant s et $(s \cdot \log p/\tau)$ comme paramètre d'échelle et de position. Dans ces conditions, de l'ajustement de cette loi aux cumuls sur une période, il est facile de déduire les distributions descriptives du régime pour toute période incluse dans celle de référence.

C'est cette méthodologie appliquée aux totaux mensuels, que nous avons suivie pour décrire les régimes pluviométriques du Bénin.

Nous ne présenterons pas ici les développements mathématiques liés à la Loi des fuites et aux méthodes d'ajustements de ses paramètres. Ils ont été plusieurs fois exposés notamment par BABUSIAUX (1969) et RIBSTEIN (1983).

LES VALIDATIONS DU MODÈLE

N'ayant pas à notre disposition de données pluviographiques, il n'était pas possible de vérifier la justesse des hypothèses concernant les deux distributions initiales, celle des hauteurs d'averses et celle des durées inter-averses. La validation du modèle s'est donc faite de façon indirecte en examinant la qualité des ajustements sur les totaux mensuels, et sur certains postes, l'adéquation des distributions pentadaires et décadaires réellement observées et déduites des lois mensuelles ajustées.

Sur l'ensemble du Bénin et pour tous les mois, c'est parmi les diverses lois classiquement employées en hydrologie, la loi des fuites qui s'ajuste le mieux et très bien aux distributions des totaux mensuels. On trouvera sur la figure 2 quelques exemples choisis au hasard.

Aux postes que nous avons testés, les lois des fuites mensuelles permettent une reconstitution très satisfaisante de celles des totaux pentadaires et décadaires. Des résultats analogues ont été obtenus par SEGUI (1988) au Togo et par RADJI (1991) au Niger.

Nous n'avons pas pu vérifier sur les données du Bénin s'il était réellement possible d'estimer la distribution des valeurs extrêmes à partir des lois des fuites ajustées aux cumuls mensuels. RADJI (1991) a pu le faire à partir des données de Niamey (Niger), les résultats obtenus sont satisfaisants.

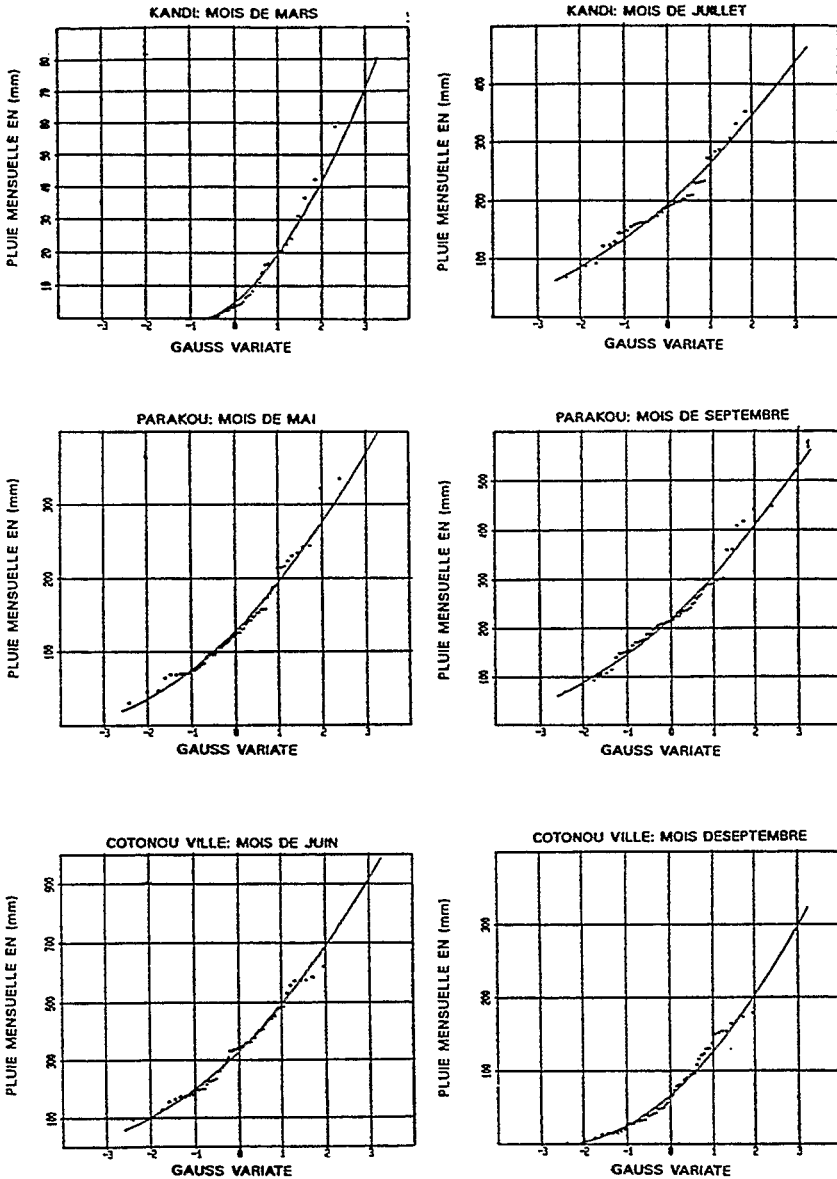


Figure 2

Exemples d'ajustements de la loi des fuites aux totaux pluviométriques mensuels.

SON APPLICATION À LA DESCRIPTION DES RÉGIMES PLUVIOMÉTRIQUES BÉNINOIS

À chaque poste du réseau, nous avons donc ajusté la loi des fuites aux distributions des totaux mensuels et avons établi les cartes des paramètres. Ces 24 cartes permettent en tout point du pays d'estimer les distributions des hauteurs et des nombres d'averses, des cumuls journaliers à mensuels et des averses extrêmes. Elles constituent donc une description à la fois synthétique et détaillée des régimes pluviométriques.

On trouvera sur la figure 3, quelques exemples de ces cartes. Il s'agit de celles du paramètre d'échelle des mois de mai à octobre. On remarquera l'effet de la pénétration du flux de mousson sur la valeur des hauteurs d'averse. Au mois de mai le champ spatial n'est pas très structuré et les hauteurs moyennes sont voisines de 10 millimètres sur l'ensemble du pays sauf sur la bande côtière où elles sont légèrement plus élevées. Au mois de juin, en revanche, la montée de la ZITC s'accompagne d'une augmentation des hauteurs avec un gradient nord-sud-nord très prononcé sur la bande côtière. En juillet cette évolution atteint son paroxysme et décroît ensuite. En octobre le champ des hauteurs est semblable à celui du mois de mai bien que les valeurs soient partout plus fortes.

Sur la figure 4 sont représentées les évolutions des deux paramètres à diverses stations réparties sur un axe nord-sud. On notera que l'extension du phénomène de *petite saison sèche* est plus importante que ce qui est généralement admis. Il est en effet encore perceptible à Kandi à plus de 11° N alors que le seul examen des profils mensuels des pluies conduirait à placer vers 8° 30' N la limite nord des régimes à deux saisons sèches.

CONCLUSION

Le modèle de la loi des fuites appliqué aux pluies mensuelles du Bénin nous a permis d'atteindre l'objectif que nous nous étions fixé à savoir donner une description efficace et synthétique des régimes pluviométriques du pays. Cependant nous nous garderions bien de considérer ce modèle comme universel. Il résulte en effet d'une représentation trop schématique des processus pluvieux. Les averses surviennent au cours d'événements météorologique de durée et d'extension spatiale beaucoup plus grande. En toute rigueur, il faudrait préciser les distributions des durées inter-événements et des durées inter-averses. Les bons résultats obtenus au Bénin par l'utilisation de la loi des fuites pourraient provenir du fait que dans cette région d'Afrique, en un point est associé à un événement un nombre très restreint d'averses (proche de 1).

Par ailleurs il suppose que les distributions initiales sont stationnaires dans le temps. Or les fluctuations climatiques de ces dernières années montrent à l'évidence que cela est faux. Dans une autre communication, Elguero et Le Barbé proposent un modèle qui permet de s'affranchir de cette hypothèse.

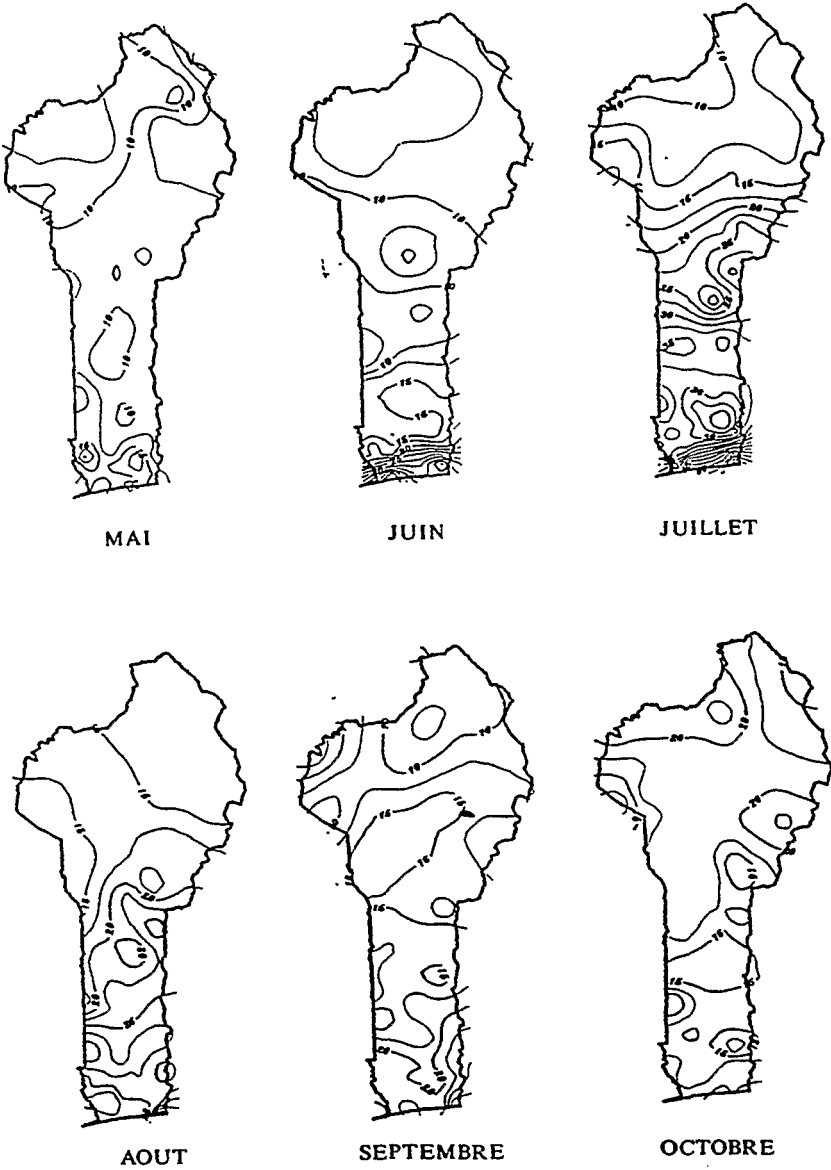


Figure 3
Cartes mensuelles des hauteurs moyennes d'averses (mm)

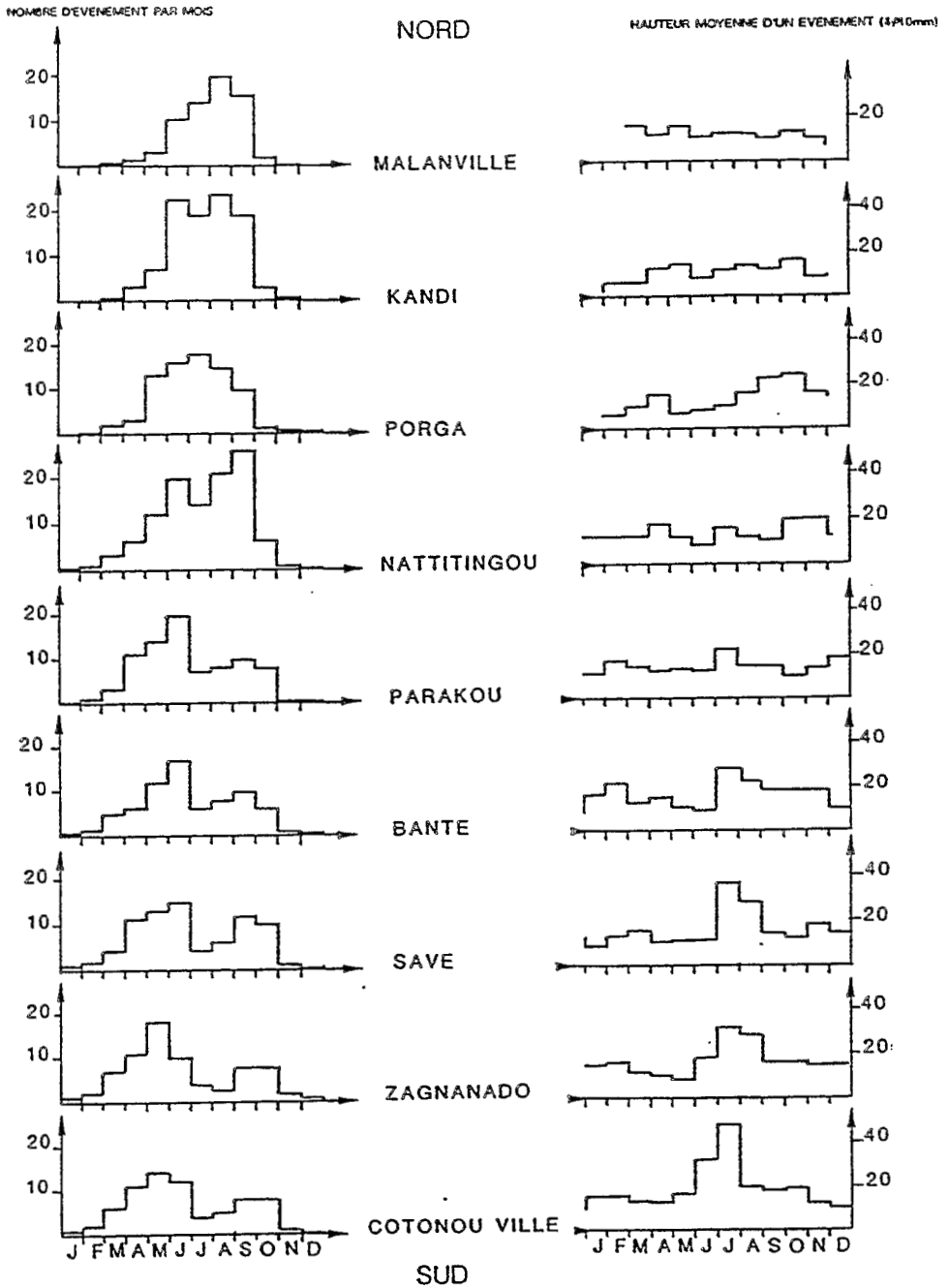


Figure 4

Évolution mensuelle des paramètres de la loi des fuites ajustés aux pluies mensuelles de certaines stations au Bénin

BIBLIOGRAPHIE

- BABUSIAUX C., 1969. Étude statistique de la loi des fuites. Thèse 3^e cycle. Faculté des sciences de Paris. .
- LE BARBÉ L., ALÉ G., MILLET B., TEXIER H., BOREL Y., GUALDE R., 1993. Les ressources en eaux superficielles de la république du Bénin. Monographie hydrologique de l'Orstom.
- RADJI G., 1991. Études des régions pluviométriques du Niger. Mémoire de fin d'études d'ingénieur. Niamey.
- RIBSTEIN P., 1983. Loi des fuites. *Cahiers Orstom*. Série hydrologie. Volume XX, n^o2.
- SEGUIS L., 1988. La pluviométrie au Togo agronomique. Orstom Lomé.

UTILISATION DE LA MÉTHODE DU VECTEUR RÉGIONAL POUR LA DESCRIPTION DES VARIATIONS PLUVIOMÉTRIQUES INTERANNUELLES EN AFRIQUE DE L'OUEST ET CENTRALE

G. MAHÉ¹, Y. L'HÔTE¹

RÉSUMÉ

On utilise la Méthode du Vecteur Régional (M.V.R.) pour optimiser les données pluviométriques annuelles de près de 1 000 postes d'Afrique de l'Ouest et Centrale de 1951 à 1989, et pour reconstituer les données manquantes avec un maximum de vraisemblance. La reconstitution est effectuée à travers 39 unités climatiques dont les vecteurs décrivent les fluctuations climatiques. Les déficits des dernières années ne se limitent pas à la bande sahélo-soudanienne mais concernent également intensément toute l'Afrique de l'Ouest à l'ouest du massif de l'Atakora, et plus particulièrement les monts de Guinée et l'extrême ouest de l'Afrique de l'Ouest. L'irrégularité interannuelle s'atténue très fortement, voire totalement, vers l'équateur. Les déficits sont moins prononcés dans les régions sous le vent des massifs, même en zone très déficitaire. Enfin, les déficits sont de moins en moins forts depuis l'Atlantique vers le Tchad dans la bande soudano-sahélienne.

Mots-clefs : Afrique - Pluie - Reconstitution - Méthode du Vecteur Régional - Fluctuations Climatiques.

¹Orstom, 911 avenue Agropolis, 34032 Montpellier cedex

INTRODUCTION

Nous avons été amenés à utiliser la Méthode du Vecteur Régional (M.V.R.) à des fins d'homogénéisation mais également de reconstitution de données pluviométriques annuelles. Notre but étant d'établir des bilans hydrologiques régionaux ou par bassins versants en Afrique de l'Ouest et Centrale, nous traitons les données d'environ 1 000 postes sur une surface de près de 10 millions de km² s'étendant du Sénégal au Zaïre et à l'Angola, sur la période 1951-1989. L'homogénéisation de ces données est une étape majeure dans l'établissement des bilans hydrologiques. Elle doit permettre d'utiliser à poids égal des séries de données de longueur et de qualité très variables, sans distribution régulière. M.V.R. présente plusieurs avantages pour notre cas : c'est une méthode entièrement automatique, elle optimise l'information existante, et surtout elle permet la reconstitution de valeurs manquantes.

COLLECTE DES DONNÉES ET SÉLECTION DES STATIONS

Les données proviennent de 22 États depuis le Sénégal jusqu'à l'Angola (figure 2). Toute l'information journalière des postes répertoriés par l'Orstom est utilisée. Ces informations concernent les pays suivants : Sénégal, Gambie, Mali, Côte d'Ivoire, Burkina Faso, Togo, Bénin, Niger, Cameroun, Centrafrique, Congo, Gabon, Tchad. Pour le Zaïre, l'Angola, le Nigéria, le Ghana, le Liberia, la Sierra-Leone et la Guinée Bissau, on utilise, dans la mesure du possible, les informations mensuelles. Il n'y a que pour le Rio Muni (ex -Guinée Équatoriale) que nous n'avons pu obtenir que des données annuelles. Le choix initial était de couvrir le réseau d'une station par degré carré (10 000 km²), ce qui revient à n'utiliser presque que des stations synoptiques. Dans les grandes plaines d'Afrique de l'Ouest ce maillage pourrait être suffisant pour notre étude, mais dans les régions plus accidentées, il est insuffisant. Pour cette raison, nous avons utilisé tous les postes disponibles dans les régions de reliefs, même faibles, ainsi que tous les postes côtiers, et nous avons souvent doublé les stations dans les plaines, également. Dans les régions de faible densité de réseau (Zaïre et Angola), nous avons été obligés d'utiliser tous les postes existants sous peine de perdre toute information.

Les données fournies par l'Orstom ont été en partie contrôlées pendant leur traitement d'archivage. En ce qui concerne celles des autres sources, elles ont été contrôlées manuellement. Les stations douteuses ont été systématiquement ôtées. Sur la figure 3 sont reportées les informations sur la qualité des données pluviométriques par pays avant reconstitution. Nous avons au total 937 stations (figure 4) soit une densité de 1 station pour 10 000 km² environ sur la surface

des pays étudiés (9 700 000 km², si l'on ôte les parties désertiques). Cette densité passe à 1 station pour 7 200 km² sur la surface totale moins l'Angola et le Zaïre (6 130 000 km², 856 stations). Avec 81 stations pour couvrir 3 600 000 km², la densité est 1 station pour 4 400 km² sur les surfaces réunies de l'Angola et du Zaïre.

LA MÉTHODE DU VECTEUR RÉGIONAL

Pour l'extension des séries de données annuelles, nous avons utilisé la Méthode du Vecteur Régional (M.V.R.) décrite par HIEZ (1977) et le logiciel du même nom développé par l'Orstom : M . V . R . 1.5 (COCHONNEAU *et al.*, 1991), ainsi qu'une notice complémentaire rédigée par L'HÔTE (1990) qui en a facilité l'utilisation.

Cette méthode repose sur deux principes fondamentaux :

- les séries interannuelles de totaux pluviométriques de postes voisins, situés dans une même unité climatique, sont pseudo-proportionnelles entre elles ; ceci signifie que les variations de la pluviosité entre tous les postes de l'unité sont concomitantes ;
- l'information la plus probable est celle qui se répète le plus fréquemment, ce qui signifie que la pluviosité d'une année donnée sera celle indiquée par le plus grand nombre de postes.

Le processus de calcul utilisé, basé sur le principe du maximum de vraisemblance, est conçu de manière à ce que toute l'information contenue dans chacune des séries composant la matrice régionale, contribue à l'élaboration d'une série de référence « la plus probable », appelée vecteur régional. Dans ces calculs, les valeurs moyennes utilisées sont les modes. Chaque poste est ensuite comparé à ce vecteur par l'intermédiaire d'un procédé graphique de double cumul. Pour chaque année, l'écart entre la valeur calculée par rapport au vecteur et la valeur observée permet d'identifier si l'année est en concordance avec la valeur régionale. Un autre test de pseudo-proportionnalité permet de situer chaque station d'une unité par rapport au vecteur, non plus sur une année, mais sur toute la série. Enfin, la dernière version de M.V.R. (1.5) permet de reconstituer une série de données calculées par rapport au vecteur, sur toutes les stations d'une unité, pour tout l'intervalle de temps considéré, si au moins trois stations dans l'unité présentent des séries complètes sur l'intervalle de temps.



Figures 1 et 2

Les 39 unités géomorpho-climatiques utilisées pour l'homogénéisation des pluies par la Méthode du Vecteur Régional (M. V. R.) (figure 2), restituées par rapport aux frontières politiques (figure 1)

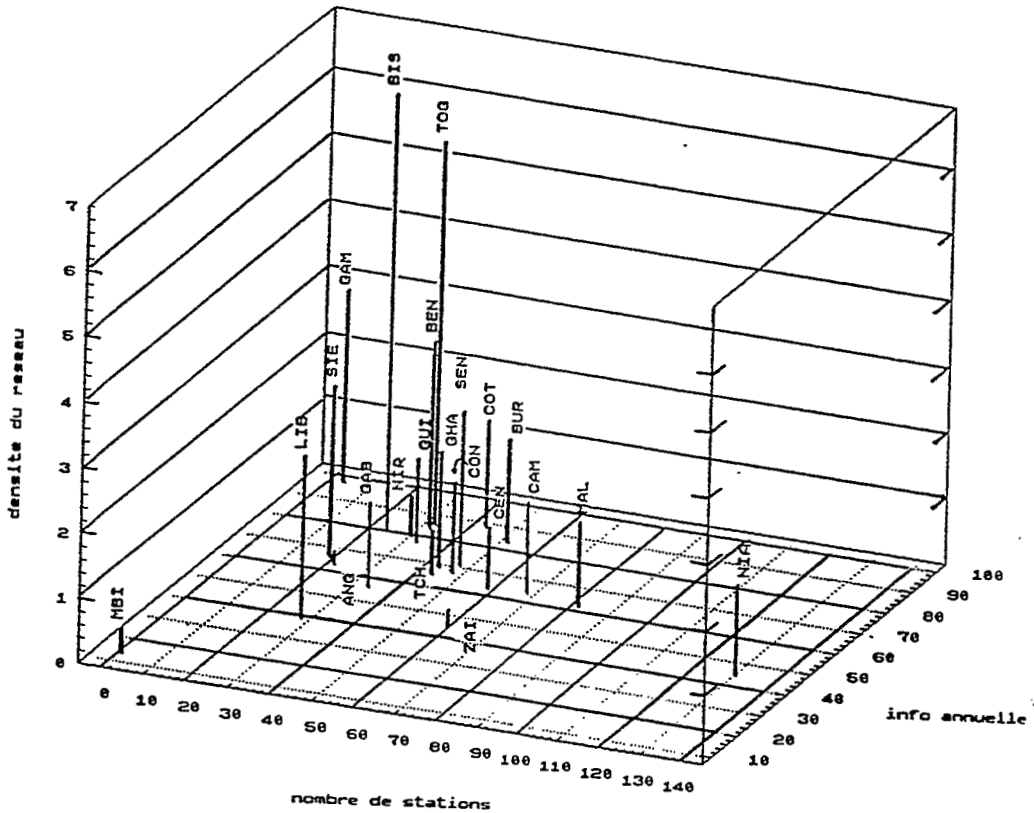


Figure 3

Qualité de l'information pluviométrique aux 937 postes d'observation, par État. En abscisse figure le nombre de stations, l'axe Z représente la densité du réseau, soit le nombre de stations pour 10 000 km², enfin en ordonnée se trouve le pourcentage d'information annuelle moyenne disponible sur la période 1951-1989 (nombre d'années moyen sur 39 totales)

N. B. : Niger = NIR, Nigéria = NIA.

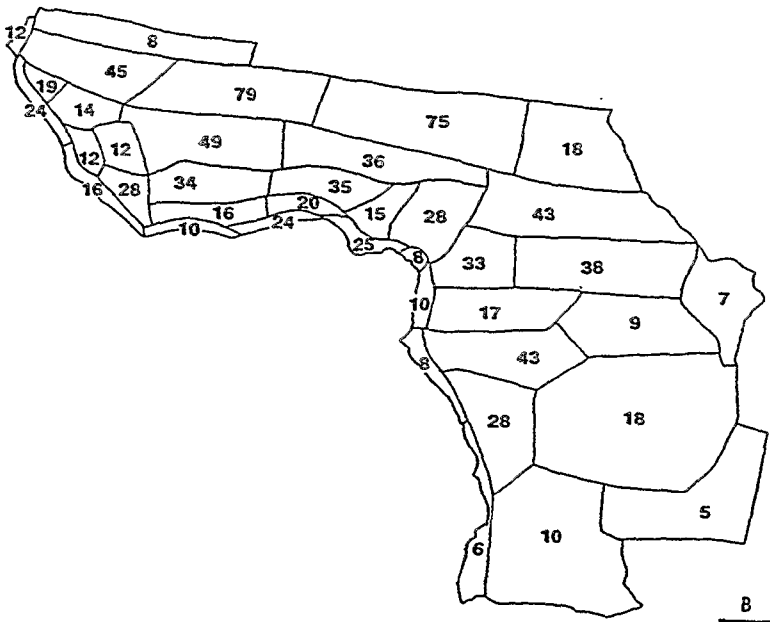
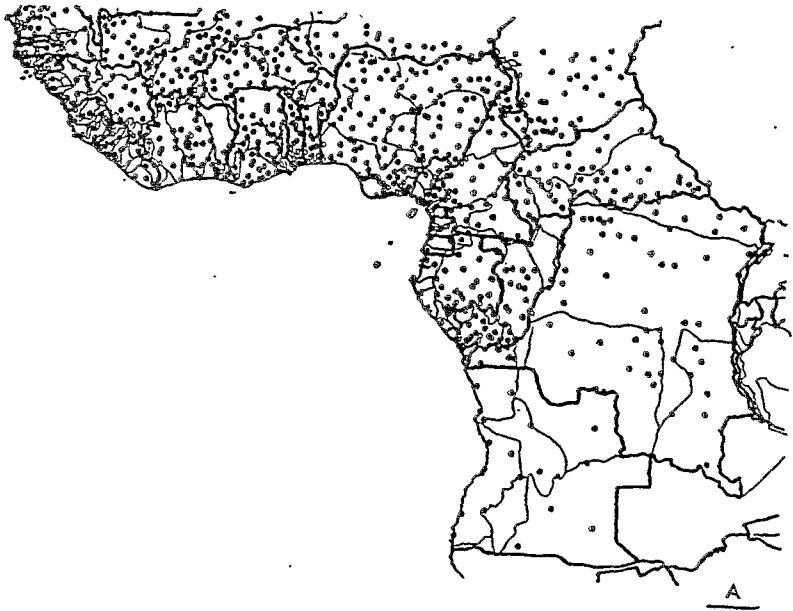


Figure 4
 Situation des 937 postes pluviométriques en Afrique de l'Ouest et Centrale (A) et
 nombre de postes par unité climatique (B)

TRAITEMENT DES DONNÉES PAR LE VECTEUR

DÉFINITION DES UNITÉS CLIMATIQUES (OU RÉGIONS)

Pour une bonne utilisation de M.V.R., il est nécessaire de délimiter des zones morpho-climatiques homogènes afin d'améliorer la qualité de la reconstitution des années manquantes ; ces unités climatiques contenant des stations dont les variations interannuelles sont proches. La qualité de la reconstitution des pluies annuelles manquantes dépend donc essentiellement de la qualité des données existantes bien sûr, mais en grande partie également de la significativité climatique des unités géographiques à l'intérieur desquelles on va procéder à l'homogénéisation entre les stations.

Pour tracer les grandes lignes des contours des unités, nous nous sommes appuyés tout d'abord sur des réalisations similaires de DUBREUIL *et al.* (1972) et de JANICOT (1985 et 1990) sur l'Afrique de l'Ouest, et de NICHOLSON *et al.* (1988) pour l'Afrique de l'Ouest et Centrale. Ces grandes lignes tracées, nous avons consulté les découpages par États ou par bassins versants réalisés par les chercheurs de l'Orstom pour des ouvrages de synthèses monographiques et autres.

Nous avons en premier lieu discriminé les régions côtières des autres régions (figure 1, 4A et 4B). La variabilité interannuelle particulière due à la proximité de l'océan ne dépasse guère quelques dizaines de kilomètres vers l'intérieur, même dans les régions les plus exposées au flux de mousson (cf. par exemple LE BARBÉ, Monographie du Bénin). Cette individualisation des régions côtières ne se retrouve pas dans les études précédentes de même échelle, en particulier dans celles de NICHOLSON. Elle est pourtant le gage d'une meilleure homogénéisation des pluies dans les régions concernées.

Pour que l'homogénéisation soit opérationnelle, il faut que plusieurs stations dans l'unité présentent des séries complètes sur la période (au moins 3 stations). Pour cette raison, on est amené à créer des unités assez grandes, surtout dans les zones de faible couverture, au Zaïre et en Angola en particulier. Sur les régions sahélo-soudaniennes, la répartition latitudinale des précipitations implique un découpage zonal des unités. La limite entre les zones Tchad et Sahel est fixée près du lac Tchad, région préférentielle de naissance de lignes de grains. La région Niger couvre l'intérieur de la boucle du Niger, entre Niamey et Bamako, autre lieu prépondérant de naissance des lignes de grains et axe de pénétration maximum du flux de mousson. La région occidentale, Sénégal, est sous influence océanique plus forte.

Pour les régions montagneuses de Guinée, nous avons assez de données pour effectuer un découpage assez fin entre des régions au vent (Sierra-Leone et Liberia) et une région sous le vent (Eguin). La région Nguin correspond au

Fouta-Djalou. Au sud de 10° N en Afrique de l'Ouest, on utilise également une décomposition zonale des unités, dans lesquelles l'influence marine décroît vers le nord. La région Adamaoua regroupe les stations au vent sur les massifs camerounais, mais la région du mont Cameroun a été individualisée du fait des totaux exceptionnellement élevés de pluie qui sont enregistrés à son pied. À l'est et au sud des monts du Cameroun, le découpage reste zonal suivant le type de régime équatorial : équatorial pur dans la région Batéké, et de transition au nord et au sud.

L'influence atlantique est prépondérante jusqu'à la région Brazza. Dans les régions Nezaïre, Czaïre, Lomani, Katanga et Angola, l'influence indienne ou d'Afrique australe nécessite une séparation d'unités. Dans la région Angola, un plus grand nombre de stations aurait autorisé un découpage plus significatif en trois sous-unités centre, sud et sud-est.

APPLICATION DU VECTEUR

TEST DE PSEUDO-PROPORTIONNALITÉ

Les tests de pseudo-proportionnalité mettent en évidence la très grande cohérence des variations interannuelles entre les stations des unités, puisque très peu de stations sortent des limites empiriques de validité de ce test (limite fixée à 0,20 au maximum pour une station pseudo-proportionnelle au vecteur régional : tableau 1). La version de M.V.R. que nous avons utilisée contenait quelques problèmes, qui ont été résolus depuis, en particulier la limitation du test de pseudo-proportionnalité aux unités de moins de 25 stations. Le test n'a pu donc être réalisé que sur 24 des 39 unités ; les 15 autres unités correspondent le plus souvent à des entités climatiques très cohérentes (Niger, Sahel, Centrafrique, Oubangui, Sanaga, Batéké, Brazza, Bobo, Jos, Crcighan, Ctobeni, Cotniga), sauf les trois dernières zones, Cotgako, Liberia et Adamaoua, respectivement côtières et montagneuses, où il est plus probable que plusieurs stations soient au-dessus de 0,20.

Pour les 24 régions présentées, 28 stations sur 320 sont hors hypothèse, soit 8,7 %. Le même pourcentage appliqué aux 617 stations restantes donne le nombre de 53 stations hors hypothèse. Mais il est probable que ce nombre soit plus faible dans ces unités. Compte tenu du caractère satisfaisant de ces tests en général, du faible nombre de stations hors hypothèse par rapport au nombre de stations des unités et du fait que nous allons utiliser une valeur moyenne annuelle par unité, nous n'avons ôté les stations hors hypothèse et recalculé le vecteur que dans quelques cas de stations très douteuses. Ce serait plus nécessaire dans les unités les moins représentatives, Angola et Cotang en particulier, mais il n'y a pas assez de stations.

Tableau 1
Valeur du test de pseudo-proportionalité de M. V. R. 1.5 entre les stations pluviométriques des unités climatiques

Unité	Nbre Stations	Indice Global	Nbre stations au-dessus de 0.20	Remarques
Casa	19	0.10	0	
Cotneq	10	0.09	0	
Eguin	12	0.12	0	
Sierra	13	0.10	0	
Srcighan	16	0.14	0	
Stogben	20	0.13	0	
Nguin	14	0.12	0	
Nezaire	7	0.13	0	
Sangha	17	0.11	0	
Czaire	9	0.12	0	
Lomani	18	0.14	0	
Katanga	5	0.10	0	
Tchad	18	0.15	1	1 station à 0.23
Csniga	15	0.14	1	1 station à 0.24
Cotcotiv	10	0.15	1	1 station à 0.25
Cotmontg	17	0.12	2	2 stations à 0.21
Cotnosen	12	0.19	2	Une seule station au-dessus de 0.20, à 0.22
Cotgako	24	0.13	2	Stations à 0.22 et 0.24
Cotgatbe	24	0.16	2	Stations à 0.21 et 0.23
Montcam	8	0.13	2	Grandes différences de totaux entre stations
Cotang	6	0.38	2	Pas assez de stations pour former deux zones
Angola	10	0.16	3	Pas assez de stations pour former 3 unités
Cotgasco	8	0.22	3	2 stations à 0.22, une autre aberrante corrigée par la suite
Sénémal	8	0.22	7	Stations trop éloignées ; nécessitent 2 unités

BILAN DE LA RECONSTITUTION DES DONNÉES

Les caractéristiques chiffrées des reconstitutions sont présentées par États (tableau 2) et par unités climatiques (tableau 3).

Tableau 2
Densités de stations par État, observées et après reconstitution

ÉTATS	Nbre stations	Surface km ²	Densité stations km ²	% info annuelle initiale	% info annuelle finale
SÉNÉGAL	48	197 000	4 100	70	100
GAMBIE	3	10 347	3 400	98	100
GUINÉE	33	250 000	7 600	77	100
BISSAU	24	36 125	1 500	80	100
SIER. LEONE	19	72 323	3 800	66	96
LIBERIA	27	111 370	4 100	41	98
CÔTE IVOIRE	52	322 500	6 200	83	100
GHANA	44	240 000	5 500	68	99
TOGO	33	56 600	1 700	85	99
BÉNIN	33	115 800	3 500	83	99
NIGÉRIA	131	924 000	7 100	44	96
CAMEROUN	68	474 000	7 000	64	92
MBINI	1	28 100	28 100	13	90
GABON	34	267 000	7 900	56	99
CONGO	48	342 000	7 100	67	100
ZAÏRE	60	2 345 000	39 100	45	84
ANGOLA	21	1 246 700	59 000	64	88
CENTRAFRIQ.	59	617 000	10 500	63	97
TCHAD	44	650 000	14 800	65	95
NIGER	30	500 000	16 700	80	100
MALI	82	650 000	7 900	62	100
BURKINA FAS.	43	274 122	6 400	89	100
Total/moyenne	937	9 730 000	10 400	66.6	96.9

Les informations pour les années récentes ne nous sont pas parvenues complètement pour certains États, ce qui explique que le pourcentage d'information annuelle finale soit inférieur à 100 pour le Cameroun, le Tchad et le Centrafrique. Les plus faibles pourcentages d'information annuelle moyenne finale sont enregistrés au Zaïre et en Angola. Ceci est dû à plusieurs raisons : la faible quantité de données initiales, la mauvaise qualité de certaines stations n'autorisant pas leur utilisation mais également la grande surface de ces pays, sans pays frontaliers aux données mieux connues à l'est et au sud.

ANALYSE DES VARIATIONS CLIMATIQUES

ÉTUDE DES VARIATIONS DES VECTEURS SUIVANT DES TRANSECTS

L'examen des variations spatio-temporelles des vecteurs régionaux est effectuée le long de transects méridiens et zonaux repérés sur la figure 5. Comme le suggèrent HIEZ *et al.* (1986), on utilise directement les valeurs des vecteurs pour décrire les variations climatiques, puisque, « *par nature, le vecteur est le support de l'information la plus probable* ». Les valeurs de pluies régionales moyennes et des comparaisons entre données centrées et réduites se trouvent dans MAHÉ (1992). Les tendances interannuelles sont très proches entre les deux séries de données, vecteurs et pluies moyennes.

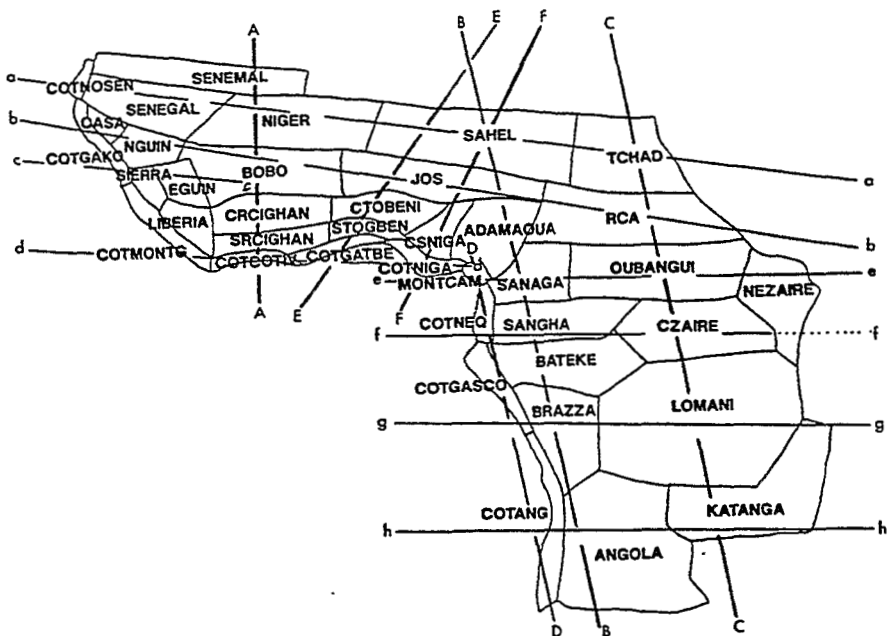


Figure 5

Tracés des transects nord-sud et est-ouest des vecteurs par rapport aux unités climatiques de 1951 à 1989

Tableau 3

Nombre d'années stations par unités climatiques, observées et finales
(Après reconstitution ; le maximum théorique étant 36 543 années stations)

UNITÉS CLIMATIQUES	NBRE STATIONS	ANNÉES STATIONS	
		OBSERVÉ / FINAL	MOYEN
ADAMAOUA	28	547 / 983	35.1
ANGOLA	10	231 / 333	33.1
BATÉKÉ	43	924 / 1677	39
BOBO	49	1567 / 1 911	39
BRAZZA	28	678 / 1 092	39
CASA	19	524 / 741	39
COTANG	6	158 / 195	32.4
COTCOTIV	10	299 / 390	39
COTGAKO	24	738 / 936	39
COTGASCO	8	201 / 312	39
COTGATBÉ	24	656 / 914	38.2
COTMONTG	16	328 / 578	36.3
COTNEQ	10	235 / 358	35.9
COTNIGA	25	393 / 881	35.1
COTNOSEN	12	332 / 468	39
CRCIGHAN	34	998 / 1 326	39
CSNIGA	15	298 / 531	35.5
CTOBEN	35	902 / 1 365	39
CZAÏRE	9	211 / 284	31.6
EGUIN	12	362 / 384	39
JOS	36	883 / 1 404	39
KATANGA	5	67 / 71	14
LIBERIA	28	549 / 1 092	39
LOMANI	18	345 / 583	32.4
MONTCAM	8	166 / 230	28.9
NÉZAÏRE	7	153 / 225	32
NGUIN	14	400 / 546	38.6
NIGER	79	2 235 / 3 081	39
OUBANGUI	38	885 / 1 444	37.1
CENTRAFRIQUE	43	1 087 / 1 636	38.2
SAHEL	75	1 632 / 2 925	39
SANAGA	33	866 / 1 223	37.1
SANGHAÏ	17	412 / 663	39
SÉNÉGAL	45	1 103 / 1 755	39
SÉNÉMAL	8	262 / 312	39
SIERRA	12	359 / 458	38.2
SRCIGHAN	16	513 / 624	39
STOGBEN	20	641 / 761	38.2
TCHAD	18	431 / 635	35.1
TOTAL	937	23 571 / 35 411	37.8

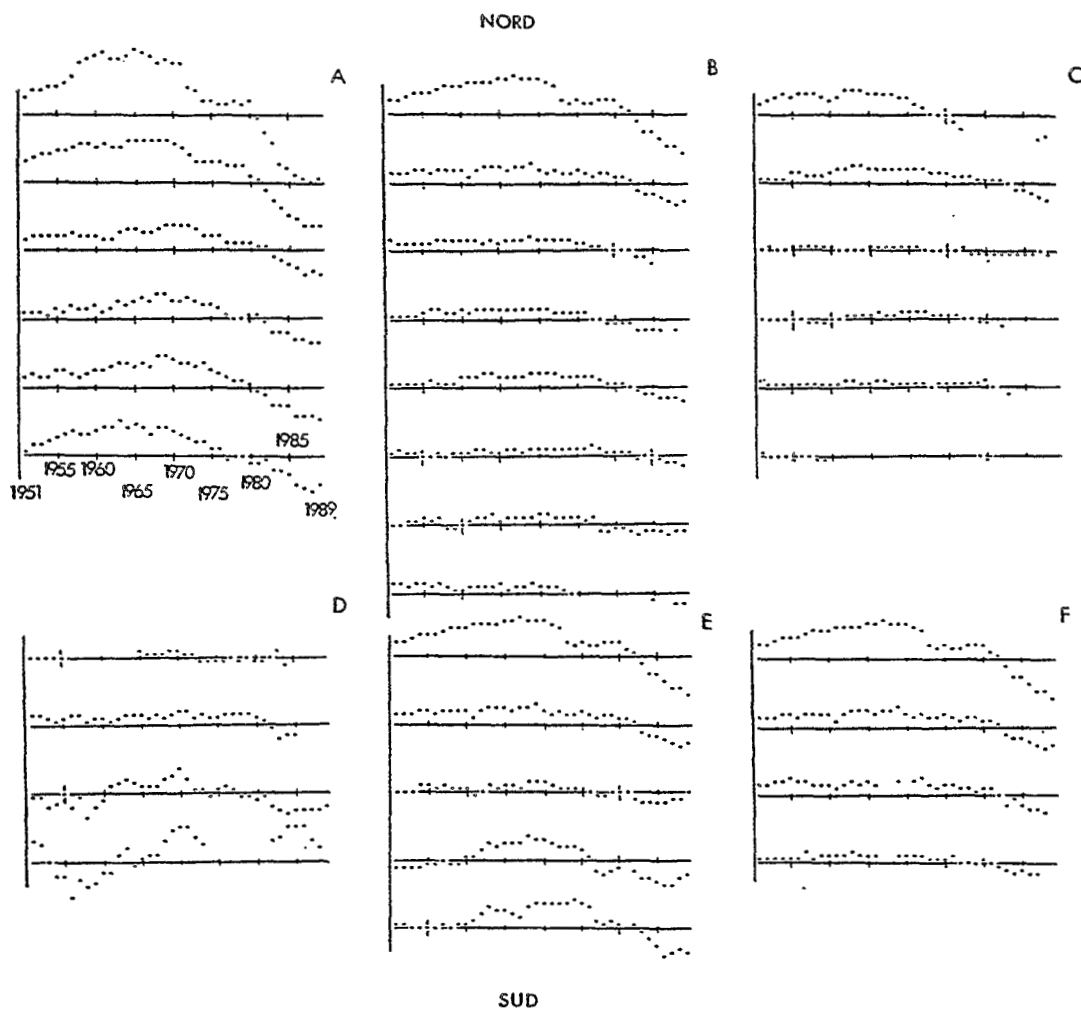
COUPES NORD-SUD (FIGURE 6)

Les variations interannuelles du vecteur sont de plus grande amplitude en Afrique de l'Ouest qu'en Afrique Centrale (coupes A, B, C). Elles augmentent de l'équateur vers le nord, hormis dans certaines régions montagneuses (Adamaoua par exemple, coupe B) ou sous le vent des massifs (Crcighan, coupe A, à l'est des monts de Guinée, correspondant au « V Baoulé »). On remarque aussi sur la coupe A que l'amplitude des variations est plus forte sur le littoral ivoirien que dans le centre du pays, malgré des totaux pluviométriques plus élevés. C'est dans la région Montcam que l'on observe les variations les plus faibles, identiques à celles des régions du centre du Zaïre (Lomani et Czaïre). La coupe D fait apparaître une augmentation de l'amplitude de variation le long de la côte depuis la région Montcam vers le littoral angolais, alors que dès les premières régions intérieures du Cameroun à l'Angola (coupe B) l'amplitude devient très faible.

Enfin, du Sahel au littoral nord du golfe de Guinée, on observe deux évolutions un peu différentes selon que l'on passe dans l'ouest du Nigéria (coupe E) ou dans l'est (coupe F). Sur la coupe E l'amplitude devient très faible dans la région Ctobeni, puis augmente à nouveau vers le littoral du Ghana-Togo-Bénin (Cotgatbe), alors qu'il continue de diminuer vers le littoral nigérian plus arrosé des environs du delta du Niger (Cotniga). Les stations de la région Ctobeni sont situées principalement à l'est de la chaîne de l'Atakora et au sud du plateau de Jos, situation géographique qui est sans doute à l'origine des variations particulières enregistrées dans cette unité par rapport aux unités environnantes dont Stogben au sud (E) et Csniga à l'est (F).

On voit donc apparaître une organisation du champ de variation des vecteurs en 3 grandes régions : la bande sahélo-soudanienne et l'Afrique de l'Ouest à l'ouest de l'Atakora, où l'amplitude de variation est maximum ; l'est et le sud du Nigéria ainsi que les régions montagneuses et côtières du Cameroun, où les variations sont de très faible amplitude ; et l'Afrique Centrale, à l'est et au sud du Cameroun où les variations sont également très faibles. On peut rapprocher ces observations de celles de HIEZ *et al.* (1986) qui remarquent au Brésil une forte atténuation de l'irrégularité interannuelle des régimes pluviométriques depuis le Nordeste peu arrosé au sud plus arrosé.

On remarquera en conclusion que pour la plus grande partie des unités, le vecteur change de signe de façon plus ou moins prononcée dans le courant des années 1970 ou 1980, hormis, et c'est la seule exception, dans la région Cotang où les valeurs du vecteur sont très élevées durant les années 1980. Plus précisément, dans la bande sahélienne et sur les monts de Guinée, on observe deux décrochements dans les séries : le premier durant la décennie 1970, le second, plus important, durant la décennie 1980. À partir du Nigeria et dans toute l'Afrique Centrale, dès la bande soudanienne (unité Jos, coupe F), le seul décrochement net, quand il y en a un, est celui des années 1980.

**Figure 6***Coupes nord-sud*

- A : Sénégal - Niger - Bobo - Crcighan - Sreighan - Cotcotiv*
B : Sahel - Jos - Adamaoua - Sanaga - Sangha - Batéké - Brazza - Angola
C : Tchad - Centrafrique - Oubangui - Czaïre - Lomani - Katanga
D : Montcam - Cotneq - Cotgasco - Cotang
E : Sahel - Jos - Ctobeni - Stogben - Cotgatbé
F : Sahel - Jos - Csniga - Cotniga

Quand il y a moins de trois observations le vecteur n'est pas calculé

COUPES EST-OUEST (FIGURE 7)

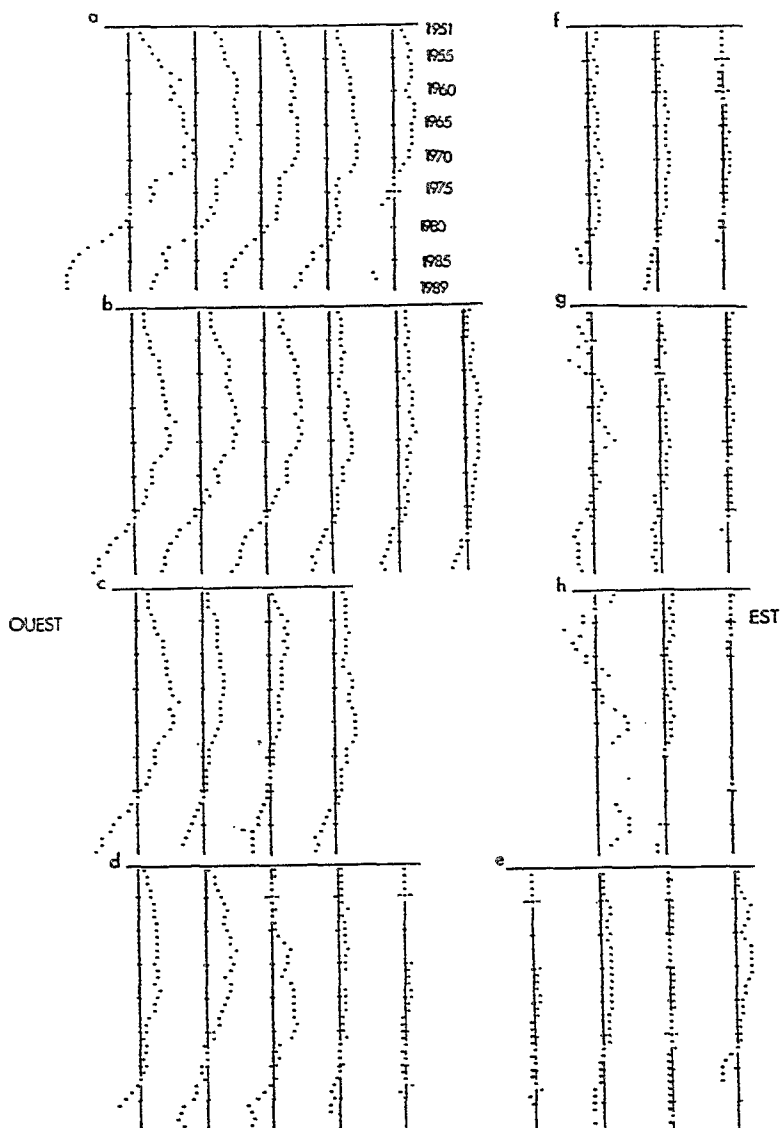
Les coupes est-ouest a à d font apparaître des variations au sein même de bandes zonales de totaux annuels de pluie proches (coupes a et b surtout). Dans la bande soudano-sahélienne, l'irrégularité interannuelle diminue de l'Atlantique vers le Tchad. On observe le même type de variation plus au sud depuis les côtes de la Guinée jusqu'en Centrafrique. La même organisation se retrouve également le long de la côte nord du golfe de Guinée, depuis les monts de Guinée jusqu'au mont Cameroun, avec moins d'amplitude. Le long de la coupe e, qui prolonge la coupe d en Afrique Centrale, les variations sont très faibles et ne reprennent de l'amplitude que dans la région du nord-est du Zaïre (Nezaïre).

Sur la coupe c, on met en évidence un effet de montagne qui contribue à diminuer l'irrégularité des régions sous le vent (Eguin), alors qu'à latitude égale, la région Bobo plus orientale, connaît une irrégularité plus forte. On note également que l'amplitude diminue dès les massifs (Sierra). On peut citer en corollaire, les observations de GUILLOT *et al.* (1988) qui remarquent que la convection dans la région des monts de Guinée est plus importante sur le littoral que sur les massifs, où les pluies diminuent avec l'altitude.

Enfin, les coupes f, g et h mettent en évidence une irrégularité côtière dans les régions équatoriales qui s'estompe dès les premières régions intérieures. Cette irrégularité côtière augmente vers le sud, tandis que les pluies diminuent.

CONCLUSION

La méthode du vecteur régional a été un outil indispensable pour traiter automatiquement et rapidement un très grand nombre de données. Outre l'optimisation de l'information, elle permet de reconstituer des valeurs manquantes. La délimitation des unités climatiques reste une étape subjective qui ne trouve de significativité dans la méthode qu'à travers un test de pseudo-proportionnalité des stations entre elles par rapport au vecteur. Ce test est d'excellente qualité dans près de 95 % des cas dans notre étude, ce qui entérine le choix des limites des unités et en particulier la création de régions strictement côtières. Les variations climatiques décrites par les vecteurs, mettent bien sûr en évidence les changements à long terme dans les régimes pluviométriques, tels ceux des années 1970 et 1980. L'amplitude des variations diminue du nord vers l'équateur, c'est-à-dire, des régions aux pluies les plus faibles et les plus irrégulières vers celles aux pluies les plus fortes et abondantes. La même observation est valable, pour les régions côtières seulement, de l'Angola vers le fond de la baie de Biafra. Mais on note plusieurs résultats plus inattendus. On remarque tout d'abord que les régions très pluvieuses des monts de Guinée

**Figure 7***Coupes est-ouest**a : Cotonnosen - Sénégal - Niger - Sahel - Tchad**b : Cotgako - Casa - Nguin - Bobo - Jos - Centrafrique**c : Cotgako - Sierra - Eguin - Bobo**d : Cotmontg - Cotcotiv - Cotgatbé - Cotniga - Montcam**e : Montcam - Sanaga - Oubangui - Nezaïre**f : Coteq - Sangha - Czaïre**g : Cotgasco - Brazza - Lomani**h : Cotang - Angola - Katanga**Quand il y a moins de trois observations, le vecteur n'est pas calculé*

voient leurs pluies considérablement réduites, alors que les régions très arrosées du fond du golfe de Guinée sont beaucoup moins touchées. La zone de forte réduction des pluies s'étend à l'est jusqu'au Togo-Bénin. On remarque donc que les déficits pluviométriques des dernières années ne sont pas seulement importants au Sahel mais que c'est plus généralement toute l'Afrique de l'Ouest qui est touchée, à l'ouest du Nigéria, quant à lui relativement épargné. On observe ensuite que les déficits les plus importants sont enregistrés dans l'extrême ouest de l'Afrique de l'Ouest, entre Mali, Sénégal et Guinée, et que ceux-ci diminuent très fortement vers le Tchad et le Centrafrique, à latitude égale et à total pluviométrique proche. On note enfin que certaines régions sous le vent des massifs (Eguin, Ctobeni, Sanaga, voire Centrafrique), présentent des amplitudes de variations atténuées par rapport aux régions avoisinantes plus exposées aux vents dominants. Il est important de souligner pour terminer, que les variations sont très faibles à nulles dans les unités équatoriales du sud du Cameroun, du Gabon, du Congo et du centre du Zaïre.

BIBLIOGRAPHIE

- COCHONNEAU G., HIEZ G., et SÉCHET P., 1991 - M.V.R. 1.5. Logiciel pour la critique, l'homogénéisation et la synthèse d'observations pluviométriques. Orstom, Paris, 230 p.
- DUBREUIL P., CHAPERON P., GUISCAFRÉ J., et HERBLAUD J., 1972 - Recueil des données de base des bassins représentatifs et expérimentaux de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer : années 1951-1969. Orstom, Paris, 916 p.
- GUILLOT B., CARN M., et DAGORNE D., 1988 - Remarques à propos de l'effet des facteurs locaux sur l'activité convective en Afrique de l'Ouest et dans l'Atlantique intertropical. *Veille Climatique Satellitaire*, n° 21 : 33-48.
- HIEZ G., 1977 - L'homogénéité des données pluviométriques. *Cah. Orstom, Série Hydrologie*, vol. XIV, n° 2 : 129-172.
- HIEZ G., RANCAN L., COSTA BARROS M., et PEDROLLO O., 1986 - Le vecteur régional et les fluctuations climatiques, *In Climat et développement, Séminaire Orstom, 15-16 octobre 1985, Paris, Éditions Orstom, Collection Colloques et Séminaires* : 113-122.

- JANICOT S., 1990 - *Variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest et circulations quasi-stationnaires durant une phase de transition climatique*. 1ère partie - Synthèse. Thèse de doctorat, Univ. Paris 6, 178 p. + annexes.
- L'HÔTE Y., 1990 - *Notice complémentaire d'utilisation du logiciel M.V.R.*. Orstom, Laboratoire d'Hydrologie, 17 p.
- LE BARBÉ L., 1994 - *Monographie Hydrologique du Bénin*. Orstom.
- MAHÉ G., 1992 - *Les écoulements fluviaux sur la façade atlantique de l'Afrique. Étude des éléments du bilan hydrique et variabilité interannuelle, analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes*. Thèse, Université Paris-Sud-Orsay/Orstom, 385 p + 151 p annexes.
- NICHOLSON S.E., KIM J., and HOOPINGARNER J., 1988 - *Atlas of african rainfall and its interannual variability*. Department of Meteorology, Florida State University, Tallahassee, Florida, USA, 237 p.

UNE APPROCHE PROBABILISTE DU VECTEUR RÉGIONAL

E. ELGUERO¹, L. LE BARBÉ², D. TAPSOBA

RÉSUMÉ

Cet article présente une approche statistique du problème de la définition d'indices temporels à portée régionale, analogues à ceux proposés par BRUNET-MORET ET HIEZ.

Nous supposons qu'il est possible de définir des régions où les cumuls mensuels résultent de la combinaison de deux variables, le nombre d'averses, stationnaire dans le temps mais pas dans l'espace d'une part, et la hauteur des averses, stationnaire dans l'espace mais pas obligatoirement dans le temps d'autre part. Pour chaque région, les paramètres des distributions de cette dernière variable seront les indices recherchés.

Une méthode d'estimation des paramètres est proposée, basée sur le maximum de vraisemblance.

Enfin, ce modèle est illustré par le traitement de données mensuelles du Burkina-Faso.

¹ Ingénieur de recherche Orstom-Montpellier

² Chargé de recherche Orstom-Montpellier

INTRODUCTION

Un cumul (décadaire, mensuel...) est la somme des hauteurs d'eau tombées au cours d'un certain nombre d'averses. L'évolution de ce cumul, dans l'espace et le temps, peut donc être décrite d'une part, par le processus aléatoire (spatio-temporel) des averses, d'autre part, par la distribution des hauteurs d'averse, les deux pouvant d'ailleurs être liés.

En Afrique de l'Ouest, approximativement au Nord du neuvième parallèle, l'essentiel des précipitations survient au cours de lignes de grains, systèmes nuageux de grande extension se déplaçant d'Est en Ouest à une vitesse voisine de 60 km/h. Les averses associées à ces lignes de grains sont dues à l'activité de cellules convectives de tailles très réduites (de l'ordre de 30 km) et de durées de vie très brèves (de l'ordre du quart d'heure). Il en résulte une très grande variabilité spatiale des champs des cumuls pluviométriques. Des travaux récents (NDOYE., 1988) ont montré que sur l'ensemble de la zone balayée par ces lignes de grains, les distributions des caractéristiques des averses (durée et hauteur) variaient très peu du Nord au Sud. Les variations spatiales de la pluviométrie moyenne sont donc essentiellement dues à celles du nombre moyen d'averses.

On décompose ainsi la variation spatio-temporelle en un effet géographique (occurrence des averses) et un effet temporel (hauteur des averses).

LE MODÈLE

Dans la suite, pour fixer les idées, on parlera de données mensuelles, et pour s'affranchir de l'effet saisonnier, on étudiera séparément les mois de juillet, les mois d'août, etc.

On suppose que la succession des averses en un lieu peut être décrite par un processus de Poisson stationnaire, pour toute la période considérée, mais dont l'intensité est caractéristique du lieu. Cette hypothèse est manifestement peu réaliste, puisqu'elle implique entre autres choses que deux averses puissent se succéder à un intervalle de temps aussi petit que l'on veut. Nous n'utiliserons cependant que certaines conséquences de cette hypothèse, et principalement la suivante.

Si $N_{i,j}$ est la variable aléatoire « nombre d'averses tombées au point j » durant tel mois de l'année i , $N_{i,j}$ suit la loi de Poisson de paramètre θ_j .

D'autre part, on suppose que la hauteur d'une averse, suit une loi exponentielle de moyenne r_j , indépendante du lieu, mais caractéristique de l'année.

On suppose également que les $N_{i,j}$ et les hauteurs d'averses sont indépendants.

Soit $H_{i,j}$ le cumul à la date i et en la station j . Les $H_{i,j}$ sont alors indépendants et suivent une Loi des Fuites de paramètres θ_j et $1/\rho_i$ (RIBSTEIN., 1983). θ_j est le nombre moyen d'averses durant le mois considéré en la station j , et ρ_i la hauteur moyenne par averse de l'année i .

Si l'on observe n stations pendant m années, on a donc nm observations et $n+m$ paramètres. On constate que l'on a $E(H_{i,j}) = \rho_i \theta_j$ et donc, en espérance, on retrouve la décomposition « pseudo-proportionnelle » de (BRUNET-MORET., 1979) et de (HIEZ., 1977). Les ρ_i et les θ_j jouent le rôle des indices annuels et locaux du Vecteur Régional.

Par rapport à cette décomposition, le présent modèle apporte plusieurs avantages :

- on a tout d'abord l'unicité des indices, il n'est pas besoin d'effectuer de normalisation ;
- de ce fait, les indices sont exprimés en unités (nombres d'averses et millimètres) directement interprétables ;
- le modèle étant complètement spécifié d'un point de vue probabiliste, on peut l'utiliser pour simuler des chroniques, par exemple pour l'étude des précipitations extrêmes ;
- la procédure d'estimation fournit des intervalles de confiance pour les paramètres estimés ;
- on peut idéalement construire un test de signification, qui permette de rejeter ou non ce modèle. C'est en fait un problème statistique difficile que nous n'avons pas encore abordé.

ESTIMATION

Des simulations ont montré qu'il n'était pas possible, avec les tailles d'échantillons couramment rencontrées, d'estimer les $n+m$ paramètres par maximum de vraisemblance, aussi bien par une méthode itérative, que par une méthode directe, à partir des seuls cumulés.

Nous avons choisi d'utiliser une donnée complémentaire, à savoir le nombre $J_{i,j}$ de jours de pluie, l'année i en la station j . Ce nombre n'est pas égal au nombre d'averses, mais permet toutefois une estimation du paramètre θ_j , de la façon suivante.

Le nombre $N_{i,j}$ d'averses tombées en 30 jours (disons) à la station j l'année i , suit la loi de Poisson de paramètre inconnu θ_j . Selon cette hypothèse, le nombre de jours de pluie en 30 jours, $J_{i,j}$, suit une loi binomiale de 30 essais et de probabilité $(1-\theta_j/30)$. L'ajustement de cette loi à l'échantillon du nombre de jours de pluie observés, par le maximum de vraisemblance revient à admettre que la proportion de jours sans pluie vaut $\exp(-\theta_j/30)$.

Plus généralement, si d est la durée d'intégration (en jours), on prend comme estimateur de θ_j

$$\theta_j = -Ln \left(1 - \frac{1}{\frac{m}{d} \sum_{i=1}^m \frac{J_{ij}}{d}} \right)$$

Il importe de bien noter que, dans l'estimation d'un θ_j , seules les données afférentes au poste considéré interviennent, ce qui est normal puisqu'on suppose qu'il n'y a pas de liaisons spatiales. Les coordonnées géographiques des postes ne sont donc pas utiles pour l'estimation, même si les résultats sont ensuite présentés sous forme de cartes.

Les diverses hypothèses faites précédemment permettent de définir les distributions conditionnelles des nombres d'averses, A_{ij} , sachant J_{ij} . Les espérances de ces distributions sont égales à :

$$E(A_{ij} | J_{ij}) = \frac{\theta_j \cdot J_{ij}}{(1 - \exp(-\theta_j))}$$

Une fois les estimations des θ_j acquises, on peut donc estimer les paramètres ρ_i par la relation suivante :

$$\hat{\rho}_i = \frac{\sum_{j=1}^{j=n} H_{ij}}{\sum_{j=1}^{j=n} \frac{\theta_j \cdot J_{ij}}{(1 - \exp(-\theta_j))}}$$

A nouveau, notons que pour l'estimation d'un ρ_i , seule l'année i intervient, puisqu'on n'a pas de liaisons temporelles.

EXEMPLE DU BURKINA-FASO

Les données traitées concernent le Burkina-Faso (TAPSOBA., 1993), au cours des années de 1950 à 1990. Pour chaque station et chaque année, étaient disponibles le cumul mensuel, et le nombre de jours de pluie.

Sur la figure 1 est représentée la carte du nombre moyen de jours de pluie au cours du mois de septembre. On notera que le nombre moyen d'averses est systématiquement plus fort au voisinage des stations synoptiques. Ce fait se retrouve quel que soit le mois. A ces stations, en effet, les relevés sont faits tous les jours à heure fixe et peuvent avoir lieu au cours d'une pluie. Aux autres stations, en revanche, les observateurs ne se déplacent que lorsqu'ils estiment

qu'il a plu ; leurs horaires sont plus irréguliers et ils attendent en règle générale la fin de l'averse pour faire leur mesure. Ceci nous amènera à revoir la méthode d'estimation des paramètres du modèle.

Le modèle proposé n'est applicable que pour des périodes où la distribution du nombre d'averses est stationnaire dans le temps. Or, pour toutes les stations du Burkina, on constate une rupture très nette de cette distribution vers la fin des années soixante qui explique presque entièrement à elle seule la sécheresse constatée depuis ces années là dans la région (cf. sur la figure 2 l'exemple de Ouagadougou). Nous avons donc considéré pour notre analyse deux périodes, 1950-1970 et 1970-1990.

Nous avons dans un premier temps appliqué le modèle sur le découpage géographique suivant :

Pour chacune des zones ainsi définies nous avons donc, pour chaque mois, calculé le vecteur des hauteurs moyennes d'averses (Cf. l'exemple de la figure 3).

Les caractéristiques de leurs distributions (assimilables à des lois gamma) sont résumées sur la figure 4. Les moyennes sont maximales en juillet-août où elles sont comprises entre 11 et 13 mm. En début de saison des pluies (mai) il

Zones	Lim.nord	Lim.sud	Lim.ouest	Lim.est
A	11° N	9,5° N	5,5° W	3° W
B	12° N	11° N	5,5° W	2° W
C	12° N	11° N	2° W	1° E
D	13 ° N	11° N	4,5° W	2° W
E	13° N	12° N	2° W	1° E
F	14° N	13° N	4° W	1° E
G	15° N	14° N	3° W	0,5° E

existe un clivage très net entre les zones situées de part et d'autre du treizième parallèle : 8 mm au nord, plus de 10 mm au sud. En fin de saison des pluies (octobre) les moyennes décroissent plus graduellement du sud (10 mm) au nord (7 mm). Sauf pour la zone la plus au nord, les écarts types varient peu d'un mois à l'autre et sont compris entre 1,5 et 2,5 mm.



Figure 1
Nombre moyen d'averses (septembre)

OUAGADOUGOU

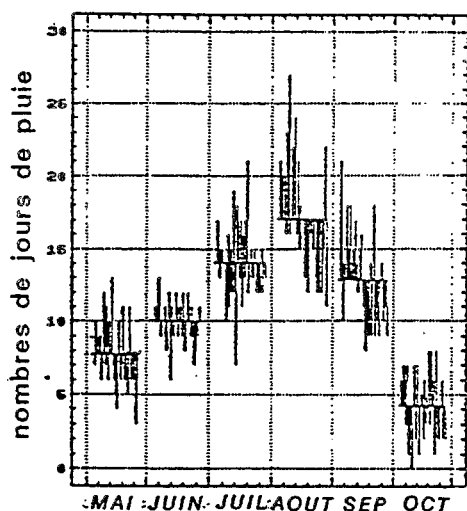
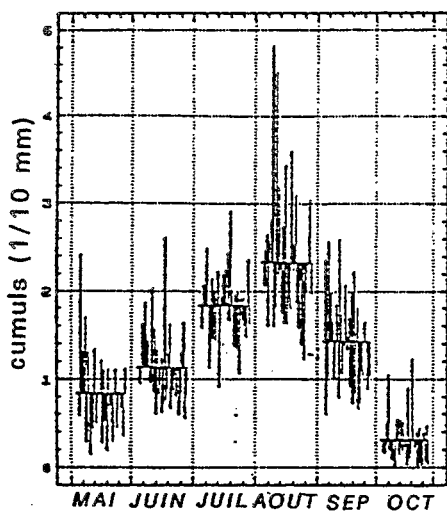


Figure 2
Variation de la pluviométrie mensuelle à Ouagadougou

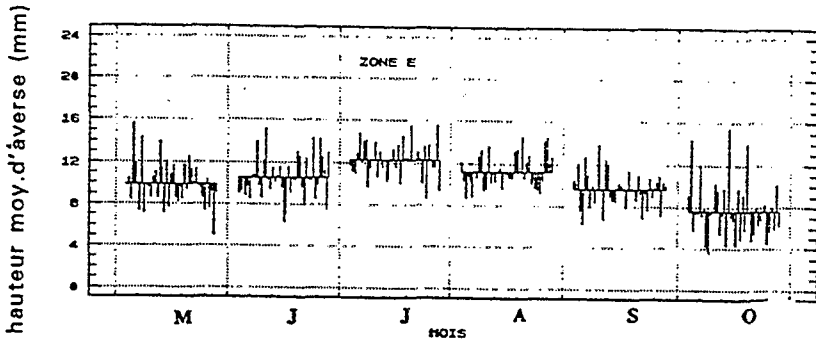


Figure 3
Exemple de vecteur régional (zone E)

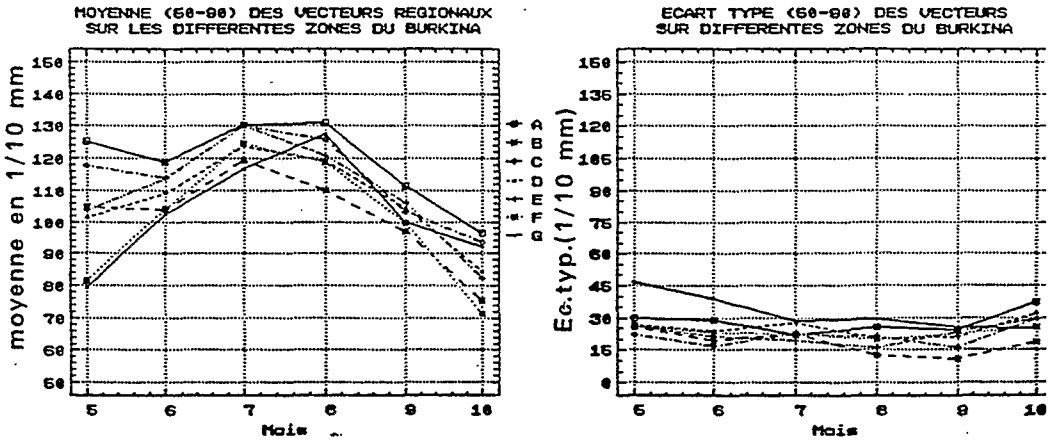


Figure 4
Caractéristiques des distributions des vecteurs régionaux du Burkina-Faso

Pour s'affranchir du côté arbitraire du découpage précédent, nous avons ensuite travaillé en voisinage glissant. Les valeurs du vecteur en un point étaient calculées à partir des observations faites aux postes situés dans un rectangle centré sur ce point, et ayant une longueur d'un degré en longitude et une largeur d'un demi degré de latitude. L'information pluviométrique pour un mois donné est synthétisée par deux cartes : celle du nombre d'averse et celle de la hauteur moyenne d'une averse. Sur les figures 5 à 7, sont représentées les cartes des moyennes interannuelles de ces deux paramètres pour les périodes 50-70 et 70-90, au mois de septembre. On notera :

- que la moyenne des hauteurs d'averses varie peu dans l'espace ;
- que la baisse de la pluviométrie après 70 est essentiellement due à une chute du nombre d'averses.

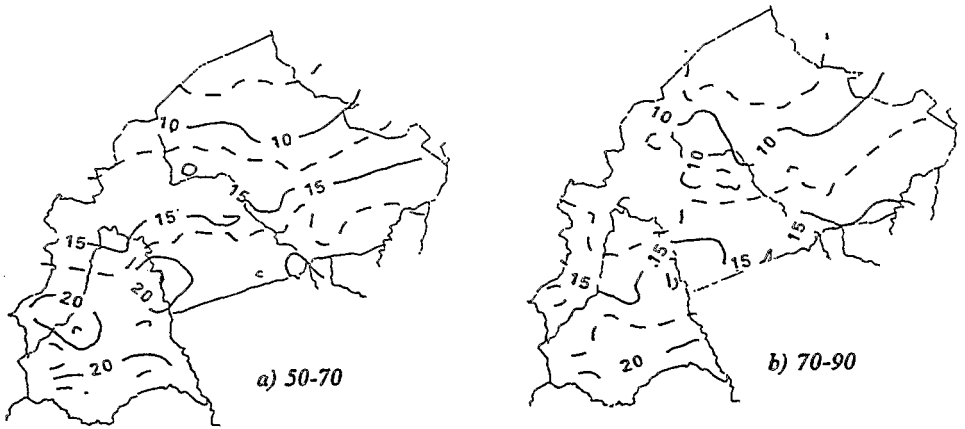


Figure 5
Nombre d'averse (septembre)

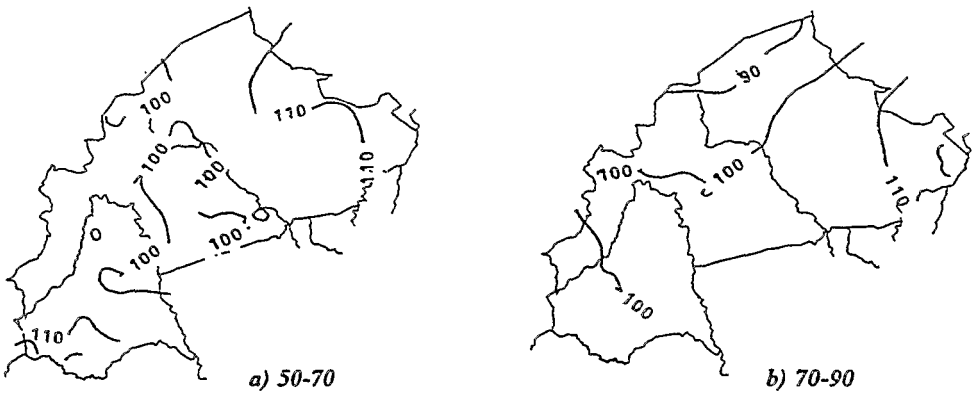


Figure 6
Hauteur moyenne en 1/10 (mm) en septembre

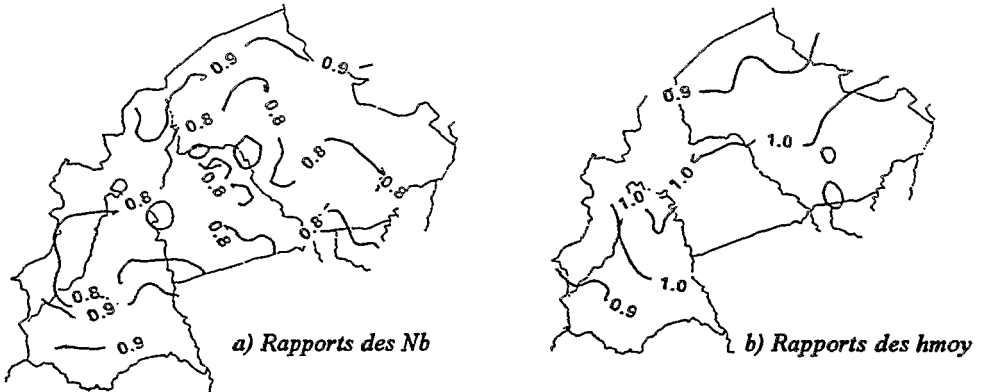


Figure 7
Comparaison des périodes avant et après 70

BIBLIOGRAPHIE

- BRUNET-MORET Y., Homogénéisation des précipitations. *Cahier Orstom, série hydrologique*, vol. XVI, n° 3, 1979.
- HIEZ G., L'homogénéité des données pluviométriques. *Cahier Orstom, série hydrologique*, vol. XIV, n° 2, 1977.
- RIBSTEIN P., Loi des fuites. *Cahier Orstom, série hydrologique*, vol. XX, n° 2, 1983.
- NDOYE I., Étude fréquentielle comparative de quelques caractéristiques des averses en Afrique de l'Ouest. Mémoire d'ingénieur de l'EITARC Montpellier, 1988.
- TAPSOBA D., Contribution à l'étude des variations spatio-temporelles des précipitations au Burkina-Faso à partir du modèle de la loi des fuites. Mémoire de DEA. Montpellier, 1993.

ÉCOULEMENTS

TÉLÉDÉTECTION ET RÉGIONALISATION DE L'APTITUDE AU RUISSELLEMENT ET À L'INFILTRATION DES SOLS EN AFRIQUE SAHÉLIENNE ET NORD-SOUDANIENNE

J.M. LAMACHÈRE¹, C. PUECH²

RÉSUMÉ

La diffusion d'images satellitaires à haute résolution met à la disposition des hydrologues des outils très puissants de régionalisation des paramètres hydro-pédologiques de surface liés au ruissellement et à l'infiltration. En Afrique de l'Ouest, ces outils sont d'autant plus puissants que le couvert végétal, bien identifié par les appareils embarqués à bord des satellites, y joue, par sa présence ou son absence, sa structure et sa densité, un rôle essentiel sur l'aptitude des sols à l'infiltration.

Cet article présente une méthode d'observation des états de surface, suivant des lignes et des sections, couplée à une interprétation numérique d'images satellitaires permettant de cartographier le couvert végétal, les types de sols, les zones de culture et les jachères. La description continue des lignes et des sections fournit également la répartition statistique des surfaces élémentaires sur les unités paysagiques et les pixels. Les surfaces élémentaires ayant été caractérisées par des relations hydrodynamiques grâce à des mesures effectuées au simulateur de pluies, il est alors possible de définir pour chaque unité paysagique et chaque pixel leur aptitude moyenne au ruissellement et à l'infiltration.

Expérimentée une première fois sur le bassin versant de la mare d'Oursi avec un échantillonnage en lignes, cette méthode a été redéfinie pour être appliquée sur neuf bassins versants au Burkina Faso dans le cadre d'un projet PNUD d'étude hydrologique avec traitement d'images satellitaires puis utilisée dans le cadre d'un projet FAO d'étude des crues et des apports sur un ensemble de quatre bassins versants expérimentaux gérés par l'Orstom pendant au moins six ans.

¹Orstom 01, BP 182, Ouagadougou, Burkina Faso

²Laboratoire Commun de Télédétection, Cémagref/Engref, BP 5095, 34033 Montpellier cedex 01

Associant la cartographie des états de surface pour définir la fonction de production hydrique de chaque pixel, à un modèle numérique de terrain pour définir la fonction de transfert des eaux, PUECH C., modélise sommairement le fonctionnement hydrologique des bassins versants et propose de généraliser ce type de modélisation à un grand nombre de bassins sahéliens disposant de mesures hydrologiques, dans le but d'en régionaliser les paramètres de calage.

Cependant, certains types de surfaces élémentaires, telles que les surfaces cultivées, évoluent rapidement au cours de la saison des pluies et le ruissellement global d'un bassin n'est pas la somme des ruissellements partiels. Des recherches complémentaires sur l'évolution du comportement hydrologique des surfaces élémentaires et sur les transferts hydriques à l'échelle des unités paysagiques et des versants, paraissent désormais indispensables à la modélisation complète des processus hydrologiques.

INTRODUCTION

Les méthodes classiques de prédétermination des écoulements sur les petits bassins versants se heurtent à une difficulté d'appréciation de l'aptitude au ruissellement. Depuis la parution, en 1989, du catalogue des états de surface de la zone sahélienne (CASENAVE A., et VALENTIN C., 1989), cette opération est grandement facilitée dans toute l'Afrique de l'Ouest. Cet ouvrage, fruit de dix ans de recherche des pédologues et des hydrologues de l'Orstom, fournit un inventaire complet de tous les types de surfaces élémentaires rencontrées de l'ouest du continent africain au sud du Sahara. Il fournit également les relations hydrodynamiques qui sont associées à chaque type de surface élémentaire et propose une méthode d'observation et de cartographie des états de surface basée sur l'interprétation des photographies aériennes et l'échantillonnage par points correspondant sur le terrain à des surfaces de 1 000 à 2 000 m².

Le but essentiel de cet article, est de présenter une nouvelle méthode de cartographie des états de surface fondée sur le traitement numérique d'images satellitaires et leur interprétation à partir d'un échantillonnage au sol, en lignes et en sections, formant les parcelles d'entraînement pour le traitement des images, parcelles couvrant au sol des surfaces de 1 à 15 hectares.

L'utilisation potentielle de telles cartographies pour des bassins versants de la zone étudiée pour lesquels des observations hydrologiques précises sont disponibles est ensuite développée. En particulier, PUECH C., présente un essai d'association entre modèle numérique de terrain et carte des états de surface dans une modélisation simple des ruissellements sur un bassin versant, le but recherché étant d'utiliser ces méthodes dans la prédétermination de bassins versants non jaugés.

L'article se termine par des propositions de recherche visant à améliorer la connaissance du fonctionnement hydrologique des surfaces élémentaires, des unités paysagiques et des versants, afin de diminuer l'incertitude des prédéterminations effectuées sur les bassins versants non jaugés.

CONTEXTE DE L'ÉTUDE

ZONE D'ÉTUDE

La zone d'étude a privilégié deux axes :

- un premier axe nord-sud au Burkina Faso qui concerne une dizaine de bassins versants couvrant des superficies de 10 à 400 km² sous une pluviométrie annuelle moyenne allant de 350 mm à 1 200 mm (figure 1) ;
- un deuxième axe est-ouest comprenant trois groupes de bassins versants, un au Sénégal, deux au Burkina Faso, sous une pluviométrie annuelle moyenne allant de 700 à 1 000 mm.

Les mesures hydrologiques effectuées sous pluies simulées en Afrique de l'Ouest ont mis en évidence l'influence déterminante des organisations pédologiques superficielles et la strate herbacée sur le comportement des sols à l'infiltration et au ruissellement.

EN ZONE SAHÉLIENNE SÈCHE ($200 < P < 400$ mm)

Le couvert végétal herbacé est peu dense, rare et discontinu. Les organisations pédologiques superficielles jouent un rôle primordial sur le comportement hydrodynamique superficiel des sols.

EN ZONE DE SAVANE SÈCHE ($400 < P < 800$ mm)

L'analyse statistique des résultats acquis sur quarante-huit parcelles expérimentales soumises à des pluies simulées au Burkina Faso, a clairement établi que le pourcentage de couverture végétale herbacée est le principal facteur explicatif du ruissellement et de l'infiltration (ALBERGEL *et al.*, 1986). En second lieu, viennent les organisations pédologiques superficielles.

EN ZONE DE SAVANE HUMIDE ($800 < P < 1\ 600$ mm)

Le fonctionnement hydrique des sols est complexe, sujet à des variations saisonnières importantes. La couverture pédologique, la strate herbacée et les organisations superficielles du sol, jouent des rôles équilibrés sur l'aptitude des sols au ruissellement et à l'infiltration.

IMAGES SATELLITAIRES

À l'exception du bassin versant de la mare d'Oursi, nous avons privilégié les images Landsat TM aux images Spot, car le changement de résolution en passant des images Spot (20 m) aux images Landsat TM (30 m) ne gêne pas fondamentalement l'interprétation des images. La gamme plus complète des longueurs d'onde offerte par Landsat ainsi que les dimensions nettement plus grandes des surfaces au sol couvertes par les images Landsat TM, ont motivé notre préférence.

Les dates des images ont été fixées en début de saison sèche et les relevés de terrain ont été effectués avec un décalage de deux à trois années après les prises de vues car seul le satellite Spot offre la possibilité de programmer les prises de vues. Cette possibilité n'a été pleinement utilisée que dans le cadre du projet Spot-Oursi pour lequel les relevés de terrain ont coïncidé avec les dates de prises de vues.

RÉFÉRENCES HYDROLOGIQUES : LES TYPES DE SURFACES ÉLÉMENTAIRES

L'idée de base est l'utilisation des relations hydrodynamiques établies sur des surfaces élémentaires de 1m² par l'appareil dit « mini-simulateur de pluie » que l'Orstom utilise en Afrique de l'Ouest depuis une bonne dizaine d'années. Une synthèse de ces mesures propose une liste de surfaces types de la zone sahélienne, à chaque surface étant associée une équation de la lame ruisselée en fonction de la pluie (CASENAVE., A et VALENTIN C., 1989).

La synthèse des mesures fait ressortir que la présence d'une croûte de battance à la surface du sol modifie grandement les conditions du ruissellement. Neuf types principaux de croûtes sahéliennes ont été décrits par VALENTIN C., qui fonde la typologie des surfaces élémentaires sur la reconnaissance de ces organisations superficielles du sol et sur la description du couvert végétal, du microrelief, de la mésofaune, de la porosité du sol et de sa granulométrie.

Une clef de détermination des principaux types de surfaces élémentaires a été établie. Présentée sur la figure 2, elle distingue en une première division dichotomique les surfaces cultivées des surfaces naturelles. Les surfaces cultivées sont subdivisées en trois types selon l'abondance de la porosité vésiculaire. Dans la pratique de terrain, ce critère n'est guère utilisable et nous l'avons remplacé par un critère de fraîcheur du microrelief lié aux techniques culturales de travail du sol. Les surfaces naturelles sont subdivisées en trois ensembles : les surfaces à forte activité faunique, les surfaces à faible activité faunique sans charge grossière et les surfaces à faible activité faunique avec charge grossière.

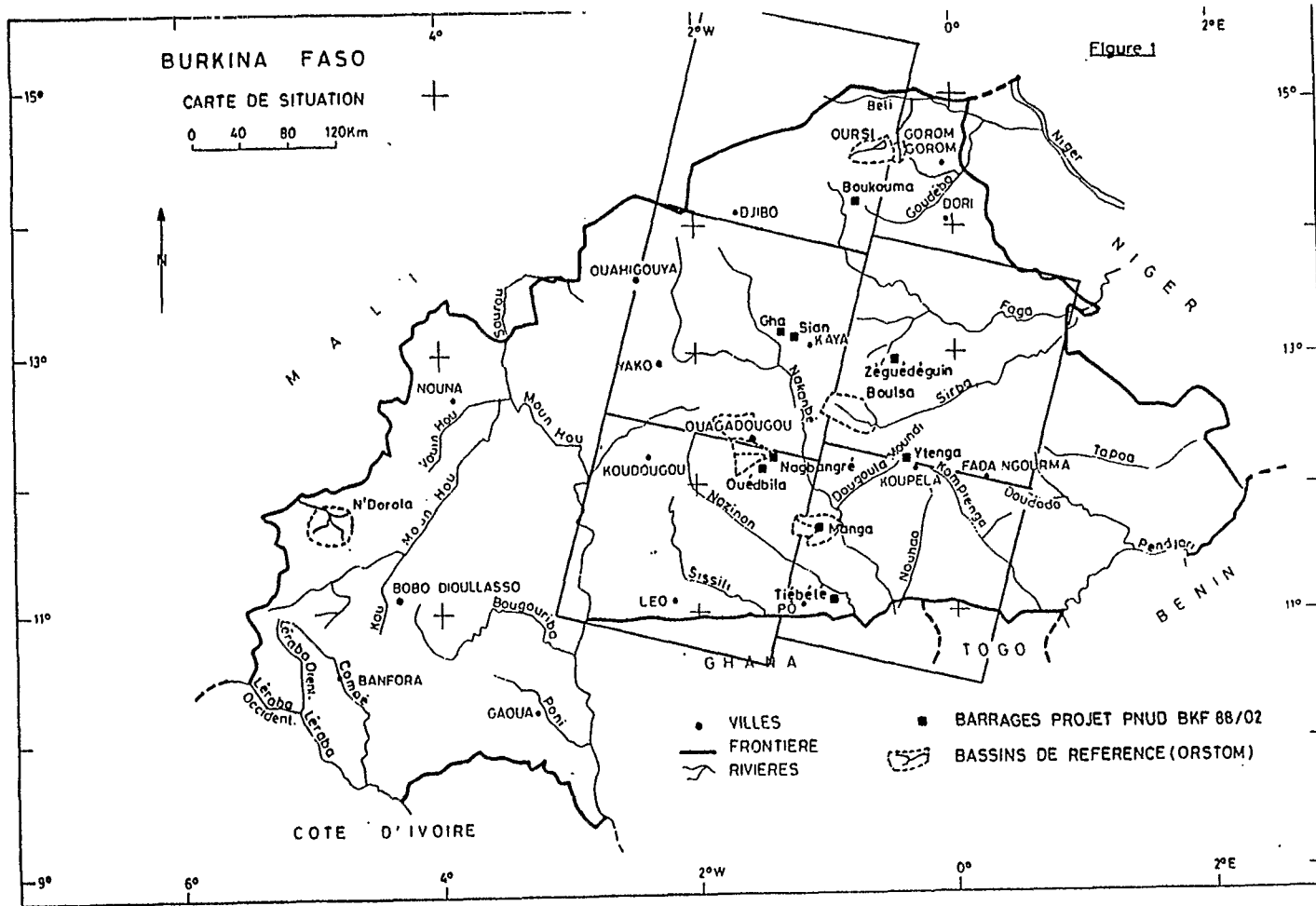


Figure 1
Burkina Faso / Zone d'étude

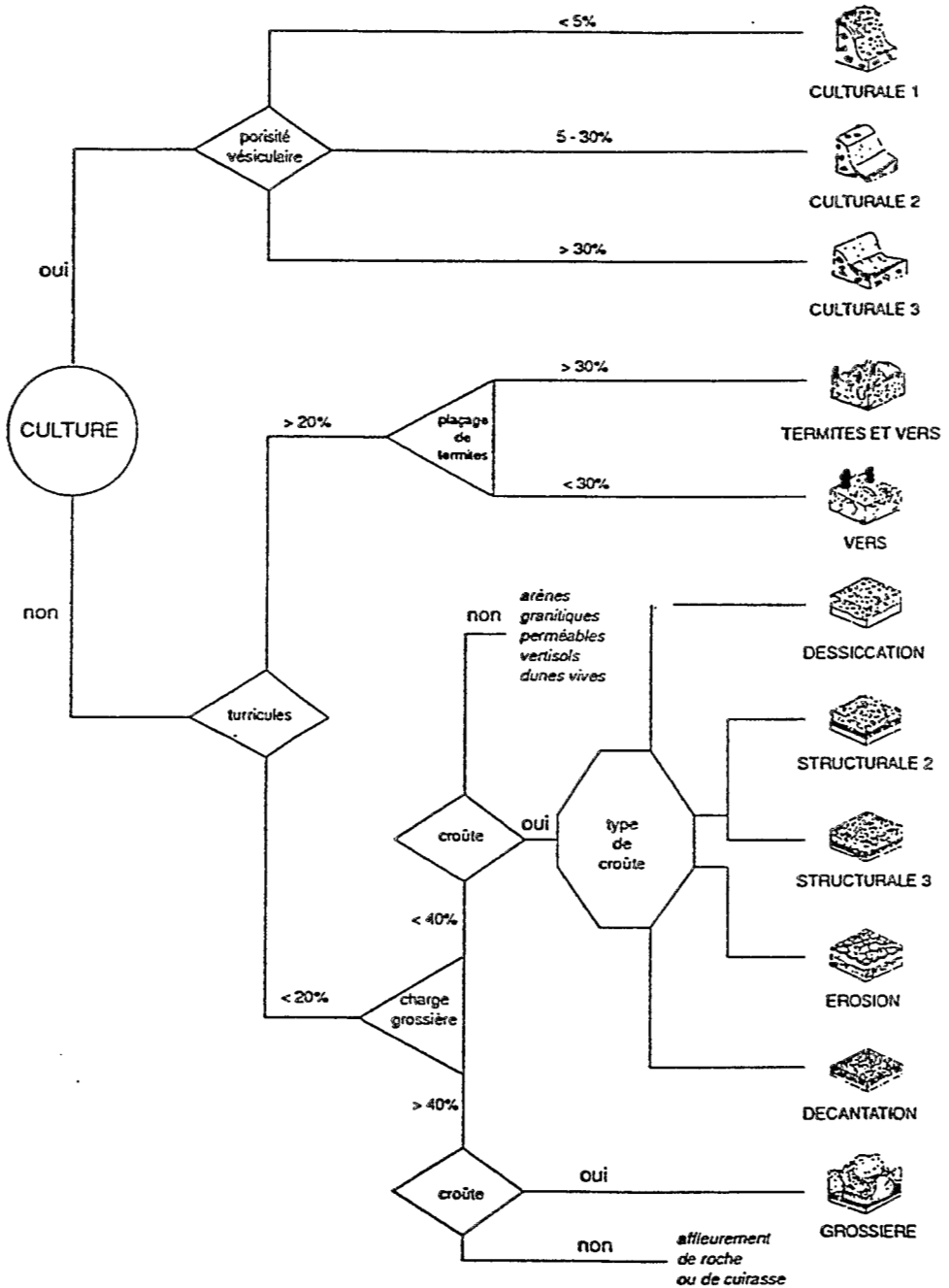


Figure 2
Clef de détermination des types de surfaces

VALENTIN C., et CASENAVE C., distinguent finalement douze grands types de surfaces élémentaires et dix variantes pour lesquels on trouvera une complète description et des illustrations photographiques dans le catalogue des états de surface de la zone sahélienne. À chaque type de surface élémentaire est associée une relation hydrodynamique reliant la pluie (P), l'indice des pluies antérieures (IK) et la lame ruisselée (L_r) de la forme :

$$L_r = aP + bIK + c P.IK - d \quad (1)$$

où :

- L_r , P et IK sont exprimés en mm ;
- a , b , c , d , sont des coefficients dépendant du sol et de son état de surface ;
- IK , indice des précipitations antérieures est une fonction de la pluie antérieure et de l'indice ayant précédé cette pluie ;
- l'indice du jour IK_j est calculé à partir de l'indice antérieur IK_{j-t} , t étant le nombre de jours séparant deux pluies successives P_{j-t} et P_j .

$$IK_j = (IK_{j-t} + P_{j-t}) e^{-0,5t} \quad (2)$$

Les relations hydrodynamiques figurant dans le catalogue des états de surface, ont été établies avec des protocoles pluviométriques standards mettant en jeu des pluies de forte intensité, de fréquences annuelle et décennale. Elles s'appliquent donc relativement bien à ce type de pluies. Pour les pluies ne correspondant pas à une distribution standard, il est préférable de faire appel aux relations faisant intervenir l'intensité de pluie (P_i), l'intensité de ruissellement (R_i) et l'intensité de pluie limite du ruissellement ($P_i L$), relations qui sont de la forme :

$$\begin{array}{ll} P_i > P_i L & R_i = a (P_i - P_i L) \\ P_i < P_i L & R_i = 0 \end{array} \quad (3)$$

P_i , $P_i L$ et R_i étant exprimés en mm.h^{-1} . Toutefois, ce type de relation n'est pas très facile à intégrer en fonction du temps, car les variations du coefficient a et celles de $P_i L$ sont mal connues pour les averses dont l'intensité est inférieure à 30 mm.h^{-1} et pour les averses dont l'intensité n'est pas monotone croissante ou décroissante. Le catalogue des états de surface de la zone sahélienne fournit les valeurs de l'intensité de pluie limite du ruissellement mais ne fournit pas les valeurs du coefficient a qu'il faut déduire des relations $L_r = f(P, IK)$ à partir des protocoles pluviométriques standards.

MESURES DE TERRAIN

OBSERVATIONS ET MESURES AU SOL

Dans le catalogue des états de surface de la zone sahélienne, VALENTIN C., propose une méthode d'observation des états de surface dont nous nous sommes largement inspirés pour définir une méthode d'observation au sol adaptée à l'analyse des images satellitaires.

VALENTIN C., propose un échantillonnage par points dont la densité varie en fonction du type de paysage. Les points sont placés sur des itinéraires correspondant à des toposéquences, avec une distribution des points d'observation selon des intervalles réguliers. Chaque point d'un itinéraire correspond sur le terrain à des observations effectuées sur une surface circulaire d'une vingtaine de mètres de rayon où l'on observe la répartition spatiale des surfaces élémentaires, du relief, du microrelief, du couvert végétal herbacé, arboré et arbustif.

Si l'échantillonnage par points paraît convenir à l'interprétation des photographies aériennes, il est inadapté à l'analyse des images satellitaires en raison de la taille au sol des pixels qui varie de 900 m² pour les images Landsat TM, à 400 m² pour les images Spot. Un point d'observation au sol de 20 mètres de rayon correspond donc théoriquement à 1,5 pixel sur les images Landsat TM et à 3 pixels sur les images Spot. De plus, l'incertitude de positionnement des pixels sur image (dans le meilleur des cas égale à 1 à 2 pixels) exige une prise d'échantillons plus large que le pixel lui-même. Pour procéder à une analyse d'images satellitaires en utilisant les surfaces décrites au sol comme parcelles d'entraînement, il fallait donc modifier la procédure d'échantillonnage en agrandissant la surface couverte par les observations. Deux procédures d'échantillonnage ont été successivement définies : l'échantillonnage en lignes et l'échantillonnage en sections.

Les lignes correspondent à des prises d'observations sur des parcelles de 300 à 500 mètres de long et 20 mètres de large. Elles ont été utilisées de manière systématique sur le bassin versant de la mare d'Oursi où elles ont servi de parcelles d'entraînement au traitement numérique des images Spot (LAMACHÈRE J.M., 1988). Elles présentent cependant l'inconvénient de proposer un échantillonnage qui n'est pas suffisamment représentatif pour le décodage des images satellite : positionnement très incertain, faible dimension et nombre trop faible. Par exemple, pour le bassin de Manga-Louré (100 km²), 14 lignes de 0,5 ha représentent à peine 0,07 % de la superficie. Pour contourner cet écueil, nous avons défini, en collaboration avec le LCT, un échantillonnage complémentaire en sections.

La section correspond à une prise d'information du type itinéraire, par segment élémentaire de 100*100 mètres, et dont la longueur totale est de 1 500 à 2 000 mètres.

Dans la procédure descriptive, les lignes sont découpées en segments de longueur variable correspondant à des unités homogènes, alors que les sections sont découpées en segments de longueur fixe égale à 100 mètres. Les lignes sont décrites au cours d'un cheminement pédestre et tous les éléments intervenant dans la définition des états de surface type du Sahel sont notés. Les sections sont parcourues de manière plus rapide (en voiture avec compteur hectométrique), en décrivant les éléments susceptibles d'être observables à l'échelle du satellite (sols, végétation, occupation du sol), ainsi que la correspondance en états de

surface élémentaires tirés de l'information des lignes associées. Ceci permet d'étendre la description fine des lignes à une surface totale plus conséquente. Ainsi, pour le bassin de Manga, on a étudié quatorze sections de 15 ha, soit un taux de sondage de 2,1 %.

La description par lignes et sections nous a semblé résoudre l'adaptation de la méthode par points au décodage de l'image satellite.

CHOIX ET REPÉRAGE DES LIGNES ET DES SECTIONS

Pour avoir un échantillon représentatif des unités paysagiques présentes sur l'ensemble de la zone à cartographier, lignes ou sections doivent être réparties équitablement entre toutes les unités présentes sur la zone en fonction de leur importance. Elles sont localisées une première fois sur les images satellitaires ayant subi éventuellement un premier traitement numérique. Elles sont ensuite tracées au crayon gras sur les photographies aériennes ou sur des cartes topographiques au 1/50 000.

Sur le terrain, l'origine des lignes et des sections a d'abord été repérée par rapport à un marigot, un croisement de piste ou un village, au compteur hectométrique d'un véhicule : la précision normale était de 100 m mais avec des possibilités d'erreurs grossières, notamment en cas de déplacement de pistes depuis la date des documents cartographiques ou photographiques utilisés. Par la suite, on a utilisé systématiquement un navigateur par satellite (G.P.S.), ce qui limite les erreurs de 30 à 40 m.

ÉLÉMENTS DÉCRITS

LE COUVERT ARBORÉ ET ARBUSTIF

Le couvert arboré est rarement dense. On peut donc assez facilement procéder au comptage des arbres pour chaque espèce en estimant la taille des couronnes. Lorsque le couvert arbustif est clair, on procède comme pour le couvert arboré. Dès que le couvert arbustif devient un peu plus dense, le comptage devient beaucoup trop long. On note donc simplement les espèces dominantes et le taux de recouvrement moyen.

LE COUVERT HERBACÉ ET L'OCCUPATION DU SOL

On note pour chaque segment le type d'occupation du sol : habitat, cultures, surfaces naturelles, bas-fonds, lits de marigot, et son taux de recouvrement. Pour chaque type d'occupation du sol, on note le type de couvert herbacé : herbes rases, hautes herbes, touffes d'Andropogon, brûlis et leur taux de recouvrement. On note également le taux de recouvrement de la litière sur les surfaces naturelles, du paillage sur les cultures, en même temps que les espèces cultivées : sorgho, mil, coton, arachide, riz, sésame, oseille.

LE RELIEF

Sur les lignes, le relief est mesuré avec un niveau de chantier. Les formes particulières de mésorelief et de microrelief sont notées avec une attention spéciale pour les formes de relief des sols cultivés : billons isohypses ou isoclines, billons cloisonnés, buttes de sarclage, labours, cordons pierreux, sarclage à plat, diguettes. À l'échelle des sections, nous donnons en outre l'allure de la pente longitudinale : montée normale, forte ou faible, descente normale, forte ou faible et terrain plat, ceci ne devant servir que pour un recalage éventuel des buttes et marigots sur l'image.

LE TYPE DE SOL ET SA COULEUR

Pour des raisons pratiques, la prise d'information en sections se fait en véhicule avec arrêt tous les 100 ou 200 mètres. À chaque arrêt, on effectue une reconnaissance du sol en surface. Il y a donc le plus souvent, sur les sections, huit prises d'échantillons de sol distantes de 200 mètres. L'estimation des proportions granulométriques est effectuée à l'oeil et au toucher en humectant l'échantillon avec une pissette, la fraction limoneuse étant associée à la fraction argileuse. Sur les lignes, une reconnaissance du sol est effectuée lors de la description des surfaces élémentaires.

Les couleurs des sols ont été codifiées dans l'ordre croissant du blanc (valeur 1) au noir (valeur 5). La couleur verte, associée à la présence d'une végétation chlorophyllienne, a été codifiée avec le chiffre 6. Sur chaque segment, on s'efforce de noter les couleurs dominantes et leurs taux de recouvrement.

L'ÉROSION ET L'ACTIVITÉ FAUNIQUE

Les formes engendrées par l'érosion et les traces d'activité faunique sont notées au fur et à mesure de la progression sur le terrain. Sur les lignes, l'inventaire des formes d'érosion et des traces d'activité faunique est à peu près exhaustif. Par contre, sur les sections, la visibilité à partir de la piste limite l'inventaire à des distances qui varient en fonction du couvert végétal.

LES SURFACES ÉLÉMENTAIRES

L'ensemble des observations précédentes servent en particulier à préciser les états de surface types rencontrés. L'identification précise et la description des types de surfaces élémentaires sont effectuées tout d'abord lors de la description des lignes. Pour les sections, c'est cet inventaire préalable, réalisé sur les lignes associées, qui permet d'affecter à chaque segment un mélange d'états de surface types, en se référant éventuellement au catalogue des états de surface de la zone sahélienne au cas où il subsisterait un doute sur leur identification.

DÉPOUILLEMENT, PRÉSENTATION

Les observations sont consignées sur des tableaux conformes aux modèles ci-dessous. Chaque colonne correspond à un type d'observation. Les couverts arborés et arbustifs sont indiqués en mètres carrés pour les lignes, en pourcentage de recouvrement pour les sections. Pour les arbres, on effectue la somme des surfaces au sol couvertes par les couronnes. Pour les arbustes, on reprend les estimations visuelles en combinant diverses descriptions fournies par l'observateur.

La plupart des autres estimations sont directes et ne nécessitent aucun calcul. Des tests de cohérence entre différents types d'observations permettent de rectifier les erreurs les plus grossières.

Les espèces végétales arborées et arbustives sont notées régulièrement mais ne figurent pas dans les tableaux récapitulatifs.

Des résumés regroupent par ligne ou par section l'essentiel des observations et donnent, à titre d'information, la répartition des types de surface élémentaires et la relation hydrodynamique moyenne qui correspond à cette répartition.

EXEMPLE : RÉSUMÉ DE LA SECTION 16, BARRAGE DE LOURÉ-MANGA

Savane arborée claire, localement assez dense, sur sol limono-sableux en marge d'un bas-fond à sols vertiques.

Couvert arboré	: 12 %	Couvert herbacé	: 70 à 80 %
Couvert arbustif	: 3 %	Brûlis	: 16 %
		Cultures	: 15 %

Répartition des surfaces élémentaires :

DES 1	: 27 %	C 1	: 4 %	VERT:	10 %
VERS	: 50 %	C 2.1	: 2 %	DEC	: 7 %

Relations hydrodynamiques

PU < 40 mm	$Lr = 0,22 \text{ PU} + 0,003$	$\text{PU.IK} + 0,04 \text{ IK} - 4,8$
PU > 40 mm	$Lr = 0,29 \text{ PU} + 0,0024$	$\text{PU.IK} + 0,05 \text{ IK} - 6,9$

Le meilleur exemple d'utilisation de la technique de l'échantillonnage en lignes seules reste, au Burkina Faso, le programme Spot-Oursi développé sur le bassin versant de la mare d'Oursi en 1986, à l'occasion du lancement du satellite français Spot (LAMACHÈRE J.M., 1988).

La technique de l'échantillonnage en lignes et sections a été pratiquée sur un ensemble de neuf bassins versants au Burkina Faso dans le cadre du projet PNUD-BKF/88/002 (CIEH, LCT, ORSTOM, BUNASOLS, 1990 et 1992), puis sur un ensemble de trois bassins versants au Burkina Faso et au Sénégal dans le cadre d'un projet FAO en cours de réalisation.

Tableau 1
Barrage de Louré (Manga)
Ligne n° 12 au 10/04/90

Limites entre états de surface	Distance en m	Couvert végétal				Types de surfaces élémentaires				
		Arboré		Herbacé		DES 1 %	DEC %	VERS %	GRO 1 %	VERT %
		arbre m ²	arbustes m ²	herb %	litière %					
1/2	20,6	74,4	0	100	100	100				
2/3	28,6	19,3	4,0	90	90		100			
3/4	27,6	0	11,1	100	100		100			
4/5	33,0	0	25,3	100	100			100		
5/6	38,4	20	0	100	100			100		
6/7	27,4	201	6,2	100	100			100		
7/8	36,3	54,8	19,6	100	100			100		
8/9	28,3	28,3	58,8	70	70				100	
9/10	12,4	75,5	0	20	30				100	
10/11	49,0	26,2	32,2	100	100				100	
11/12	49,8	0	199,2	100	100					100
	351,4	7,1 %	5,1 %	94	94	6	16	38	26	14

DÉCODAGE DES IMAGES SATELLITE : CARTOGRAPHIE D'UN INDICE DE RUISSELLEMENT

Malgré la petite taille de la surface de mesure du mini-simulateur de pluies (seulement 1 m²), il est apparu intéressant d'essayer de coupler les renseignements issus du catalogue des états de surface sahéliens avec ceux de la télédétection.

La méthodologie utilisée consiste à déterminer, à l'aide d'une image satellite haute résolution et des données de terrain selon les sections décrites plus haut, la composition en états de surface types représentative de chaque pixel. À partir de cette connaissance, il est possible d'associer à chaque pixel équation hydrodynamique et fonction de la pluie, ce qui conduit à une cartographie d'un index du ruissellement du bassin versant.

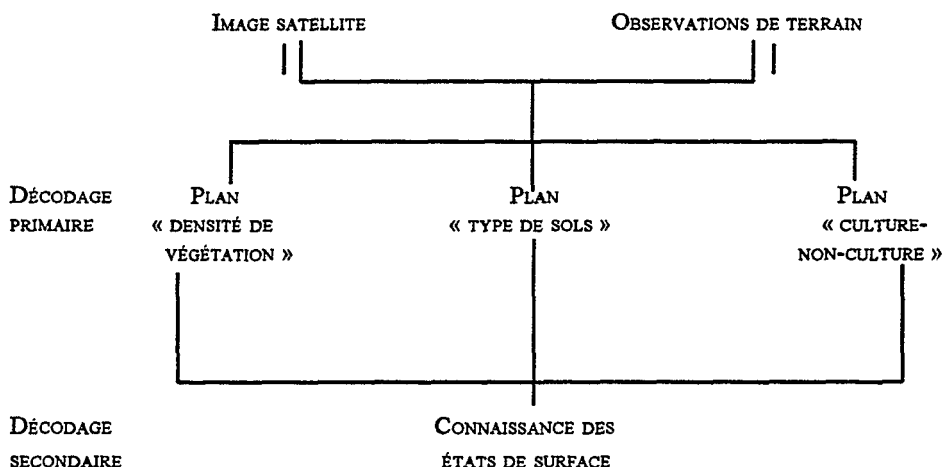
Mais la détermination des différents états de surface nécessite celle de nombreux paramètres que l'on peut classer en éléments *a priori* détectables sur image satellite (par exemple : culture/non culture), mais aussi en observations d'une finesse trop grande pour être déterminées à partir des images (par exemple : nombre de micro-horizons, présence de termites, etc.). Ainsi, la totalité des renseignements voulus ne pourront être obtenus directement par les images satellites ; il faudra donc opérer par étapes successives.

DÉCODAGE PRIMAIRE

Les classifications d'images ont été faites sur un mode dirigé, en utilisant les mesures de terrain de type sections, sur logiciel « Multiscope » et par la méthode du maximum de vraisemblance sous hypothèse gaussienne. On a défini trois classifications séparées donnant des plans physiques d'explication élémentaire, que nous appellerons plans primaires :

- un premier plan dit « végétation » a été élaboré sur la base de cinq classes de densité arborée ;
- un plan « occupation du sol », séparant les zones de culture, jachère et « nature » ;
- un plan « types de sols » différenciant zones d'affleurements rocheux et cuirasses, blocs et graviers, gravillons, sables grossiers, sables fins, limons.

Les conclusions auxquelles on arrive sont tout à fait convenables.



DÉCODAGE SECONDAIRE : OBTENTION DES CARTES D'ÉTATS DE SURFACE ET D'APTITUDE AU RUISSELLEMENT

Partant de la connaissance de ces trois états (sol S, végétation V, Culture/Nature C) pour chaque pixel de l'image, le passage aux états de surface types se fait par l'utilisation de corrélations tirées de l'observation des états de surface décrits dans chaque segment élémentaire des sections observées.

Nous partons de l'hypothèse que, localement, la présence de critères secondaires (micro-horizons, mésofaune, et autres critères « fins ») est liée à celle de paramètres plus globaux (sol, végétation, occupation du sol) et qu'il est possible d'obtenir des associations suffisamment corrélées à partir des observations simultanées le long des sections. Ces associations conduisent, à l'issue de cette étape, à affecter à tout pixel un mélange d'états de surface types et donc une relation hydrodynamique moyenne donnant la lame ruisselée correspondant à l'équation 1 (figure 3).

Il est alors possible de calculer, pour une pluie et un indice de pluies antérieures donné, la relation hydrodynamique $L_r(P, IK)$ correspondant à chaque pixel, ce qui permet un passage à une cartographie des lames ruisselées (figure 4).

Notons que la valeur obtenue n'est que la lame ruisselée équivalente obtenue selon le protocole du mini-simulateur de pluie et que sa validité n'est valable qu'à l'échelle expérimentale (1 m^2) et dans les conditions de l'expérience (isolement avec les zones voisines en particulier). On ne peut donc strictement parler que d'un index du ruissellement.

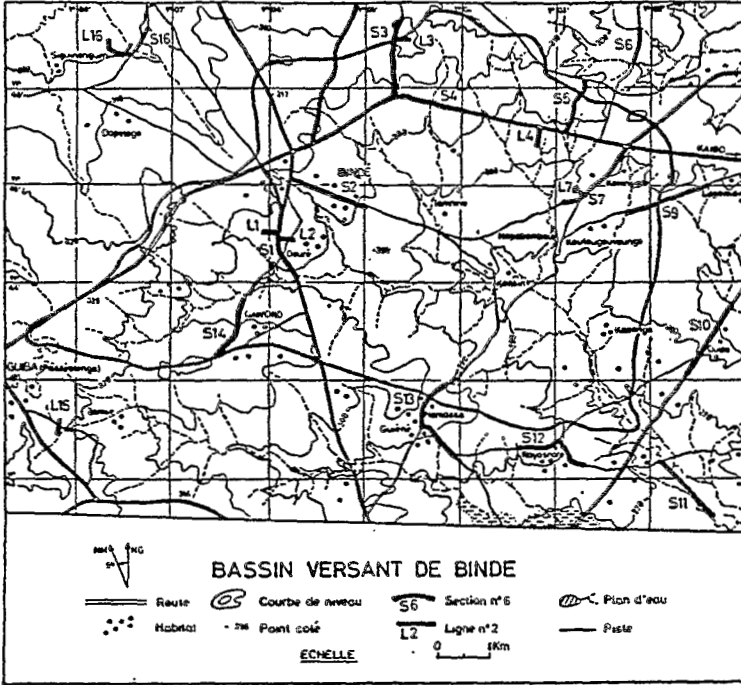


Figure 3
Image des classes d'états de surface

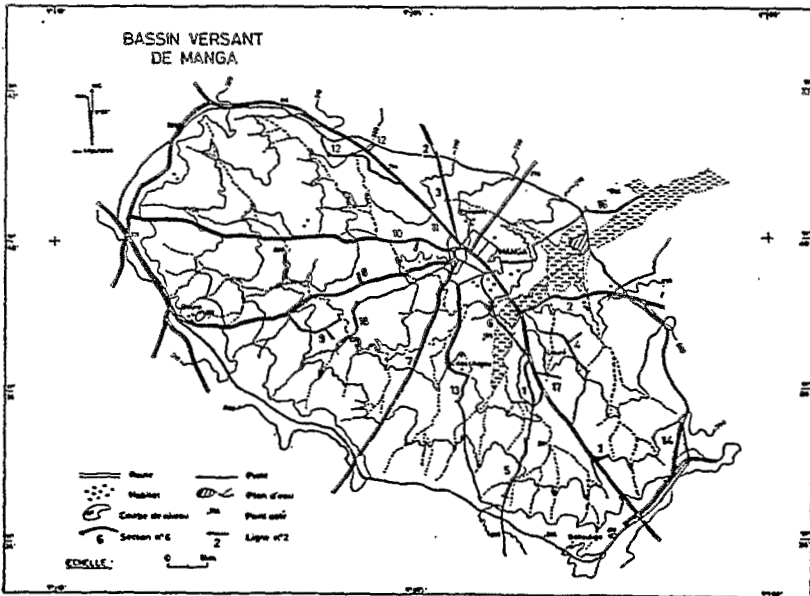


Figure 4
Bassins de Binndé et Kazanga
Image des lames ruisselées correspondant à la pluie décennale de 120 mm

PASSAGE DU PIXEL AU BASSIN VERSANT

Au-delà de ce but simplement cartographique, il est intéressant de voir dans quelle mesure il est possible de passer à la connaissance des débits sur l'ensemble du bassin versant avec tous les problèmes liés au changement d'échelle qui en découlent.

EN VOLUME : COEFFICIENT DE CALAGE

La méthode la plus simple consiste à faire cette extrapolation par la somme des équations des lames élémentaires pondérées au prorata de leurs étendues respectives.

$$Lrc = \sum_i (Lr_i * s) / S \quad (\text{Lame ruisselée calculée})$$

$$Krc = \sum_i (Lr_i * s) / S / P10 \quad (\text{Coefficient de ruissellement calculé})$$

où :

- Lr_i est la lame ruisselée produite par le pixel i ;
- S la surface du bassin, s la surface du pixel ;
- $P10$ est la pluie décennale pour un événement.

Mais le ruissellement global d'un bassin n'étant pas la somme des ruissellements partiels du fait de la non-linéarité des processus, une dérive se produit entre somme de ruissellements élémentaires et ruissellement global, que l'on peut expliquer par un « effet d'échelle » ou de globalisation, et qui vient du comportement différent de parcelles juxtaposées.

La solution habituellement utilisée consiste à utiliser un « coefficient de calage », rapport entre valeurs calculées (somme des valeurs étendue au bassin versant) et valeurs observées (par mesures hydrologiques directes des débits à l'exutoire).

Ces coefficients de calage sont variables dans l'espace d'un bassin à l'autre, ce qui gêne l'exportation de la méthode vers des bassins non jaugés. Par exemple, sur les trois bassins de Manga, nous avons obtenu des coefficients de 0,53 à 0,90 (figure 5 et 6). Malgré ces graves inconvénients, on garde l'espoir de parvenir directement de la mesure locale à l'estimation de la lame ruisselée à l'échelle du bassin versant (ALBERGEL J., 1987).

Ce type de méthode est appliqué au Sahel depuis quelques années, avec recours à une cartographie manuelle aidée éventuellement par photo-interprétation de photographies aériennes. L'originalité de notre approche consiste à essayer de faire cette cartographie par télédétection selon un protocole précis qui puisse être stable et réutilisable d'un opérateur à l'autre.

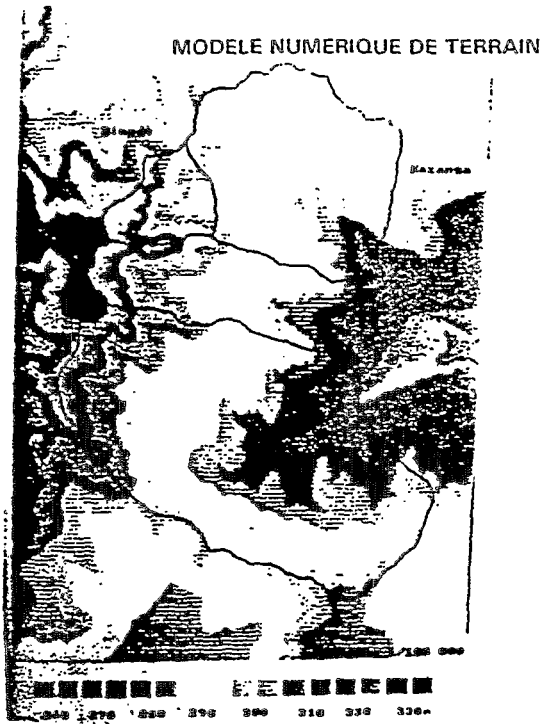


Figure 5
Fonction de calage sur Louré - Intervalle de confiance à 95 %

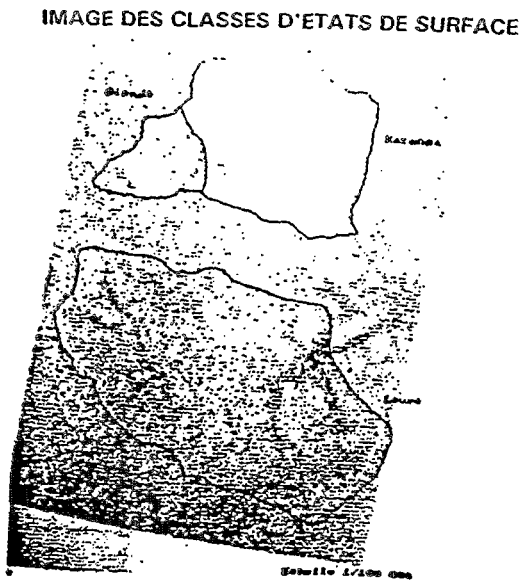


Figure 6
Évaluation du débit de crue décennale - Bassin de Manga

HYDROGRAMMES DE CRUE

Pour passer du volume de crue au débit maximal de crue, il est nécessaire d'avoir des informations sur la forme de l'hydrogramme, soit par des coefficients types de passage du débit moyen au débit maximal, soit mieux, si c'est possible, par reconstitution de l'hydrogramme de crue.

Nous présentons ici, une ébauche de modélisation de l'hydrogramme par couplage entre télédétection (définissant pixel à pixel des facteurs de ruissellements) et MNT (modèle numérique de terrain définissant les conditions de transfert des eaux, cf. figure 7). Cet essai est destiné à montrer qu'à partir des outils spatialisés que nous offrent la télédétection et les modèles numériques de terrain, il est possible de construire une chaîne entièrement automatisée permettant d'approcher le débit de crue du bassin.

Notre modélisation s'intéresse au seul ruissellement de surface et part des hypothèses déjà énoncées pour la partie volume de crue. Elle utilise un schéma de type « hydrogramme unitaire » pour le transfert, reconstitué à partir d'hypothèses simples sur les vitesses de propagation des eaux dans le bassin.

Un modèle de propagation a été écrit en langage turbo C sur micro-ordinateur et appliqué aux bassins versants étudiés. La comparaison entre les hydrogrammes de crues estimés à l'aide de notre méthodologie et ceux observés ou estimés de façon traditionnelle, donne une grande cohérence globale des observations et des estimations. Les résultats que l'on observe pour les trois bassins étudiés sont tout à fait acceptables et donc encourageants (figure 8 et 9).

BASSINS DE BINNDE ET KAZANGA
IMAGE DES LAMES RUISSELLEES CORRESPONDANT
A LA PLUIE DECENNALE DE 120 MM



Figure 7
Modèle numérique de terrain

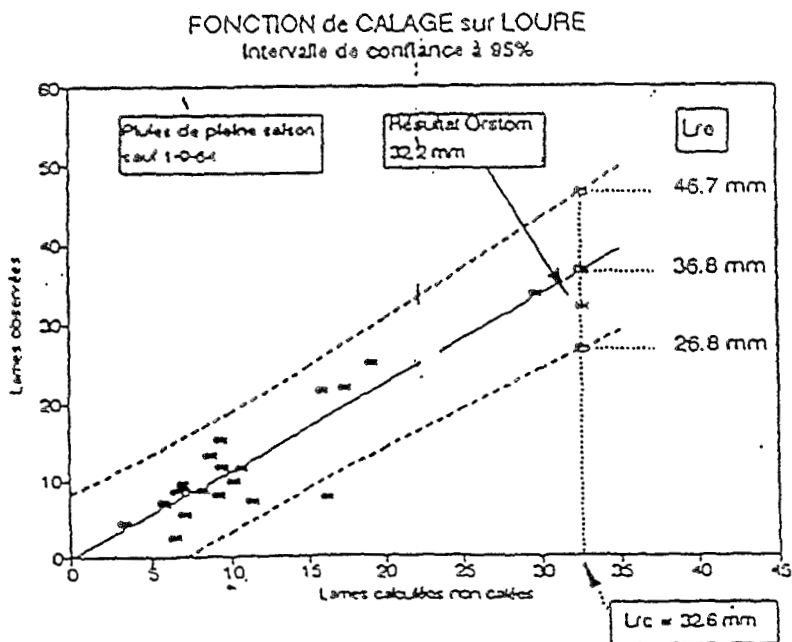


Figure 8
*Crue annuelle estimée sur Binndé
À partir du hyélogramme décennal type*

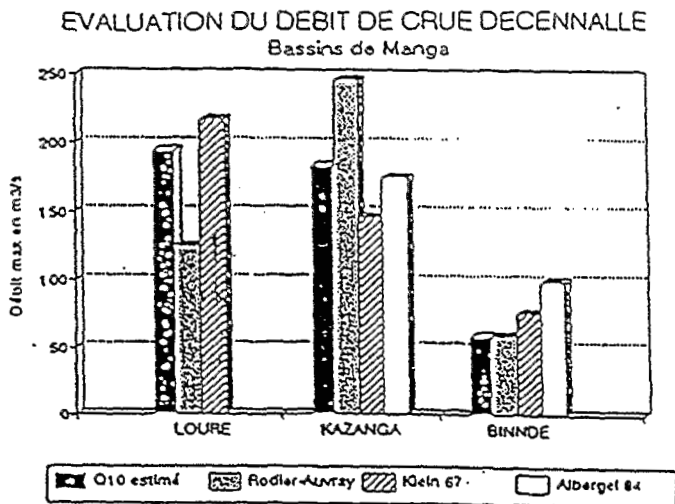


Figure 9
*Hydrogramme unitaire reconstitué
Bassin de Kazanga*

CONCLUSION

L'objectif de nos travaux était avant tout de définir, en la testant, une méthode aussi fiable que possible de caractérisation de l'aptitude au ruissellement des bassins versants en zone sahélienne et nord-soudanienne. Les premiers résultats du décodage des images satellitaires sont encourageants et permettent de penser qu'un grand avenir est réservé à leur exploitation pour cartographier l'aptitude des sols au ruissellement et à l'infiltration.

Le passage d'un décodage d'image à une quantification hydrologique à l'échelle d'un bassin versant pose encore de nombreux problèmes. Notamment celui des transformations subies par les surfaces élémentaires au cours de la saison des pluies et celui des transferts hydriques à l'échelle des unités paysagiques et des versants.

En ce qui concerne les transformations subies par les surfaces élémentaires en cours de saison des pluies, il existe encore peu d'informations, faute d'observation de l'évolution des états de surface et de suivi de leur comportement hydrodynamique. Les sols cultivés sont les premiers à subir des transformations rapides et radicales par le travail du sol, sous l'action des gouttes de pluie ou par la croissance du couvert végétal. Les premières informations disponibles à ce jour sont relatives à l'évolution de l'aptitude au ruissellement des sols sableux fins après sarclage (LAMACHÈRE J.M., 1991), mais elles ne peuvent être extrapolées à tous les types de sols cultivés et à tous les types de travail du sol.

Les surfaces naturelles subissent, elles aussi, de profondes transformations en relation avec le développement du couvert végétal, sa sénescence ou sa destruction par le feu et le surpâturage. Des observations ont été effectuées en zone sahélienne sèche sur le bassin versant de la mare d'Oursi au cours de l'hivernage 1986 (DEVINEAU J.L., 1992). D'autres observations sont en cours sur l'évolution de la savane africaine dans le cadre du programme Salt (Savane A Long Terme), mais elles doivent être complétées par des informations hydrologiques pour être utilisables dans la définition des fonctions de production des surfaces élémentaires.

À l'échelle des unités paysagiques, il semble nécessaire de procéder à une description spatiale minutieuse des états de surface, des sols et des chemins de l'eau, puis d'associer cette description à des mesures de ruissellement sur un ensemble de micro-bassins versants soigneusement sélectionnés. La même démarche doit être appliquée à l'échelle des versants pour appréhender leur fonctionnement hydrologique et modéliser les transferts hydriques à cette échelle.

Nos travaux de terrain, menés au Burkina Faso depuis les zones sahéliennes sèches jusqu'aux zones de savane humide, ne fournissent pour l'instant qu'une répartition des états de surface qui est une moyenne de saison sèche. Ils ne fournissent que peu d'informations sur les conditions de transfert des eaux au sein d'une même unité paysagique, ou de l'amont vers l'aval d'un versant, en fonction de la structure du paysage et de l'évolution du couvert végétal.

Quoiqu'il en soit, la modélisation mathématique offre de multiples ressources pour passer outre à l'insuffisance de nos informations descriptives. La solution la plus simple consiste à procéder à un calage des paramètres du modèle hydrologique à partir de mesures globales effectuées à l'exutoire des bassins versants. C'est la solution retenue dans le cadre de nos travaux de modélisation hydrologique. Elle ne diffère pas de celle proposée par (ALBERGEL J., 1987) dans l'ouvrage « Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso : du m² au km² » et présente les mêmes inconvénients d'une difficile régionalisation, faute de pouvoir estimer les paramètres de calage à partir d'éléments descriptifs collectés sur le bassin versant. Pour sortir de cette impasse, il semble bien qu'il faille emprunter le difficile chemin d'une connaissance plus approfondie du ruissellement à l'échelle des paysages et des versants en complétant celle que nous avons acquise à l'échelle de la surface élémentaire.

BIBLIOGRAPHIE

ALBERGEL J., RIBSTEIN P., VALENTIN C., 1986 - L'infiltration : quels facteurs explicatifs ? Analyse des résultats acquis sur quarante-huit parcelles soumises à des simulations de pluies au Burkina Faso. Journées hydrologiques de l'Orstom, Montpellier. Collection Colloques et Séminaires, 25-48.

ALBERGEL J., 1987 - Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso : du m² au km² - Étude des paramètres hydrologiques et de leur évolution. Orstom, Études et Thèses, 341 p.

CASENAVE A., VALENTIN C., 1989 - Les états de surface de la zone sahélienne - Influence sur l'infiltration. Orstom, 1989.

CIEH, LCT CÉMAGREF/ENGREF, BUNASOLS, 1990 - Utilisation de la télédétection satellitaire pour la caractérisation hydrologique de neuf bassins versants au Burkina Faso.

- Tome 1 : Bassin versant de Tiébélé
- Tome 2 : Bassin versant de Boukouma
- Tome 3 : Bassin versant de Gha et Sian
- Tome 4 : Bassin versant de Zeguedeguin
- Tome 5 : Bassin versant de Yitenga
- Tome 6 : Bassin versant de Nagbangré et Ouedbila
- Tome 7 : Bassin versant de Louré (Manga).

CIEH., LCT., CÉMAGREF/ENGREF., ORSTOM., BUNASOLS., 1992 - Étude hydrologique avec traitement d'images de neuf bassins versants de petits barrages au Burkina Faso.

Tome 1 : Rapport général, 1^{ère} partie, 71, 54 annexes

Tome 2 : Rapport général, 2^{ème} partie, 72-107, 74 annexes

Tome 3 : Annexes méthodologiques, 191 p.

COURAULT D., VALENTIN C., 1990 - Caractérisation spectrale des principales organisations de surface des sols du Niger, *In Xe journées de télédétection de l'Orstom, Bondy 1990.*

DEVINEAU J.L., FOURNIER A., LAMACHÈRE J.M., MALEK C., 1992 - Le programme d'évaluation préliminaire Spot n° 149 - Spot-Oursi - Observations au sol, photo-interprétation et traitements numériques d'images satellitaires sur le bassin versant de la mare d'Oursi. Communication au Colloque "Mare d'Oursi", Ouagadougou, 17 au 21 février 1992, 20 p.

HOEPFNER, GOUTORBE, SELLERS, TINGA, 1991 - Le programme HAPEX Sahel, *In « Utilisation rationnelle de l'eau de petits bassins versants en zone aride ».* Éd. AUPELF UREF, John Libbey Eurotext.

JOANNES, PARNOT, RANTRUA, SOW, 1986 - Possibilité d'utilisation de la télédétection dans le domaine de l'eau en Afrique. CIEH, *Série Hydrologie*, Ouagadougou, 141 p.

LAMACHÈRE J.M., 1988 - Programme d'évaluation préliminaire Spot PEPS n°149 - Spot Oursi - Les états de surface de la région d'Oursi - Observations au sol et hydrodynamique, Orstom Ouagadougou, 98 p.

- LAMACHÈRE J.M., 1991 - Aptitude au ruissellement et à l'infiltration d'un sol sableux fin après sarclage. Proc. of the Niamey workshop, feb. 1991, *AISH Publ. 199*, 109-119.
- OCDE (Organisation de Coopération et de Développement Économiques), Club du Sahel, 1989 - Compte rendu de la conférence sur la télédétection satellitaire au service du Sahel, Niamey.
- PUECH C., LAILY B., 1990 - Utilisation de la télédétection satellitaire pour la caractérisation hydrologique de neuf bassins versants au Burkina Faso. Projet PNUD-CIEH, Ouagadougou.
- PUECH C., 1990 - Apport de la télédétection à l'aménagement des bassins versants par petits ouvrages en Afrique soudano-sahélienne, *In* « Utilisation rationnelle de l'eau de petits bassins versants en zone aride ». Éd. AUPELF UREF, John Libbey Eurotext, 1991.
- PUECH C., CHABI G., 1983 - Méthode de calcul des débits de crues décennales pour les petits et moyens bassins versants en Afrique de l'Ouest et Centrale. CIEH, *Série Hydrologie*.
- RODIER J.A., AUVRAY C., 1965 - Estimation des débits de crues décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique occidentale. Orstom-CIEH.

ÉVALUATION DES CAPACITÉS D'EXPLOITATION DES PLANS D'EAU SAHÉLIENS PAR IMAGERIE SPOT

C. PUECH¹

La sécheresse qui frappe depuis quelques années la zone sahélienne a ravivé le problème de l'utilisation rationnelle des eaux de surfaces. Pour de multiples raisons, un certain nombre de « mares » (plans d'eau naturels jusqu'à quelques centaines d'hectares) sont peu ou mal exploitées. Dans le but d'arriver à un aménagement rationnel de ces plans d'eau, il est important, dans un premier temps, de recenser la ressource non seulement du point de vue qualitatif, mais aussi quantitatif (figure 1).

L'aménagement de chaque mare candidate, puis sa gestion éventuelle, passent par la connaissance préalable de sa géométrie, généralement décrite par l'intermédiaire d'une courbe dite « hauteur-surface » ou « hauteur-volume ».

Or, faire l'inventaire systématique et mettre en route des campagnes de mesures traditionnelles (bathymétrie) pour définir de telles courbes sur toute l'étendue du territoire est une opération longue, coûteuse, et impossible à prendre en charge par les seuls moyens des services nationaux.

L'objectif du projet présenté ici était de déterminer si la télédétection était capable de recenser les mares et d'en déterminer les courbes types, et ceci dans des délais raisonnables tout en précisant les coûts, la fiabilité et la précision.

¹Laboratoire Commun de Télédétection - Cémagref/Engref - BP 5095 - 34033 Montpellier Cedex 01 - France

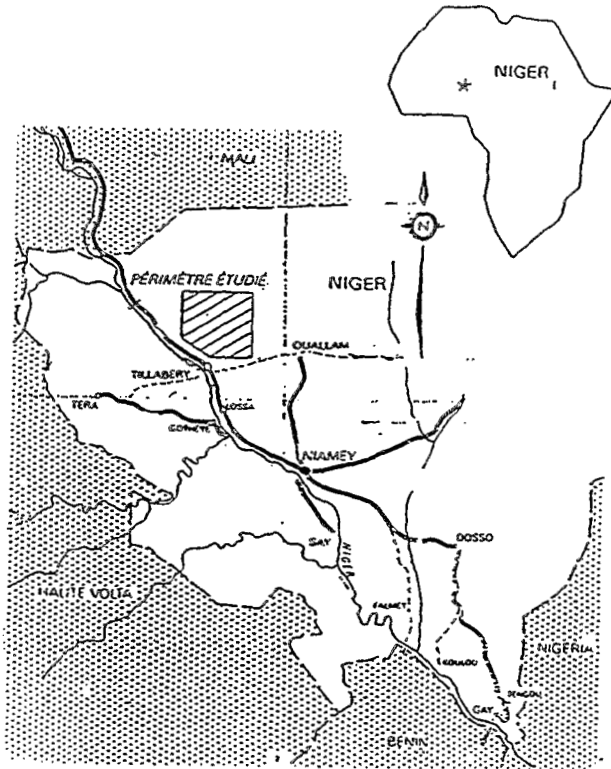


Figure 1

Plans d'eau Sahéliens - carte de situation

Deux essais ont été réalisés conjointement au Niger :

- une recherche à partir de documents aériens : photos verticales ou obliques prises à partir d'un avion type aéro-club, combinées avec une mire ou un repérage sur profil topographique au sol (figure 4). La précision et la fiabilité sont assurées mais l'opération, assez lourde, est réservée à un petit nombre de mares déjà sélectionnées ;
- une recherche à partir de la seule imagerie du satellite Spot (figure 3 et 5).

La méthodologie développée s'appuie sur quelques hypothèses généralement confirmées : d'une part on néglige le terme d'infiltration devant celui d'évaporation pendant toute la saison sèche, ce qui simplifie le bilan des eaux et permet de relier date des clichés et baisses de niveau à travers la seule évaporation. Ceci est confirmé par l'étude de l'allure de la décrue des plans d'eau au cours de la saison sèche (figure 2).

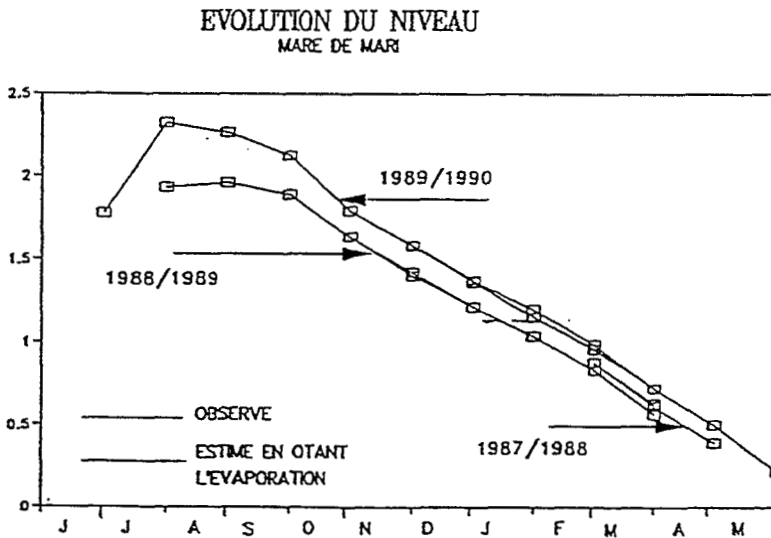


Figure 2

Comparaison entre courbes de décrue de la mare et évaporation Mare de Mari

D'autre part, on utilise une forme type pour la courbe « hauteur-surface », à savoir :

$$S = S_0 \cdot H^\alpha \text{ avec } \alpha \text{ proche de } 1,25.$$

Ceci venant d'une étude statistique des courbes connues dans la région sahélienne.

À partir de l'étude, il est possible d'établir la courbe « hauteur-volume » d'une mare à l'aide de trois images Spot de la même saison sèche (cf. schéma de principe).

La validation des hypothèses ainsi que la comparaison efficace des différentes méthodes a été rendue possible grâce à une coopération avec l'École Polytechnique Fédérale de Lausanne qui a mis un étudiant à notre disposition ce qui a permis de réaliser une campagne de mesures sur le terrain. On a pu, *in situ*, recueillir des éléments de validation.

Ainsi, pour la surface, l'erreur de détermination est inférieure à 5 % pour toute surface en eau supérieure à 10 hectares (figure 6).

Ceci conduit, pour la détermination des volumes, à des imprécisions de 15 à 30 %. Cette précision est tout à fait satisfaisante compte tenu de l'utilisation faite de ces documents. On utilise en effet ces courbes dans des simulations de gestion des mares, consistant à suivre mois par mois pendant la saison sèche, l'évolution des niveaux et des volumes en fonction de l'évaporation (tranche

GESTION DES PLANS D'EAU SAHÉLIENS A L'AIDE D'IMAGES SATELLITE

SCHÉMA DE PRINCIPE

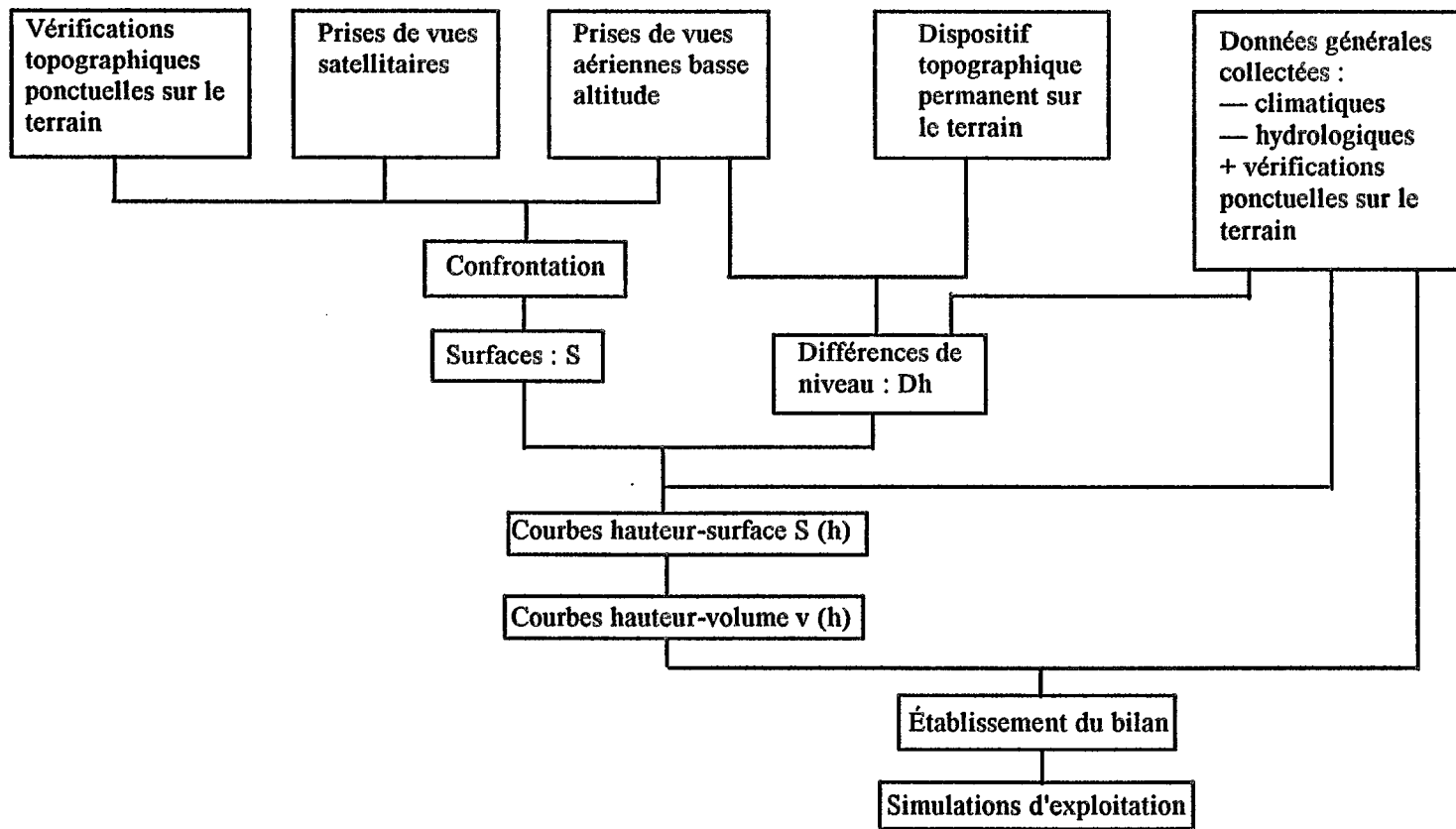




Figure 3

Région de Tillabery (Niger) / Extrait Image spot K59 J322 du 12/10/89. Echelle 1/5000

CARTOGRAPHIE DES PLANS D'EAU



PHOTO-INTERPRETATION DE VUES AERIENNES

Figure 4
Mare Tillabery n° 6 Ter

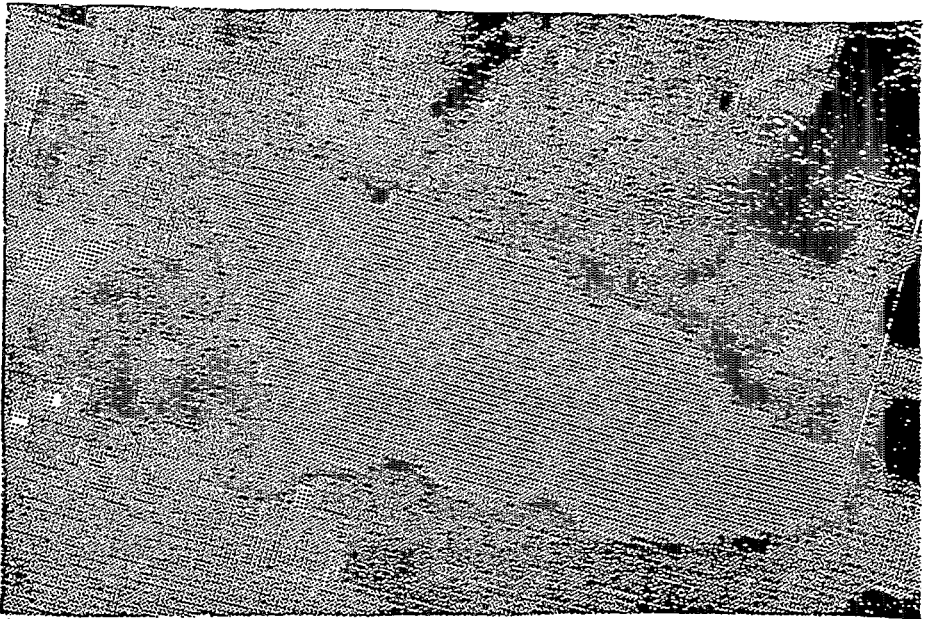


Figure 5
Image satellite spot XS

d'eau perdue) et de plusieurs hypothèses d'aménagement (volumes d'eau prélevés). La comparaison des dates d'assèchement obtenue indique l'aménagement le plus adapté.

La comparaison des méthodes pour l'établissement de ces courbes pour la région d'étude (Tillabery, au Niger) peut être résumée comme suit :

	Pb logistiques	Délais	Coût/ha acquisition données	Précision sur les surfaces	Précision sur les volumes
Mesures TOPO	très importants	5 à 10 ans	500 FF	1 %.	5 %
Photo aérienne	moyens	3 ans	75 FF	< 3 %	5 à 15 %
Images satellite	faibles	une saison	50 FF	2 à 10 % fonction des mares	15 à 30 %

Le résultat de cette étude est assez probant : par une méthode robuste, peu chère et rapide, la télédétection satellitaire est à même de constituer un inventaire exhaustif de toute mare dépassant 1 hectare et de définir avec une précision acceptable sa géométrie pour une surface minimale de 10 hectares.

Il est alors possible de dégrossir le problème de l'aménagement par une sélection des mares prioritaires d'un point de vue potentiel hydraulique. Ces mares feront l'objet de mesures plus précises soit par photographies aériennes, soit, en phase aménagement, par des mesures classiques au sol.

Un exemple d'obtention de telles courbes hauteur-surface est donné figure 7. On peut alors l'utiliser dans un scénario de gestion des ressources pour estimer la capacité d'exploitation agricole du plan d'eau.

PLANS D'EAU SAHELIENS

Qualité d'estimation de la surface en eau
à partir d'images SPOT XS

———— Photo interprétation sur écran
----- Optimum statistique à partir d'histogrammes

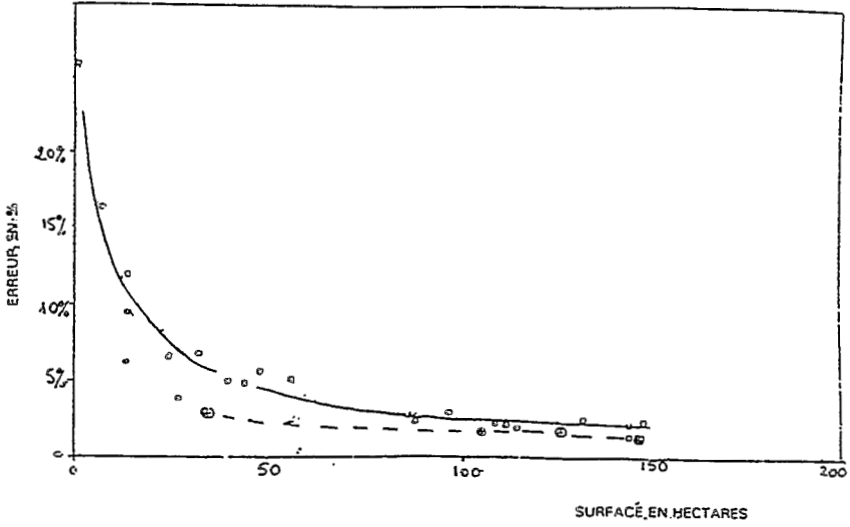


Figure 6
Taux d'indécision en fonction de la surface

MARE 6 TER
COURBE HAUTEUR-SURFACE

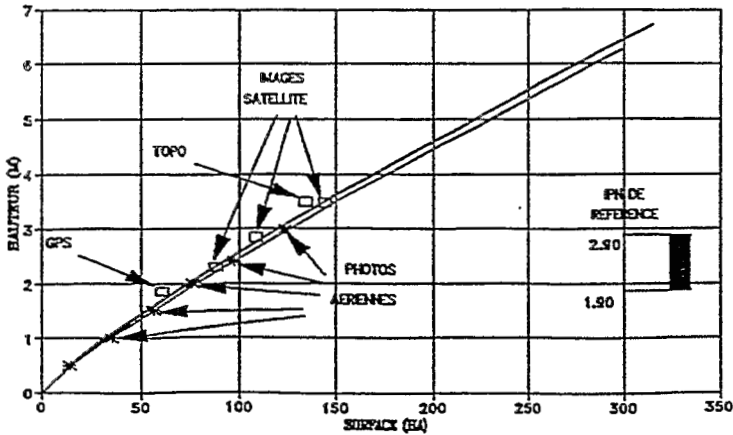


Figure 7
Courbe hauteur-surface

UN SYSTÈME D'INFORMATION GÉOGRAPHIQUE NUMÉRIQUE APPLIQUÉ A L'EAU (SIGNEAU)

M. RISSONS¹

RÉSUMÉ

Cet article présente le modèle SIGNEAU, outil ayant pour objectif l'organisation des données géographiques explicatives de l'hydrologie, en une base de données d'objets hydrologiques, dont la structure ramifiée et hiérarchique, est induite par le cheminement des écoulements superficiels.

¹Laboratoire d'Hydrologie et Modélisation-Université Montpellier II

INTRODUCTION

La nécessité d'évaluer l'impact de changements globaux dans les agrosystèmes et les écosystèmes, mais aussi les perturbations majeures telles que les incendies, crée de nouvelles exigences en matière de modélisation hydrologique.

Le succès de cette modélisation dépend de la capacité à appréhender les processus hydrologiques dans les différents compartiments du cycle de l'eau et à organiser les différents plans d'informations spatialisées en relation avec ces processus.

Cette hydrologie qui se veut plus explicative, mais qui est aussi plus complexe, peut être facilitée par une modélisation en deux étapes, séparant les « données », des « méthodes » les manipulant. La première partie constitue une préparation de la multitude des informations explicatives de l'hydrologie qu'il est nécessaire d'acquérir, d'analyser et de gérer. La seconde phase représente le travail de réflexion hydrologique à travers les mécanismes de transfert à modéliser. Ces deux parties présentent des problématiques bien distinctes, justifiant la dissociation. Elles ne sont toutefois pas totalement indépendantes, étant donné que ce sont les processus qui induisent le choix de variables pertinentes. La structure de l'information constitue une seconde dépendance.

Les mécanismes hydrologiques s'appliquent communément à des unités considérées comme homogènes, où les caractéristiques de sol, de végétation, de topographie et autres, peuvent être considérées uniformes ou suivant une loi simple. Il est par conséquent important d'organiser l'information selon ces entités, en associant à chacun des éléments, des paramètres pour prendre en compte la variabilité spatiale de données géographiques sur l'étendue de chacune de ces unités. Les éléments peuvent être également organisés ; (MARK, 1978) préconise l'utilisation d'une structure imposée par le processus étudié. Pour l'hydrologie de surface, cette structure doit être induite par l'écoulement superficiel qui, du fait des mécanismes morphogénétiques, est souvent en coïncidence avec l'hydrologie souterraine. L'organisation des entités selon le cheminement hydraulique est réalisable par des chaînages des éléments, qui peuvent être explicités par des codifications adéquates. La structuration des données précédemment expliquée permet en définitive la constitution d'une base de données d'objets hydrologiques ayant comme contenu informationnel celui des entités, et une structure imposée par le phénomène étudié ; (BAND, 1989) décrit un système d'information similaire.

Son modèle découpe l'espace en bassins versants et les codifie. Il constitue ensuite une base de données de bassins ayant une structure induite par le réseau hydrographique et contenant les descripteurs de ces entités. Cet article présente le modèle SIGNEAU, système d'information basé sur un découpage plus fin, et,

par conséquent, plus homogène et fonctionnel : les parcelles. L'extraction de ces éléments requiert celle d'autres entités (bassins versants, versants, éléments de versants).

Cette première étape d'une modélisation complexe permet une gestion simplifiée de l'information mais rend également possible l'utilisation de méthodologie informatique récente telle que le concept « objet » pour la modélisation hydrologique proprement dite constituant la seconde étape. La base constituée par la première partie est en définitive une base d'objets hydrologiques dont les éléments de base sont le bief et la parcelle. Ces entités ont été différenciées en raison de leurs comportements hydrauliques très distincts. L'utilisation d'une modélisation objet pour la seconde partie renforcera la dissociation en créant des classes d'objets spécifiques. Elle amènera à la constitution d'un modèle renfermant une collection de méthodes. La disponibilité ou non d'une information permettra de choisir le mécanisme à employer. Cette souplesse possible en raison de la structuration de l'information démontre aussi une relative indépendance des deux étapes « données » et « méthodes ».

Cette publication sera décomposée en deux parties principales :

- les méthodes d'extraction et de numérotation des unités ;
- la constitution de la base de données des entités.

MATÉRIELS ET MÉTHODES

Le modèle SIGNEAU a été développé dans le cadre du projet ALLEGRO (analyses locales et intégrées de la ressource en eau). Ce programme de recherches se situe dans la double problématique de l'évaluation des conséquences hydrologiques des changements dans les agrosystèmes et écosystèmes, et celle des changements globaux. Ce modèle a été appliqué sur le bassin versant d'une superficie de 125 km², d'un affluent de la rive droite du fleuve français de l'Hérault : la PEYNE.

Bien que le modèle ait été conçu en programmation classique, le concept objet (MEYER, 1991) a prévalu à la création de celui-ci. Ce principe est explicite dans les différentes méthodologies présentées ci-après. Les divers types d'entités possèdent des caractéristiques fonctionnelles communes qui permettent l'émergence d'un objet hydrologique élémentaire caractérisé par une donnée : le libellé de l'élément et une méthode : la numérotation de priorité à gauche.

L'objet bief hérite directement de cette classe à laquelle est adjointe une méthode d'acquisition spécifique. L'objet bassin versant constitue la classe supérieure des unités de paysages. Celle-ci possède une méthode d'acquisition et de numérotation héritée de la méthode de codification de l'objet hydrologique de base. Les autres entités héritent hiérarchiquement des propriétés et méthodes de la classe de rang supérieur. Par exemple, les éléments de versant sont extraits

selon la méthode d'acquisition du bassin versant à laquelle sont adjoints des traitements spécifiques, les parcelles sont codifiées selon la méthode de numérotation des éléments de versants.

Ce modèle permet à partir d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) l'extraction du réseau hydrographique et le découpage de l'espace en différentes unités de paysages (bassins versants, versants rives gauche et rives droite, éléments des versants, parcelles). Les méthodes d'acquisition des toposéquences ont pour caractéristique commune la création d'entités hydrologiques qui, du point de vue de l'écoulement de surface, ont un seul aval et un seul amont. Les transferts latéraux sont rendus impossibles en raison de l'existence de barrières hydrauliques : les lignes de crêtes et lignes de pentes.

Des codifications adéquates permettent d'élaborer des liens hydrologiques entre les entités extraites. Ces liaisons expriment le sens d'écoulement supposé de l'eau de surface, ce sont des chaînages inter-entités (un bief s'écoule dans un autre bief, une parcelle ruisselle sur une autre parcelle) ou des chaînages extra-entités (une parcelle alimente un bief). Les numérotations mettent également en évidence les liens d'appartenance ou d'inclusion (une parcelle est incluse dans un élément de versant, qui appartient à un versant, lui-même faisant partie d'un bassin versant).

EXTRACTION ET NUMÉROTATION DES UNITÉS

RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

La détermination du réseau hydrographique à partir d'un MNT peut être réalisée par deux groupes de méthodes : les méthodes morphologiques visant à caractériser une forme de vallée, les méthodes dynamiques cherchant à suivre le trajet que ferait une goutte d'eau ruisselant à la surface du sol (PEUCKER ET DOUGLAS 1975 ; O'CALLAGHAN ET MARK 1984 ; BAND 1986 ; TARBOTON *et al.* 1989). Les méthodes du premier groupe effectuent des analyses de voisinage ou des filtres pouvant être réalisés par un SIG. Cependant, ces techniques donnent un réseau hydrographique brut non satisfaisant. Les rivières détectées sont assez discontinues et ont le plus souvent une largeur supérieure à la maille du MNT.

Les méthodes du second groupe sont inspirées du modèle physique de ruissellement de l'eau sur un relief. Elles consistent à suivre la plus grande pente entre une maille et ses huit voisines. La mise en oeuvre par un SIG est impossible. La technique adoptée procède en plusieurs étapes. La première consiste à calculer pour chaque maille du MNT, une direction de drainage codifiée de un à huit pour les huit directions possibles, le code zéro indiquant

l'existence d'un minimum local. La seconde étape consiste à traiter interactivement ces anomalies. Le calcul d'un fichier de surface de drainage s'effectue dans la troisième étape. Chaque maille contient la valeur de la surface qu'elle draine. Le réseau hydrographique est extrait à partir du calcul de la surface drainée, l'hypothèse sous-jacente est que la quantité d'eau s'écoulant en un point est proportionnelle à la surface drainée : le seuil, au-delà duquel un écoulement suffisamment concentré donne naissance à une rivière. Ces trois premières phases sont réalisées par le logiciel LAMONT (Logiciel d'Application de Modèles Numériques de Terrain) de (DEPRAETERE C, 1991) de l'ORSTOM.

La numérotation d'une rivière nécessite le fichier de surfaces drainées et le fichier de directions de drainage. Toutes les mailles du fichier de directions ayant une surface drainée supérieure ou égale à la surface seuil constituent des mailles rivière. Le réseau hydrographique, ainsi défini, peut être alors facilement parcouru puisque le sens de parcours est l'inverse du sens de drainage ou sens d'écoulement.

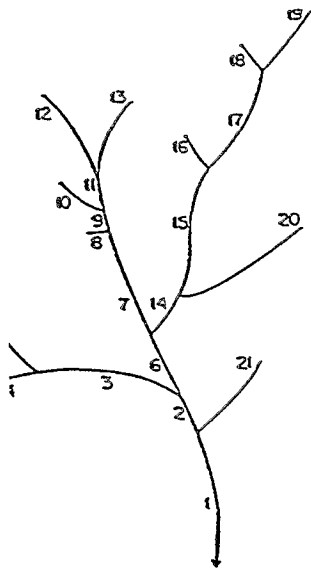
La codification choisie est la numérotation de « priorité à gauche » (SMART, 1970). Pour un réseau hydrographique possédant un exutoire unique, ce système de codage consiste à parcourir les berges de l'ensemble du réseau en partant de la rive droite de l'exutoire. Le réseau est décrit en parcourant un à un chacun des biefs, en montant sur la rive droite de leur confluence au point source et en redescendant par la rive gauche. La description complète du réseau s'achève au retour au point exutoire par la rive gauche. Cette méthode est appelée « priorité à gauche » car en chaque noeud où plusieurs biefs aboutissent, le premier le plus à gauche non numéroté est parcouru (le terme gauche correspond à la gauche d'une personne remontant le réseau puisque l'algorithme de parcours est montant). Dans cette technique, chaque tronçon est parcouru deux fois, une fois en montant, une fois en descendant. Une liste des numéros de biefs parcourus permet de décrire la structure arborescente de la rivière (figure 1).

Cette codification a des propriétés fort intéressantes en hydrologie :

- extraction d'un sous réseau ;
- détermination du bief aval à un bief donné ;
- détermination des biefs amont à un bief donné ;
- reconstitution de la classification de Strahler de 1964.

BASSINS VERSANTS ET VERSANTS RIVES GAUCHE ET DROITE

La délimitation de bassins versants peut être réalisée également par les deux groupes de méthodes déjà citées. Les méthodes dynamiques utilisent les informations du fichier de drainage qui indiquent les sens d'écoulement de maille en maille. Plusieurs algorithmes peuvent être envisagés.



Liste des biefs.

1 2 3 4 4 5 5 3 6 7 8 8 9 10 10 11 12 12 13 11 9 7 14 15 16 16 17 18 18 15
17 15 20 20 14 6 2 21 21 1

Extraction d'un sous réseau.

ex: 7 8 8 9 10 10 11 12 12 13 13 11 9 7

Détermination du bief aval à un bief donné.

ex: 17 18 18 19 19 17 15 15 a pour bief aval 17

Détermination des biefs amonts à un bief donné.

ex: 14 15 16 16 17 18 18 19 17 15 20 20 14 14 a pour bief amont 15 et 20

Figure 1

Numérotation de « priorité à gauche »

La technique adoptée a été mise au point pour ce travail de structuration de l'information. Elle est une des applications de la numérotation de « priorité à gauche » du réseau hydrographique (explicitée ci-dessus), un bassin étant décrit par la rivière de seuil de surface égale à l'unité qu'il engendre. Les bassins versants, sont déterminés et numérotés en même temps que la numérotation du réseau hydrographique (figure 2).

A l'exutoire principal, l'algorithme de délimitation du bassin versant ayant ce même exutoire est exécuté. Tout le bassin est codé 1. Lorsque l'algorithme de numérotation des cours d'eau détermine une bifurcation, il parcourt la première rivière la plus à gauche et relance la délimitation du bassin versant engendré par ce bief, ayant pour exutoire la première maille après ramification. Toute la surface est codée 2, et ainsi de suite. Un bassin a le même numéro que le bief qu'il engendre.

En même temps que cours d'eau et bassins versants sont numérotés, la technique de « priorité à gauche » permet de réaliser aisément la distinction entre rive gauche et rive droite. Le cours d'eau constitue le séparateur entre rives.

Deux cas sont distingués :

- le bassin versant est à l'extrémité d'un sous-réseau. Par conséquent, il n'est pas traversé entièrement par un cours d'eau. Il est nécessaire d'achever virtuellement le ruisseau jusqu'à atteindre la limite du bassin,

une source fictive. La continuité du cours d'eau est réalisée en recherchant la ligne de plus grande surface drainée. En utilisant la méthode de « priorité à gauche », gauche et droite sont connus à chaque instant. Jusqu'à ce que le réseau hydrographique de surface seuil unitaire (bassin versant) atteigne le point source, toutes les mailles parcourues ont le code droit, ensuite elles ont le code gauche ;

- le bassin versant est découpé en deux par un cours d'eau. La technique est la même que précédemment, si ce n'est qu'il n'est pas nécessaire de terminer le ruisseau.

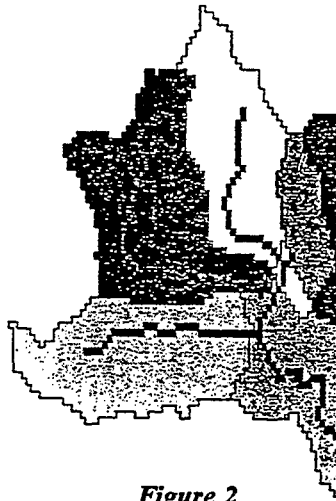


Figure 2
Réseau hydrographique et bassins versants

ÉLÉMENTS DE VERSANTS (FIGURE 3)

Les éléments de versants sont obtenus par morcellement d'un versant suivant des lignes de crêtes. L'algorithme de découpage est similaire à celui adopté pour les bassins. Le nombre d'éléments de versants au sein d'un versant est fixé par un paramètre de découpage : la surface minimale imposée pour l'obtention de ces nouvelles entités.

Les éléments de versants sont codifiés selon leur ordre d'apparition. Toutes les mailles d'un élément ont le code de cet élément. A cette numérotation absolue des unités correspond une autre codification plus hydrologique. Cette dernière permet de savoir qu'un élément appartient à tel bassin versant, à tel versant, et à tel ordre d'apparition au sein d'un versant. Cette numérotation est obtenue simplement par superposition spatiale des différents plans énumérés ci-dessus. La correspondance entre les deux codifications est réalisée par l'intermédiaire d'une table déterminée lors de la superposition.

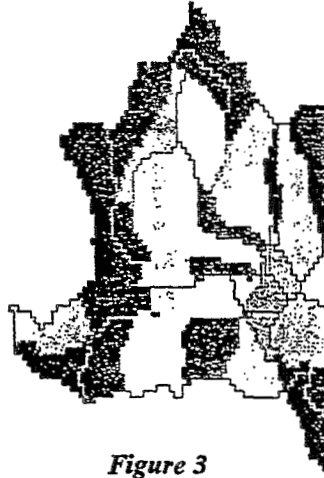


Figure 3
Eléments de versants

PARCELLES (FIGURE 4)

La parcelle est l'unité hydrologique la plus élémentaire proposée par le modèle SIGNEAU. Les parcelles sont obtenues par découpage des éléments de versant en tranches de distances d'écoulement à la rivière. Les parcelles sont codifiées selon le même principe que celui utilisé pour les éléments de versants : numérotation absolue et table de correspondance pour l'obtention de la codification hydrologique des unités. Les plans spatiaux codifiés nécessaires sont les deux couches d'informations citées précédemment.



Figure 4
Parcelles

STRUCTURE DE LA BASE DE DONNÉES

L'accès aux informations contenues dans la base de données d'objets nécessite différents codes numériques dont chacun constitue un niveau hiérarchique.

La liste de numéros de bief obtenue par la méthode de « priorité à gauche » décrit la structure arborescente du réseau hydrographique. Le code de bief constitue la principale clé d'information de la base de données. Du fait que le bassin versant et le bief qu'il engendre ont même numéro, ce seul nombre permet d'accéder à tous les renseignements relatifs à ces deux entités. Il a été montré que la numérotation utilisée engendrait une liste où chaque bief y est inscrit deux fois, une première fois en montant sur la rive droite, une seconde fois en descendant sur la rive gauche. Cette remarque met en évidence la seconde clé implicite de la base, l'accès aux versants rives gauche ou droite défini par la succession de la première clé. Par conséquent, lorsqu'un numéro est rencontré pour la première fois, il décrit le bief et le versant rive droite en sa totalité. Lorsqu'un numéro est rencontré pour la seconde fois, il est relatif au versant rive gauche uniquement, le bief étant décrit une fois pour toute à la première rencontre.

Une seconde clé explicite permet d'accéder aux informations relatives aux éléments de versants classés de l'aval vers l'amont d'un versant donné choisi par la première clé et la seconde clé implicite.

Une troisième permet d'accéder aux données des parcelles classées également selon le sens inverse de l'écoulement.

LES DONNÉES HYDROLOGIQUES

Les plans codifiés, réseau hydrographique, bassins versants, versants rives gauche et droite, éléments de versants et parcelles définissent les plans spatiaux de structures des toposéquences. La superposition de couches d'informations hydrologiques à ces plans permet de compléter le contenu informationnel de chaque entité. Chaque objet est renseigné par une valeur numérique caractérisant la variabilité spatiale de l'information considérée pour la superficie de l'unité.

Sans connaître toutes les variables spatiales pertinentes au regard du fonctionnement hydrologique en relation avec les processus qui doivent être modélisés, il est possible de définir trois types de données différentes. Leur nature diverse est prise en compte pour remplir la base lors de la superposition des informations aux plans structurants.

Le premier type de données est connu sur toute l'étendue géographique. Il ne présente pas de problème particulier. C'est le cas, par exemple, de la couverture végétale obtenue par image satellite. Chaque maille a souvent une valeur. Une

entité étant le regroupement de plusieurs mailles, elle doit posséder une ou deux valeurs pour prendre en compte la variabilité spatiale de ce paramètre. Il est nécessaire par conséquent de réaliser un traitement qui permette une intégration non brutale afin de ne pas perdre d'information. Par exemple, le calcul de la moyenne et de la variance permet de schématiser la répartition d'une variable au sein d'une unité de faible superficie. L'intégration ne peut qu'occasionner des pertes d'information limitées dues à une densité de l'information trop grande au regard du découpage. En effet, le modèle dispose de plusieurs paramètres qui permettent l'ajustement de la densité de l'information au découpage de l'espace. Ce sont la surface seuil du réseau hydrographique, la surface minimale des éléments de versants et le nombre maximum de parcelles au sein d'un élément de versant. L'adéquation entre le découpage et la densité constitue un avantage de première importance dans ce modèle d'organisation.

Le second type d'informations est connu en certains points sans que l'extrapolation soit envisageable pour toute l'étendue spatiale. C'est le cas classique de données issues de postes et points de mesure telles que le débit d'une rivière ou les résultats d'analyses chimiques. Les objets contenant l'information, possèdent un code permettant d'indiquer la présence et la nature dans ces entités de points de mesure. Ces unités contiennent également un nom de fichier, rendant possible l'accès aux différentes valeurs de mesures en ce point.

Le troisième type de données est connu en certains points avec extrapolation possible. L'interpolation permet de renseigner tout objet, c'est le cas de la pluie par exemple en utilisant les aires d'influences de la méthode des polygones de Thiessen. Chaque entité possède comme précédemment un code et un nom de fichier pour ce mode de représentation.

ENCHAÎNEMENT AMONT-AVAL (FIGURE 6)

Les codifications adoptées permettent de reconstituer les sens d'écoulement des différentes unités. Ce paragraphe expose pour les éléments de base qui serviront au modèle hydrologique : bief et parcelle, l'interprétation des codes pour la connaissance des chaînages amont-aval.

Chaque parcelle a un numéro composé de trois clés. La dernière clé exprime, au sein d'un même élément de versant, l'enchaînement des parcelles qui le constituent. Les parcelles 5-1-(2) se déversent dans les parcelles 5-1-(1). Les parcelles les plus à l'aval des éléments de versants se déversent dans les biefs. La parcelle 5-1-(1) se déverse dans le bief 5.

La seconde clé exprime l'enchaînement des éléments de versants de l'aval vers l'amont pour un versant. A l'exutoire local d'un bassin versant, les eaux provenant des éléments de versants rives gauche et droite, 1 puis 2, puis 3 sont

observées suivant cette chronologie d'apparition. A l'exutoire du bassin versant 5, les eaux provenant des parcelles 5-(1)-1 gauche et droite puis 5-(2)-1 gauche et droite... seront observables.

La première clé fixe finalement la superposition des hydrogrammes des biefs. La liste de structure du réseau hydrographique représente la suite ramifiée des enchaînements amont-aval des tronçons de rivière. Pour la liste de structure suivante 1 2 3 4 4 2 5 5 1, le bief 3 se déverse dans le bief 2, ce dernier se déverse dans le bief 1.

Le modèle SIGNEAU décrit dans cet article est perfectible. La principale remarque pouvant lui être adressée est l'utilisation d'un MNT raster pour la détermination du réseau hydrographique et des limites de bassins versants, éléments de versants, parcelles. Un MNT vecteur implique en théorie une précision accrue des contours. Ce mode autorise une densité d'informations altimétriques en relation avec les caractéristiques topographiques. Les méthodologies d'acquisition de la rivière et des bassins versants à partir de ces MNT sont récentes (MOORE et GRAYSON, 1991). Ces derniers décrivent un découpage des bassins selon les courbes de niveaux et des tubes de courants dont les intersections des lignes définissent les éléments de base du modèle TAPE-C. Les

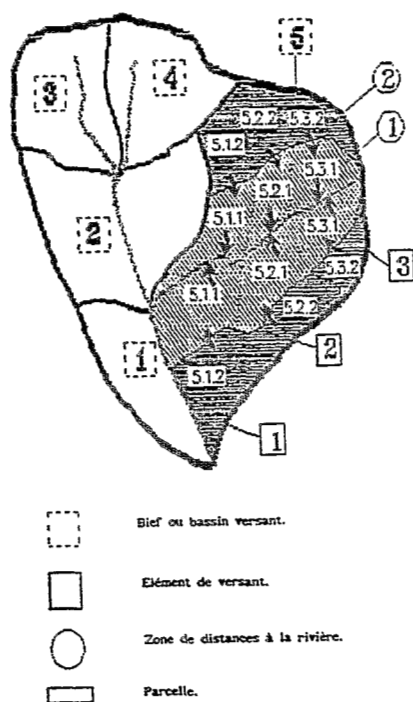


Figure 6
Enchaînement des parcelles

parcelles de SIGNEAU sont leur équivalent, les courbes de niveaux étant représentées par des distances de cheminement d'une goutte d'eau jusqu'à la rivière et les tubes de courant par les éléments de versants hydrauliquement indépendants. La différence de fonctionnalité des deux modèles, conçus à la même époque, explique le choix du mode raster pour l'un et vecteur pour l'autre. Le modèle SIGNEAU a pour objectif la structuration de l'information. La création de la base d'objets hydrologiques impose le recours à des opérations de superposition de plans d'information qui sont simples et rapides en mode raster. Les algorithmes sont complexes et nécessitent une topologie parfaite en mode vecteur.

Le seuil de la surface drainée permet, par seuillage du réseau hydrographique, de définir ce dernier. Une surface seuil trop élevée entraîne une rivière trop réduite, *a contrario* une surface trop petite, un chevelu trop important. Il a été montré que c'est le réseau hydrographique, squelette de la structuration, qui impose principalement la division de l'espace. Par conséquent, le seuil qui le définit devient le paramètre prépondérant du découpage. Normalement, ce seuil est le même partout. Néanmoins, il est possible de prendre une surface plus petite pour des zones où une étude locale a été réalisée, et une surface plus grande pour les zones où l'information spatiale est rare. Cette modulation du découpage en fonction de la densité de l'information est un point important qui permet de sauvegarder la précision des données sans devoir imposer une intégration brutale. En réalité, le seuil est d'abord calculé pour l'ensemble du bassin versant, puis est ajusté au niveau local pour prendre en compte la variation de répartition des données. Pour la PEYNE, deux bassins versants locaux ont fait l'objet d'études relativement fines, il serait préjudiciable de perdre une partie de l'information recueillie sous prétexte que le découpage imposé par le modèle crée des parcelles trop grandes, imposant une intégration violente des données.

Le modèle SIGNEAU permet l'extraction automatique et rapide de plans, tels que le réseau hydrographique, les bassins versants, les versants, les éléments de versants, les parcelles et le calcul de leurs descripteurs (longueur et pente de bief, aire, périmètre, ...) à partir d'un MNT. Cet outil réalise les calculs de nombreuses autres couches d'informations (distance à l'exutoire, distance à la rivière, aire d'influence de la méthode de Thiessen, ...). Ce programme accomplit la codification du réseau hydrographique et des unités de paysages pour expliciter les liens physiques exprimant les relations d'inclusion, de hiérarchie et le sens d'écoulement de l'eau de surface des éléments les uns par rapport aux autres. L'outil effectue la superposition de couches d'informations explicatives de l'hydrologie qui sont originellement en mode de représentation vecteur (position poste pluviométrique, ...) ou raster (pédologie, géologie, végétation) aux plans des unités de paysages afin de renseigner chaque entité. Ce logiciel

aboutit finalement, après avoir exécuté les traitements précédents, à la création d'une base de données d'objets hydrologiques ayant comme contenu informationnel celui des entités. La base a une structure adaptée au phénomène étudié ; elle est imposée par l'écoulement superficiel à travers l'enchaînement des unités.

L'information structurée rappelée succinctement permet de simplifier considérablement la gestion des données géographiques. L'organisation de l'information par la constitution d'une base hydrologique d'objets constitue la première étape pour la conception d'un modèle hydrologique spatialisé déterministe. La seconde étape est la modélisation des mécanismes hydrologiques, c'est-à-dire, la programmation des méthodes au sens objet, s'appliquant aux données des unités. Structuration de l'information en une base de données d'objets organisée selon le fonctionnement hydrologique et modélisation objet sont deux étapes qui devraient simplifier et rendre possible une modélisation très complexe.

BIBLIOGRAPHIE

- BAND L.F., 1986. Topographic partition of watersheds with digital elevation models. *Water Resources Research*. Vol 22, no 1, 15-24.
- BAND L.F., 1989. A terrain based watershed information system. *Hydrological processes*. Vol 3, 151-162.
- DEPRAETERE C., 1991. LAMONT Logiciel d'Application des Modèles Numériques de Terrain. Notice OVNIH #4 du laboratoire d'hydrologie de l'ORSTOM, 146 p.
- MARK D.M., 1978. Concept of data structure for digital terrain models. Paper presented at Digital Terrain Models Symposium. Am. Soc Of Photogramm. St Louis, Mo.
- MEYER B., 1991. Conception et programmation objet. Inter Edition Paris.
- MOORE I.D., AND GRAYSON R.B., 1991. Terrain-based catchment partitioning and runoff prediction using vector elevation data. *Water Resources Research*. Vol 27, no 6, 1177-1191.

- O'CALLAGHAN J.F. AND MARK D.M., 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data. Computer graphics and image processing. Vol 28, 323-344.
- PEUCKER T.K. AND DOUGLAS D.H., 1975. Detection of surface specific point by local parallel processing of discrete terrain elevation data. Computer graphics and image processing. Vol 4, 375-387.
- SMART J.S., 1970. Use of topologic information in processing data for channel networks. Water Resources Research. Vol 6, no 3, 932-936.
- STRALHER A.N., 1964. Quantitive geomorphology of drainage basins and channel networks. Handbook of applied hydrology, Ven Te Chow. Mc Graw Hill, New York.
- TARBOTON D.G., BRAS R.L., AND TURBE I., RODRIGUEZ I., 1989. The analysis of river basins and channel networks using digital terrain data. Report 326, Ralph M. Parsons Laboratory, Mass. Inst. Of Techno., Cambridge.

ANNEXE

Le Logiciel SIGNEAU comprenant 12000 lignes d'instructions, est composé de trois modules exécutables écrits en Turbo Pascal. Il fonctionne sur IBM PC et compatibles sous système d'exploitation MS DOS. Il requiert 640 Ko de mémoire vive et au moins 10 Mo de mémoire de masse libre. Un écran couleur est indispensable. Les cartes graphiques supportées sont les cartes Hercules, CGA, EGA et VGA. SIGNEAU calcule 64 fichiers dont 24 plans d'informations ayant la même taille que le fichier d'origine (MNT).

MODÉLISATION DES CRUES SUR LE BASSIN DE CHALCO-SAN MARCOS (110 KM²) RÉSULTATS ET APPLICATIONS

CH. BOUVIER¹ ; F. ROSSEL²

Lancé en 1991 en coopération avec la UNAM, le programme dans lequel s'inscrit cette présentation a pour objectif de modéliser les crues sur le versant naturel sud-est de l'agglomération de Mexico, en espérant ensuite appliquer les résultats à d'autres versants entourant Mexico, et plus largement, à d'autres versants de l'Altiplano mexicain.

Le bassin de Chalco-San Marcos, étudié en 1991, constitue un bon exemple régional, avec de forts reliefs qui induisent une grande variabilité des conditions de production et de transfert de l'écoulement (voir la situation du bassin en figure 1). L'analyse des crues observées sur ce bassin a conduit à l'élaboration d'un modèle distribué de la relation pluie-débit, dans laquelle les paramètres sont sensés avoir une meilleure signification régionale que celle à laquelle pourrait prétendre une modélisation globale.

Nous présentons ici les premiers résultats du modèle, obtenus à partir des observations réalisées sur le bassin en 1991. En 1992, de nouvelles mesures sont en cours de réalisation sur ce même bassin et sur l'un des bassins adjacents. L'analyse de ces dernières mesures permettra de mieux évaluer les performances du modèle, et son aptitude à décrire les crues à l'échelle régionale.

¹Hydrologue Orstom, Ciceron 609, 11450 Mexico D.F.

²VSN Orstom, Ciceron 609, 11450 Mexico D.F.



Figure 1
Situation du bassin

DESCRIPTION DU BASSIN

Le bassin San Marcos, couvre une superficie de 110 km², en périphérie sud-est de l'agglomération de Mexico. Les altitudes varient de 2 240 à 4 000 m, et influencent directement les conditions climatiques et géographiques locales :

- les précipitations annuelles varient de 600 à 1 100 millimètres ; l'extension spatiale des averses est généralement très limitée, ce qui illustre la carte des isovaleurs des intensités maximales en 5 minutes de 2 événements observés en 1991 (voir figure 2) ;
- la géographie du bassin comprend trois zones distinctes : la plaine agricole, dont les pentes sont quasi nulles ; le piémont, à dominante également agricole, avec des pentes variant de 1 à 5 % ; la montagne, couverte de forêts de pins, avec des pentes atteignant jusqu'à 25 %.

Sur l'ensemble du bassin, les perméabilités des sols sont élevées en raison de leur nature volcanique et de l'importance de l'activité agricole ou du couvert végétal (voir figure 3).

Du point de vue hydrographique, le drainage de la partie terminale du bassin est assuré par un canal artificiel d'environ 5 kilomètres de longueur et de pente moyenne égale à 0,5 %.

Enfin et surtout, l'écoulement sur le bassin est bloqué en plusieurs points par des aménagements destinés à la protection contre les inondations. A l'issue d'un travail de terrain exhaustif, ces ouvrages ont été localisés et pris en compte pour redéfinir les limites réelles du bassin. La zone de plaine située à une altitude inférieure à 2 280 m ne participe pas non plus à l'écoulement, compte tenu des faibles pentes, des perméabilités élevées des sols agricoles et de la surélévation du canal par rapport à la plaine.

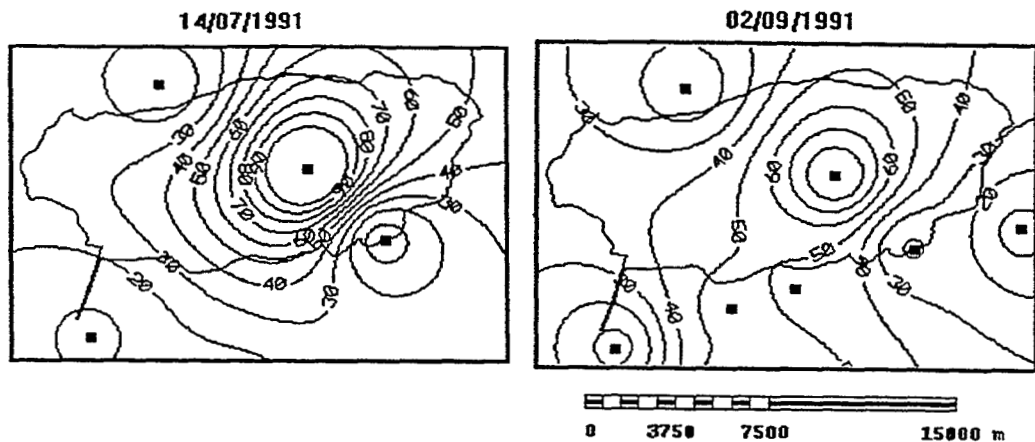


Figure 2
Isovaleurs des intensités maximum en 5 minutes

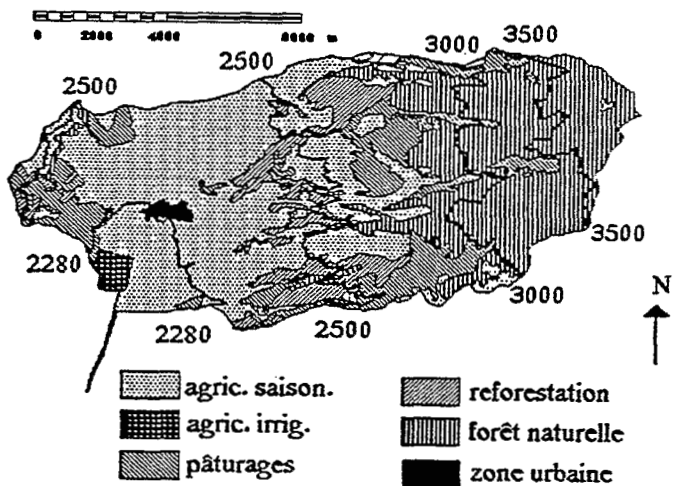


Figure 3
Altitudes et occupation du sol

Finalement, la surface active du bassin se réduit à 30 km², localisée essentiellement en zone de piémont (voir figure 4). La variabilité des facteurs de ruissellement reste grande, notamment en ce qui concerne les averses, les pentes et les conditions de drainage.

Compte tenu de cette variabilité, et compte tenu de la position éloignée de la station de mesure par rapport à la surface productive du bassin, il nous a paru préférable de travailler sur des unités restreintes, ayant une meilleure homogénéité au sens des facteurs de ruissellement. La distribution du bassin est ainsi réalisée de la façon suivante :

- à l'échelle des polygones de Thiessen, pour la fonction de production du modèle ;
- à l'échelle de mailles carrées de 100 mètres de côté, pour la fonction du transfert.

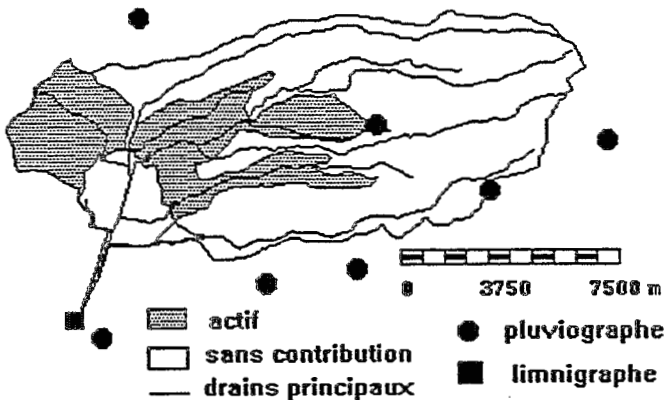


Figure 4
Drainage et appareils de mesure

PRÉSENTATION DU MODÈLE

HYÉTOGRAMME DE LA PLUIE BRUTE

Le bassin est découpé en polygones de Thiessen, dans lesquels l'averse est supposée identique à celle du poste de référence (voir figure 5) ; les hyétogrammes sont discrétisés en tranches de 5 minutes.

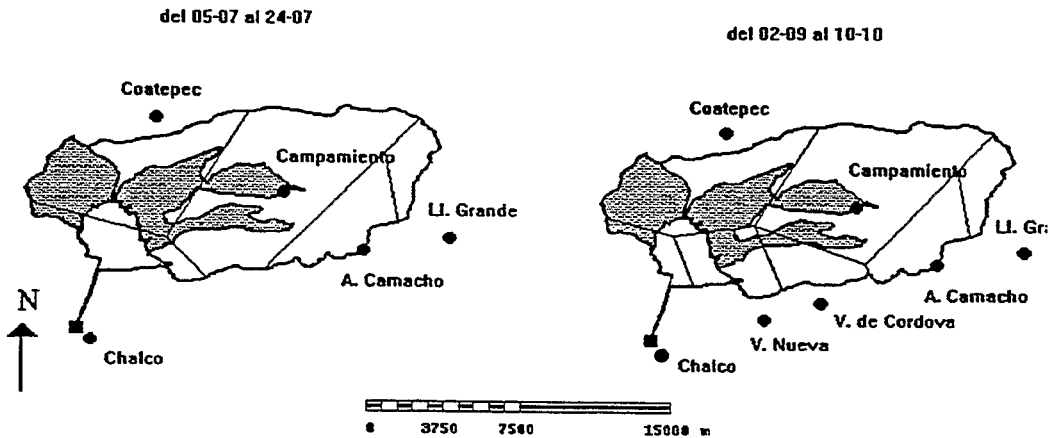


Figure 5
Polygones de Thiessen

HYÉTOGRAMMES DE LA PLUIE NETTE

Les hyétogrammes de pluie nette P_n se déduisent des hyétogrammes de pluie brute P_b par soustraction d'un terme constant, INF (voir figure 6). On applique ainsi à chaque polygone de Thiessen i et à chaque pas de temps t_j , la formule :

$$P_n(i, t_j) = P_b(i, t_j) - INF \quad (1)$$

où INF est un terme constant indépendant du pas de temps et du polygone de Thiessen.

On admet ainsi que les pertes à l'écoulement sont constantes dans le temps et en tout point du bassin, ce qui peut se justifier dans notre cas en considérant que la surface active du bassin est restreinte à la zone de piémont. Il est cependant possible de travailler par sous-bassins indépendants si l'on souhaite faire varier les pertes à l'écoulement (voir le paragraphe « Simulation de crue sous conditions naturelles de drainage »).

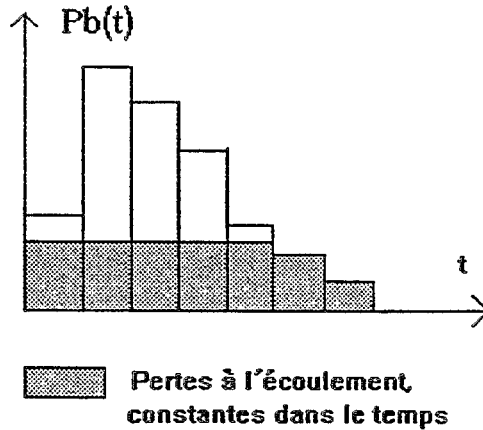


Figure 6
Schéma des pertes à l'écoulement

TRANSFERT DE L'ÉCOULEMENT

Le modèle de transfert proposé peut être résumé comme étant la combinaison d'un effet de propagation et d'un effet de stockage à l'échelle de mailles carrées dont la taille a été choisie égale à 100 mètres de côté. Le modèle s'appuie sur les données fournies par le Modèle Numérique de Terrain (MNT) du bassin, pour la détermination des pentes et des directions de drainage de chacune des mailles. Le modèle de drainage dérivé du MNT a été contrôlé, voire corrigé, de façon à ce qu'un échantillon choisi de cours d'eau et de bassin soit correctement restitué (BOUVIER et FUENTES, 1992).

La figure 7 décrit le schéma de transfert à l'échelle de chaque maille. Si $V_m(t_j)$ est la contribution au ruissellement de la maille m pendant le temps t_j :

- l'hydrogramme correspondant commence à la date t_j ou T_m , où T_m peut être considéré comme le temps de propagation de la tête de crue ;
- les débits sont distribués dans le temps suivant une loi exponentielle, d'expression :

$$\begin{aligned} Q_m(t) &= 0 & \text{si } t < t_j + T_m \\ Q_m(t) &= Vr(m, t_j) * 1K/m * \exp(-(t - (t_j + T_m))/K_m) & \text{si } t \geq t_j + T_m \end{aligned} \quad (4)$$

Le calcul de T_m pour chaque maille est réalisé par intégration des vitesses de l'écoulement sur le chemin hydraulique entre la maille m et l'exutoire. L'expression de la vitesse élémentaire V_k sur la maille k a été choisie comme étant fonction de la pente, soit :

$$V_k = V_0 \cdot P_k^\alpha \quad (6)$$

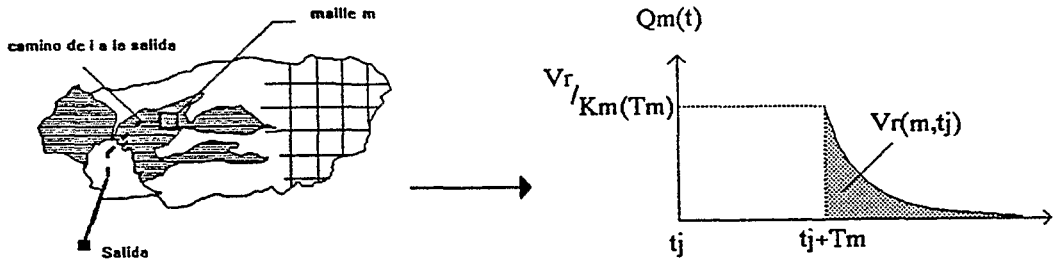


Figure 7
Schéma de transfert par mailles élémentaires

ce qui conduit, pour le calcul de T_m , à l'expression :

$$T_m = Sk \# \{ \text{chemin de } m \text{ à l'exutoire} \} (L_k/V_k) \quad (5)$$

où L_k est la longueur de la maille k , soit 100 ou 141 m dans notre cas.

La valeur de K_m , amortissement de la contribution en provenance de la maille m , dépend du temps de propagation T_m , c'est-à-dire, de l'éloignement (en temps) de la maille m . L'expression choisie pour K_m , est ainsi :

$$K_m = K_0 \cdot T_m \quad (7)$$

où K_0 est un paramètre d'ajustement adimensionnel.

Enfin, l'hydrogramme de la crue est calculé par sommation de tous les hydrogrammes élémentaires provenant de l'ensemble des mailles du bassin pour l'ensemble des pas de temps de l'averse.

Le modèle de transfert possède ainsi trois paramètres d'ajustement : V_0 , α et K_0 .

RÉSULTATS

L'ÉCHANTILLON DES DONNÉES

Huit événements ont été sélectionnés en 1991 (voir tableau 1).

Tableau 1
Caractéristiques des 8 événements sélectionnés

N°	Date	Costepec P1 mm	Camacho P2 mm	Chalco P3 mm	Campam P4 mm	LL. Grande P5 mm	Venta N. P6 mm	Venta C. P7 mm	Imax5 mmh	Vr km3	Qmax m3/s	Ta mn
1	05/07	8,6	25,1	0	17,6	-	-	-	36,0	8,7	1,28	30
2	11/07	2,5	30,7	0	13,6	-	-	-	30,0	19,2	2,18	50
3	14/07	12,9	9,3	4,3	34,8	-	-	-	126,0	29,4	4,49	20
4	24/07	7,3	2,7	17,6	18,6	1,2	-	-	48,0	31,0	3,83	40
5	02/09	7,4	3,2	5,3	18,6	8,5	12,5	14,4	108,0	20,1	3,12	25
6	19/09	8,9	3,3	9,2	14,9	-	11,9	20,4	50,4	19,9	2,46	40
7	01/10	0	7,7	3,5	19,0	0	7,8	11,6	84,0	11,3	1,60	35
8	10/10	4,9	7,9	2,2	33,2	10,0	5,0	10,1	66,0	14,3	1,08	40

Pi : hauteur de l'averse à la station i, Imax₅ : intensité maximale en 5 mn de l'averse sur le bassin, Vr : volume ruisselé, Qmax : débit de pointe de la crue, Ta : temps de montée de la crue.

CALAGE DES PERTES A L'ÉCOULEMENT

Le calage du paramètre INF a été réalisé événement par événement, par identification de la somme des pluies nettes au volume ruisselé Vr, soit :

$$\sum_{i,j} Pn(i,t_j) * Th_i = Vr \quad (3)$$

où Th_i désigne la superficie du polygone de Thiessen n^oi.

Tableau 2
Valeurs du paramètre INF après calage séparé des événements

Date		05/07	11/07	14/07	24/07	02/09	19/09	01/10	10/10	Moyenne
INF	(mm/h)	21,7	17,9	83,6	26,0	61,9	34,0	60,7	48,7	44,3

Les valeurs obtenues pour INF s'étendent de 17,9 à 83,6 mm/h, autour d'une valeur moyenne de 44,3 mm/h. Ces variations peuvent s'expliquer en partie par le faible nombre d'appareils de mesure qui n'autorise pas une connaissance précise des précipitations, et par le choix, pour des raisons de commodité, de

l'interpolation de Thiessen qui reste ici très grossière. Pour les quatre derniers événements qui bénéficient d'une couverture pluviographique plus fine, on remarquera que les valeurs de INF sont moins dispersées.

Il est plus clair néanmoins que de nouveaux essais doivent être effectués pour mieux évaluer les pertes à l'écoulement et garantir le bon fonctionnement du modèle hors de son domaine de mise au point.

CALAGE DU TRANSFERT

Le calage du transfert a d'abord été réalisé événement par événement, en conservant pour INF les valeurs du tableau 2. Compte tenu du faible nombre d'événements, le paramètre a été prédéterminé et sa valeur a été fixée à 0,3 pour chaque événement : cette valeur conduit à un rapport des vitesses de l'ordre de 5 pour des pentes variant de 0,1 à 20 %. Les deux autres paramètres V_0 et K_0 ont alors été déterminés par minimisation du critère EC :

$$EC = \text{SQRT} (S_j (Q_{\text{obs}}(t_j) - Q_{\text{cal}}(t_j))^2) / S_j (Q_{\text{obs}}(t_j)) \quad (8)$$

La reconstitution des hydrogrammes observés est généralement très bonne (voir figure 8). Les valeurs obtenues pour V_0 et K_0 figurent dans le tableau 3, et ont pour valeurs moyennes 5,0 et 0,70.

Tableau 3
Valeurs des paramètres de transfert et des critères après calage séparé des événements

Date	05/07	11/07	14/07	24/07	02/09	19/09	01/10	10/10
V_0 (m/s)	2,5	4,2	6,3	7,5	5,5	5,3	4,7	3,7
a (adim.)	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
K_0 (adim.)	0,29	0,55	0,81	1,21	0,64	0,69	0,56	0,81
EC (%)	6,6	3,5	4,3	6,1	2,6	1,5	2,1	1,9
EC (5,0,7) (%)	17,1	7,2	9,1	11,1	6,2	2,8	3,2	11,0

Un deuxième essai de comparaison des hydrogrammes a ensuite été réalisé avec ces valeurs moyennes, soit $V_0 = 5,0$ et $K_0 = 0,70$. Les critères calculés, EC (5,07), sont également indiqués dans le tableau 3. La reconstitution des hydrogrammes observés est acceptable (voir figure 8), ce qui démontre une bonne stabilité dans la détermination des paramètres de transfert.

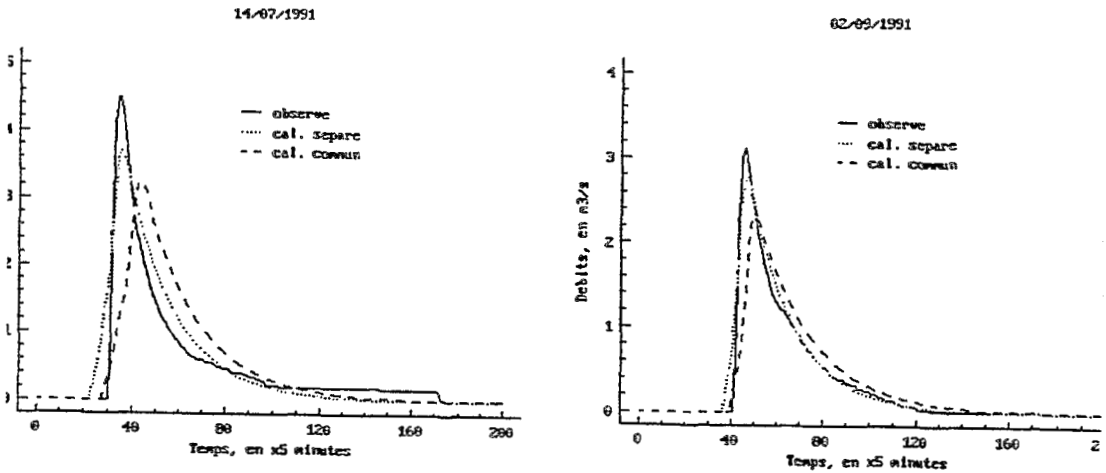


Figure 8
Comparaison des hydrogrammes observés et calculés

EXEMPLES DE SIMULATION

A défaut de valider le fonctionnement du modèle en dehors de son domaine de mise au point, les quelques exemples de simulation de crue qui suivent permettent de contrôler la pertinence des résultats. Ces exemples se rapportent tous à l'averse représentée sur la figure 9, dont les intensités correspondent approximativement aux valeurs maximales de fréquence quinquennale sur la zone de Mexico. On a en plus supposé que cette averse couvrait uniformément l'ensemble du bassin.

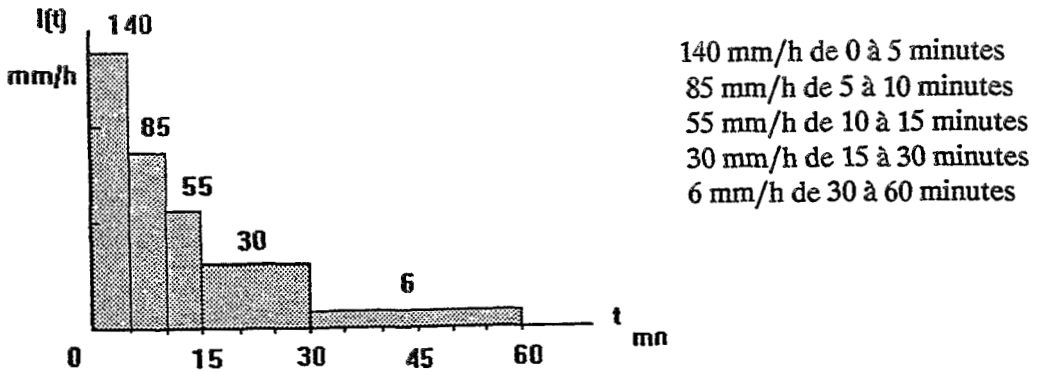


Figure 9
Définition de l'averse pour simulations

SIMULATION DE L'HYDROGRAMME A L'EXUTOIRE

Le modèle a été appliqué avec les valeurs $INF = 40$ mm/h, $V_0 = 5,0$ m/s, $a = 0,3$ $K_0 = 0,70$. La surface du bassin est de 30 km². Le débit de pointe calculé à l'exutoire est égal à 44 m³/s, ce qui est sensiblement égal au débit maximum observé sur une période de 20 ans à cette même station. La surestimation du débit calculé peut être attribuée à l'absence de prise en compte de l'abattement spatial de la précipitation.

SIMULATION D'HYDROGRAMMES EN PLUSIEURS POINTS DU BASSIN

Le modèle a été appliqué dans les mêmes conditions que précédemment, mais en 3 autres points du bassin, soit :

point B : dans le canal, en aval du dernier apport latéral ;

point C : à l'entrée amont du canal ;

point D : à la sortie d'un petit bassin versant naturel.

Les débits calculés sont respectivement 65 , 65 et 23 m³/s, que l'on peut comparer aux 44 m³/s calculés à la sortie du canal, repéré par le point A (voir figure 10) : on constate ainsi que dans le dernier bief AB du canal d'une longueur d'environ 3 kilomètres, sans apports latéraux, la diminution du débit de pointe est de l'ordre de 30 %, uniquement due à la propagation puisque le modèle néglige les pertes dans le canal.

Une telle diminution pourrait être excessive, et si tel était le cas, le modèle compenserait l'influence réductrice du canal par une surestimation des débits sur les versants, par exemple au point D. Or, d'un point de vue conceptuel, les valeurs relatives obtenues aux points B, C et D sont commandées principalement par le choix de la formule $K_m = K_0 \cdot T_m$, qui exprime pour chaque maille élémentaire la variation de l'amortissement en fonction du temps de propagation à l'exutoire.

Un nouvel essai a donc été réalisé en substituant à la formule $K_m = K_0 \cdot T_m$ une expression $K_m = K_0 \cdot \text{Log}(T_m)$, pour minimiser la variation de K_m . L'application du modèle avec les valeurs $V_0 = 5,0$ et $K_0 = 6,0$ donne des résultats pratiquement identiques à ceux de la figure 8 en ce qui concerne la reconstitution des hydrogrammes observés à l'exutoire du bassin. En revanche, les débits calculés aux points B, C et D sont respectivement 52 , 46 et 13 m³/s, ce qui montre dans ce cas une régulation plus douce de l'écoulement dans le canal, et une contribution également plus douce des versants.

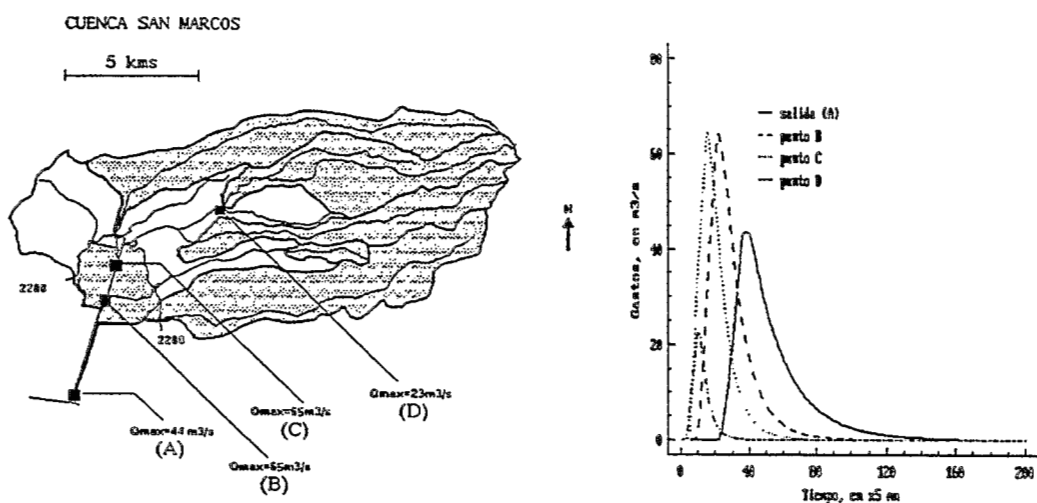


Figure 10
Hydrographes reconstitués en différents points du bassin

SIMULATION DE CRUES SOUS CONDITIONS NATURELLES DE DRAINAGE

Dans cet exemple, on a fait abstraction des ouvrages de rétention existant dans le bassin, et considéré une surface active de 105 km², soit la totalité du bassin moins la zone de plaine située à moins de 2 280 mètres d'altitude. Le modèle a été appliqué séparément sur deux zones différenciées par le couvert forestier, avec les valeurs :

- * INF = 40 mm/h, $V_0 = 5$ m/s, $a = 0,3$, $K_0 = 0,70$ pour la zone non forestière,
- * INF = 80 mm/h, $V_0 = 5$ m/s, $a = 0,3$, $K_0 = 0,70$ pour la zone forestière.

L'hydrogramme résultant est calculé par sommation des hydrographes provenant de chacune des zones (voir figure 11). Le débit de pointe atteint 92 m³/s.

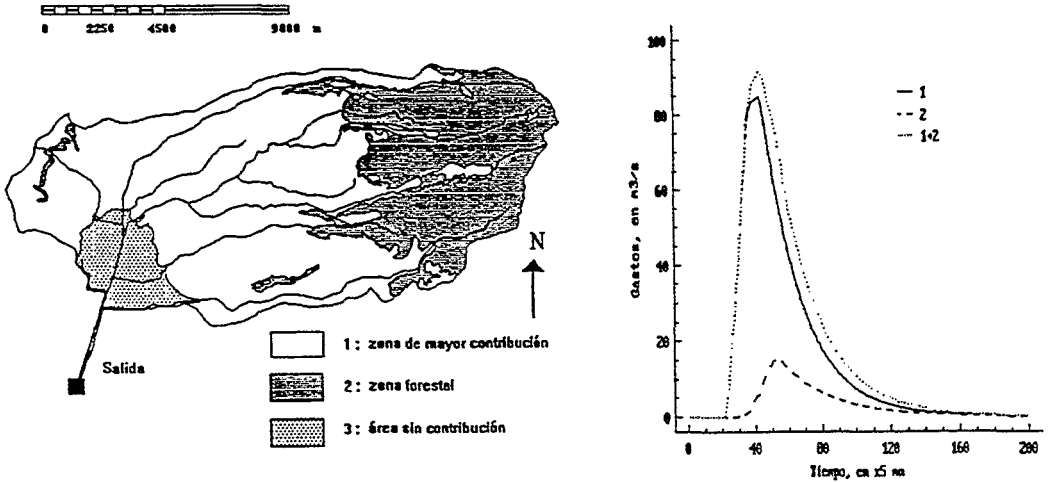


Figure 11

Hydrogramme reconstitué sans prendre en compte les aménagements du bassin

CONCLUSIONS

La mise au point du modèle présenté répond à la nécessité de traiter un cas difficile, du fait de la variabilité des caractéristiques climatiques, géographiques et hydrauliques du bassin étudié. Sur l'échantillon des données obtenues en 1991, le modèle parvient à reconstituer correctement les crues observées, à condition d'ajuster événement par événement l'unique paramètre INF de pertes à l'écoulement. En revanche, la forme des crues est convenablement restituée en utilisant les mêmes paramètres de transfert d'un événement à l'autre.

La variabilité de INF, autour d'une valeur moyenne de l'ordre de 45 mm/h, peut en partie s'expliquer par une connaissance très imprécise des précipitations, due au faible nombre d'appareils de mesure en regard de la variabilité du phénomène. La paramétrisation très sommaire des pertes à l'écoulement et l'hypothèse d'uniformité de ces pertes sont également à considérer pour interpréter la variabilité INF. L'incertitude portant sur les mécanismes de production est actuellement la faiblesse du modèle. En matière d'interprétation,

on remarquera tout au plus que la valeur moyenne de INF traduit globalement la perméabilité des sols volcaniques, accrue par le travail agricole et par le couvert végétal du bassin (voir figure 3).

Les résultats concernant les mécanismes de transfert sont plus encourageants. La stabilité des paramètres sur l'ensemble des événements mesurés laisse espérer la possibilité d'extrapoler avec succès le modèle, au moins sur le bassin. Mais surtout, on peut espérer que l'essentiel de la variabilité du bassin ait été prise en compte indépendamment des paramètres (par les pentes, par les distances à l'exutoire, par les polygones de Thiessen entres autres), de sorte que la variance résiduelle que constituent ces paramètres soit minime, et qu'ils puissent convenir également à d'autres bassins.

Les simulations effectuées sur le bassin à l'aide du modèle assurent un premier contrôle de la pertinence des paramètres, dans la mesure où les débits calculés sont compatibles avec les valeurs historiques ou supposées. Les simulations réalisées en des points intermédiaires montrent cependant qu'il y a encore lieu d'ajuster la fonction reliant l'amortissement de l'écoulement à son temps de transfert.

Compte tenu du faible volume de données acquises à ce jour, le modèle proposé s'appuie sur des schémas simples. Les facteurs privilégiés sont les précipitations, les pentes, et implicitement, la forme du bassin. Du point de vue de l'utilisation pratique, le point délicat consiste à obtenir un MNT, qui restituera correctement les pentes et le modèle de drainage du bassin. Une fois ces données acquises, l'application du modèle est extrêmement simple.

L'objectif est maintenant d'obtenir la validation des paramètres du modèle, ce qui nous a conduit à réaliser en 1992 une nouvelle campagne de mesures sur le bassin San Marcos et sur son bassin adjacent, le Santo Domingo, d'une superficie égale à 30,2 km². Nous souhaitons également pouvoir tester ce modèle sur d'autres bassins expérimentaux pour lesquels on dispose déjà de données.

BIBLIOGRAPHIE

BOUVIER C., FUENTES G., DOMINGUEZ R., RENAULT S., 1992. « Hidrologia de la Cuenca de Chalco. Mediciones en 1991. Modelacion de las avenidas de la Cuenca San Marcos », 70 p., Instituto de Ingenieria/Orstom.

BOUVIER C., FUENTES G., 1992. « Elaboración de un Modelo Numérico de Terreno para las cuencas San Marcos y Santo Domingo ». En preparación.

RÉGIONALISATION DES PARAMÈTRES DU MODÈLE MAILLÉ : IMPACT DE LA DÉFORESTATION SUR LE RÉGIME HYDROLOGIQUE DE LA LOKOHO (MADAGASCAR)

A. RANDRIAMAHERISOA¹, M. BINARD²

RÉSUMÉ

L'emploi des modèles hydrologiques régionalisés est très utile pour l'étude des impacts des changements des caractéristiques physiques sur le volume et le transfert des eaux ruisselées dans un bassin versant. Ces modèles requièrent une bonne description des phénomènes hydrologiquement liés à la physiographie du bassin.

La distribution spatiale des caractéristiques physiographiques et hydrologiques dans un bassin peut être identifiée à partir des données télédéteçtées ou de la cartographie numérique en général. Dans le modèle hydrologique de simulation et de prédétermination des crues, développé dans notre laboratoire, la régionalisation des paramètres est basée sur le maillage du bassin, considérant les mailles discrétisant le bassin comme l'unité d'analyse du bilan hydrologique. Différentes sources d'informations métriques et cartographiques sont alors utilisées pour la caractérisation des mailles : la photographie aérienne et l'imagerie satellitaire pour l'occupation du sol et le Modèle Numérique de Terrain (MNT) pour les caractéristiques topographiques comme la pente, le gisement, les lignes de crêtes, les thalwegs, le réseau de drainage naturel, ... D'autres caractéristiques cartographiques comme le type de sol peuvent être numérisées pour améliorer l'estimation des conditions de drainage dans chaque maille. Les données proprement hydrologiques comme la pluie, l'évapotranspiration, le débit, ... sont distribuées à chaque maille en fonction de la carte de la zone d'influence de chaque station de mesure, soit selon le polygone de Thiessen, soit selon le sous-bassin correspondant. Toutes ces informations sont traitées au préalable avec un

¹Assistant-Doctorant Université Catholique de Louvain Génie Rural - Place croix du sud, 2-Boîte 2 B-1348 Louvain-la-Neuve, Belgique.

²Chercheur Université de Liège - Surfaces - 7, rue place de XX août (B.A1-12) B-4000 Liège, Belgique.

Système d'Information Géographique pour permettre la classification du potentiel au ruissellement de toutes les mailles constituant le bassin. Cette procédure permet la prise en compte à petite échelle de la variabilité spatiale des caractéristiques physiques du bassin ainsi que l'étude rapide de leur évolution spatio-temporelle.

Le modèle est utilisé en particulier pour l'étude d'un grand bassin versant rural à Madagascar. Depuis le début des années soixante, ce bassin a fait l'objet de divers aménagements axés sur la lutte contre l'inondation et la mise en valeur agricole de la plaine très fertile au centre du bassin. Ces aménagements concernent en particulier les rectifications et l'endiguement des rivières, le drainage et l'assainissement des zones hydromorphes, l'irrigation en contre saison des périmètres rizicoles, ... Mais parallèlement aux travaux dans la plaine, les versants de ce bassin ont subi des déforestations rapides au profit des cultures temporaires de riz pluvial nécessaires à la subsistance d'une population fortement accrue suite à une immigration et une poussée démographique explosive. Il est alors intéressant d'étudier l'impact des changements des caractéristiques physiques, en particulier l'occupation du sol, sur le régime hydrologique des rivières dans ce bassin.

INTRODUCTION

Toute modification des caractéristiques physiques d'un bassin implique un changement du régime hydrologique des rivières dans ce bassin. La régionalisation des paramètres des modèles hydrologiques est très utile pour la prédiction des impacts des changements de l'occupation du sol sur le volume et le transfert des eaux ruisselées. Elle permet en outre l'estimation du régime des rivières non équipées d'appareil de mesure. Les modèles régionalisés nécessitent une bonne description des phénomènes et des paramètres hydrologiquement liés aux caractéristiques physiques du bassin. La distribution spatiale des caractéristiques physiographiques et hydrologiques dans un bassin peut être réalisée à partir des données télédéteectées ou de la cartographie numérique en général. Divers modèles sont alors développés et proposés pour l'utilisation optimale de la cartographie numérique dans la modélisation hydrologique (ABBOTT *et al.*, 1986 ; ALLEWIJN, 1990 ; SCHULTZ, 1988 ; WALSH *et al.*, 1985, etc.)

La modification de l'environnement, plus particulièrement de la forêt, est un des sujets de l'actualité mondiale surtout dans les pays tropicaux en voie de développement. C'est effectivement le cas de l'est de Madagascar, où le défrichement et la pratique du feu au profit des cultures temporaires de riz pluvial ne sont plus une simple coutume traditionnelle, mais devenus une nécessité pour la subsistance d'une population fortement accrue suite à une immigration massive et une forte poussée démographique. Cependant, ces modes de culture ne sont

pas nécessairement bénéfiques car ils peuvent provoquer d'autres conséquences néfastes qui ne sont pas souvent mesurées en temps utile. Ainsi, il est important d'étudier l'impact des changements des caractéristiques physiques du bassin, en particulier de l'occupation de sol, sur le régime hydrologique des rivières dans ce bassin. Le présent travail traite le cas d'un grand bassin de cette région où l'occupation du sol est continuellement modifiée, d'une part suite à l'ensemble d'aménagements hydro-agricoles dans ce bassin et d'autre part suite à la pratique des cultures temporaires de riz pluvial sur les versants.

DESCRIPTION DU BASSIN

La rivière Lokoho draine à la sortie de la plaine d'Andapa un bassin de 1050 km² situé au nord-est de Madagascar (figure 1).

Le relief de ce bassin est caractérisé par le contraste très marqué de deux unités géomorphologiques nettement différenciées. Sous forme de cuvette, une vaste plaine d'altitude comprise entre 460 et 500 m occupe le centre du bassin, entourée par des massifs montagneux à versants abrupts dont les sommets fluctuent entre 1 200 et 2 400 m d'altitude.

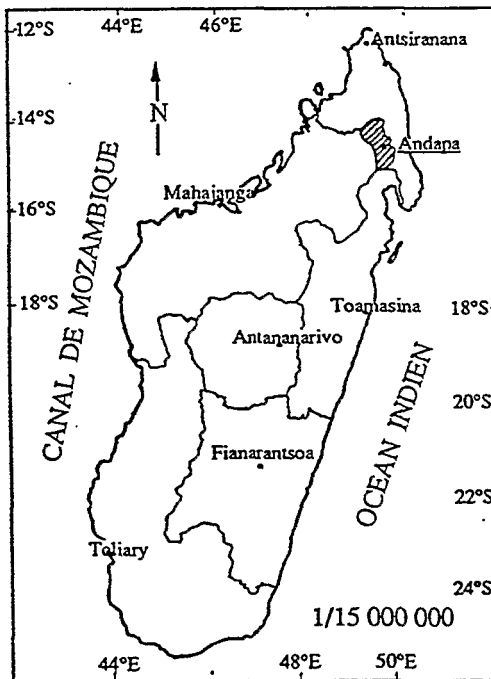


Figure 1
Situation géographique du bassin de la Lokoho

Ces deux entités sont séparées par une frange intermédiaire de piedmont à pente moyenne. Le rétrécissement du lit de la Lokoho à la sortie de la plaine provoque l'inondation fréquente de cette plaine très fertile car l'étroitesse de cet exutoire ne permet pas l'évacuation rapide de la concentration des eaux de ruissellement provenant des versants (figure 2).

Depuis le début des années soixante, divers aménagements hydrauliques ont été menés en vue de la lutte contre l'inondation de cette plaine dans le cadre des projets FED¹ sur la mise en valeur agricole de la plaine du bassin.

Les travaux effectués consistent principalement à élargir, à approfondir, à faucarder et à rectifier le lit de la Lokoho dans ce tronçon étroit. Techniquement, l'objectif était d'avoir un régime d'écoulement critique évacuant un fort débit à une faible hauteur d'eau. Ces travaux ont permis de diminuer de quelques mètres la hauteur d'eau qui y passe lors des fortes crues et de réduire par conséquent le risque d'inondation de la plaine juste en amont. Cette plaine était par ailleurs le centre d'intérêt de diverses réalisations d'aménagements comme le drainage, l'assainissement, l'irrigation gravitaire en contre saison des rizières, l'endiguement des rivières, l'installation d'une station de pompage et d'une centrale énergétique, etc. (AGRER, 1978).

Le climat dans la cuvette est du type tropical humide et chaud. La température moyenne varie de 18°C en juillet à 25°C en février le mois le plus chaud. L'humidité relative est en moyenne de l'ordre de 87 % mais pouvant atteindre

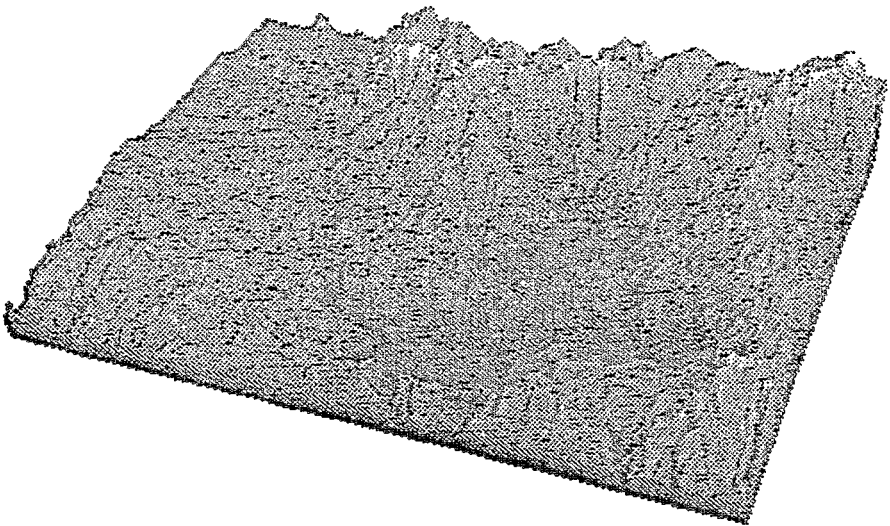


Figure 2

Le Modèle Numérique de Terrain du bassin versant de la Lokoho

97 % en mars et avril. La pluviométrie annuelle moyenne est de 2041 mm répartie sur 272 jours de pluie dont 65 % est tombée entre décembre et mars. Cette période est marquée par le passage des perturbations cycloniques les plus redoutables en ce qui concerne les crues. Ce sont des fortes pluies de durée relativement courte, souvent associées à des vents violents pouvant parfois dépasser 9 m/s. Une hauteur de pluie de 104 mm a été enregistrée en une nuit lors du cyclone Collette en 1966 ; une autre de 228,4 mm en 24 heures lors du cyclone Georgette en 1968 ainsi que 202,5 mm en 24 heures lors du cyclone Danae en 1976. En période de crues, le débit de la Lokoho est en moyenne de l'ordre de 100 m³/s, mais peut atteindre 2000 m³/s lors des averses cycloniques. Un mur de 8 m d'eau associé à un débit de cet ordre de grandeur a été effectivement observé au niveau de l'exutoire lors du cyclone Georgette. Suite à l'achèvement vers la fin des années soixante des travaux hydrauliques cités précédemment, la hauteur d'eau associée à un tel débit n'était plus que de l'ordre de 6 m, telle que observée lors du cyclone Danae en 1976.

Du point de vue géologique, la région est couverte en majeure partie par des terrains très anciens appartenant au précambrien métamorphique situés pratiquement en entier dans les gneiss du système de graphite, rompus au nord et au sud par des granites à faciès Malgachitique (charnockites) avec quelques affleurements dispersés de quartzite.

Un manteau d'altération de sol ferrallitique épais par endroit occupe les versants sur gneiss alors que le piedmont et la plaine sont constitués respectivement par des sols limoneux caillouteux et des sols limono-argileux à argileux parfois hydromorphiques.

Les versants ont été entièrement colonisés par des végétations forestières denses et par des cultures clairsemées de café et de vanille. Mais au cours de ces 30 dernières années, des cultures temporaires de riz pluvial après défrichage et passage du feu, suivies généralement d'un abandon en jachères, communément appelées respectivement *Tavy* et *Savoka*, sont venues interrompre la monotonie de la strate arborée. La plaine avec une mauvaise condition de drainage, par contre est actuellement presque entièrement aménagée en rizières.

Ces modifications de l'occupation du sol dans le bassin sont dues principalement à l'activité d'une population qui se consacre totalement à l'agriculture. Les habitants dans la cuvette sont caractérisés par leur origine très variée, par une très forte croissance démographique et par une présence récente suite à l'immigration due à la fertilité des terres et aux aménagements très prometteurs. La densité de population répartie sur 765 km² est de 93 habitants par kilomètres carrés avec un taux d'accroissement de 4 %.

¹FED : Fond européen pour le développement rattaché à la Communauté Économique Européenne

C'est pour la subsistance et le bien-être d'une telle population fortement accrue et très motivée que l'occupation du sol dans le bassin a subi beaucoup de changements dont les conséquences ne sont pas toujours en leur faveur et parfois désastreuses ; entre autre en ce qui concerne le régime hydrologique des rivières. Un modèle hydrologique régionalisé est alors utilisé pour en évaluer l'impact sur le régime de la Lokoho.

LA RÉGIONALISATION DES PARAMÈTRES DU MODÈLE MAILLÉ

DESCRIPTION DU MODÈLE MAILLÉ

Sans vouloir rejeter systématiquement les méthodes purement empiriques, les aléas de leurs résultats font que beaucoup se sont tournés vers la modélisation mathématique où deux voies s'ouvrent aux hydrologues. On distingue d'un côté, les modèles stochastiques où l'on cherche une relation quelconque entre un *input* qui est la pluie et un *output* qui est le débit. De l'autre côté, on a les modèles déterministes, beaucoup plus physiques, qui tentent de modéliser la relation pluie-débit en simulant les différents phénomènes conduisant à la génération des crues.

Pour l'étude de l'influence de l'un ou l'autre phénomène sur la relation pluie-débit, seuls les modèles déterministes sont les mieux adaptés et plus particulièrement ceux qui considèrent la variabilité spatiale des paramètres liés à la physique du phénomène. Le modèle maillé, qui est du type distribué, en fait partie. Il est destiné à la simulation des débits de crues et à l'application particulière de prédétermination des crues de projet. L'originalité du modèle maillé est justement la discrétisation du bassin en un ensemble de mailles qui sont les unités d'analyse au niveau desquelles on considère les fonctions de productions et les fonctions de transfert selon les caractéristiques topographiques et l'occupation du sol de chaque maille. De cela découle la considération à petite échelle de la variabilité spatiale des paramètres et l'étude de l'impact de leur évolution spatio-temporelle en considérant différentes situations. Comme évolution, on a par exemple le cas du changement de l'occupation du sol dû à l'urbanisation, à la déforestation et aux divers aménagements dans le bassin.

Dans ce modèle, la fonction de production, qui modélise pour chaque maille la manière dont la pluie brute se transforme en pluie ruisselée, est régie par le coefficient de ruissellement dépendant de l'intensité de la pluie, de la couverture, de l'imperméabilité et de la pente du sol. La fonction de transfert qui traite la manière dont la pluie ruisselée atteint l'exutoire du bassin versant est régie par les vitesses de ruissellement qui dépendent de la pente, du gisement et de la couverture du sol ou du chenal. Le principe de transfert est l'isochronisme.

LA RÉGIONALISATION DES PARAMÈTRES DU MODÈLE

La considération de la variabilité spatiale des paramètres du modèle est faite à partir de la cartographie numérique en utilisant en particulier le MNT et la télédétection. C'est en effet l'intérêt de l'analogie de la structure du modèle maillé et le mode de représentation raster de la cartographie numérique.

Ces deux techniques s'épousent parfaitement car la cartographie numérique fournit les informations spatiales nécessaires au modèle et permet par conséquent d'éviter le travail fastidieux de paramétrisation de toutes les mailles du bassin, jadis effectué manuellement. La modélisation hydrologique au niveau de chaque maille constitue à son tour une caractéristique fonctionnelle des pixels des cartes numériques (figure 3).

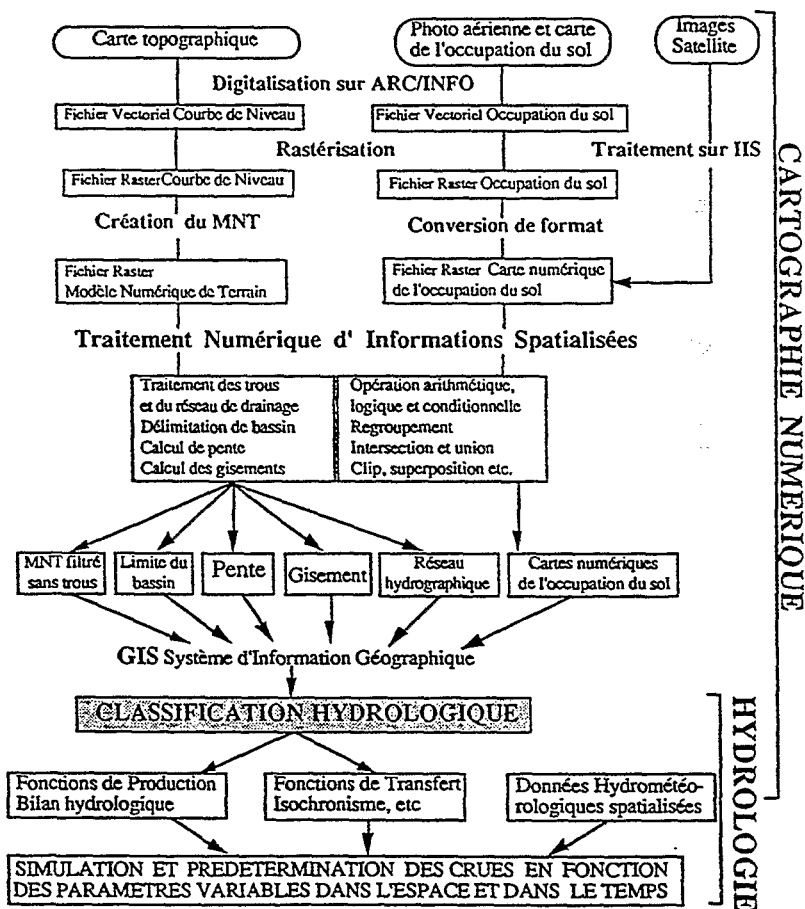


Figure 3

Organigramme de mise en œuvre de la modélisation hydrologique de la Lokoho (RANDRAMAHERISOA A., 1990)

L'uniformisation de la classification de l'occupation du sol s'impose car les végétations sont considérées uniquement par leur rôle dans l'hydrologie du bassin, notamment en ce qui concerne l'interception des pluies, l'évapotranspiration, l'infiltration et le ruissellement. Certaines affectations de sol peuvent être regroupées dans une même « classe de végétation » en fonction de leur taille, de leur densité et en quelques sortes de leur potentialité à l'écoulement. Pour le bassin de la Lokoho, quatre classes de végétation sont finalement retenues. La première, qui est la classe des végétations supérieures, regroupe les forêts primaires et secondaires. La deuxième, celle des végétations moyennes, est constituée par les cultures de café et vanille, le *tavy*² et le *savoka*³ et les zones habitées. Les zones habitées, si rares dans le bassin, sont regroupées dans cette classe car en général elles sont entourées de culture de café, de banane et de vanille. La troisième classe, représentée par la végétation basse, regroupe les rizières sous eaux et les zones marécageuses de la plaine. La quatrième classe est constituée par les rivières qui sont en quelques sortes la classe sans végétation (tableau 1).

Pour ajouter un caractère qualitatif à l'analyse, les affectations de sol ont été combinées avec une caractéristique topographique du bassin. Il s'agit de la pente qui est calculée pour chaque maille à partir du MNT suivant la ligne de plus grande pente en fonction de l'altitude des ses 8 voisins directs. Les valeurs ponctuelles des pentes ont été classées dans trois catégories qui sont respectivement la classe des faibles pentes, la classe des pentes moyennes et la classe des fortes pentes.

Dans le cas du bassin de la Lokoho, la considération de l'imperméabilité du sol n'est pas utile car les types de sols et par conséquent les conditions de drainage se confondent exactement avec la distinction des unités géomorphologiques selon les classes de pentes choisies. En effet, les versants sont recouverts par des sols ferrallitiques à bon drainage alors que le piedmont et la plaine sont constitués respectivement par des sols limoneux caillouteux et des sols limono-argileux à argileux parfois engorgés d'eau. De toute façon, le modèle est spécialement utilisé en période de crues durant lesquelles les sols sont considérés en état de saturation.

L'organigramme à la figure 3 résume les étapes de la réalisation en pratique de l'étude. La digitalisation des documents de restitutions de photographies aériennes et le traitement des imageries satellitaires procurent numériquement les informations qualitatives et quantitatives sur l'occupation du sol. Les caractéristiques physiques du relief du bassin intervenant dans le modèle, comme la pente, le gisement, les lignes de crêtes, les thalwegs, le réseau de drainage naturel, la délimitation automatique du bassin et des sous-bassins etc., sont déduites directement du MNT. Ce dernier est élaboré à partir du traitement de la carte

²Tavy : Culture temporaire de riz pluvial sur le versant après défrichage et passage du feu.

³Savoca : Jachère succédant le Tavy.

numérique vectorielle des courbes de niveau issue de la digitalisation sur ARC/INFO de la carte topographique. Le mode de calcul est l'interpolation linéaire suivant la ligne de plus grande pente des altitudes de chaque nœud du maillage avec des considérations particulières pour les crêtes et les thalwegs. Le MNT résultant est corrigé des trous artificiels et des aberrations éventuelles pour être drainant.

Les différentes cartes numériques du relief et de l'occupation du sol nécessaires au modèle constituent les *input* d'un Système d'Information Géographique (SIG) de type raster destiné à la classification hydrologique des mailles du bassin versant et à la distinction des cas spéciaux nécessitant des traitements particuliers comme les bassins d'orage, les stations de pompage, etc.. Les classes hydrologiques qui en résultent, déterminent en quelques sortes les potentialités au ruissellement des différents cas observés dans le bassin. À chaque classe correspond ses paramètres spécifiques. Le ruissellement au niveau d'une maille va dans l'ordre croissant selon qu'on a une végétation dense, une faible pente et un sol perméable vers une maille sans végétation, à très forte pente et sur sol imperméable. Cette classification peut être remise à jour facilement en ne changeant sur les cartes numériques des caractéristiques physiques du bassin que l'affectation des régions ayant subi des modifications (figure 4).

Les résultats de la classification font partie de l'*input* des fonctions de production et des fonctions de transfert du modèle maillé. La répartition spatiale des données météorologiques et des données hydrométriques est prise en compte dans le modèle par les cartes numériques raster des zones d'influence de chaque station du réseau de points de mesures installés dans le bassin. Ces zones d'influence sont déterminées soit selon les polygones de Thiessen soit selon les sous-bassins correspondants. Ainsi chaque maille reçoit les données météorologiques du sous-bassin et/ou de la station la plus proche.

La régionalisation des paramètres de ruissellement ou plus exactement la considération de leur répartition spatiale et leur évolution spatio-temporelle par l'intermédiaire de la classification hydrologique des mailles discrétisant le bassin versant, trouve son intérêt particulièrement dans le cas du bassin de la Lokoho. La disposition des classes de végétation et des types de sol concorde parfaitement avec les trois unités géomorphologiques distinguées par les classes de pentes choisies créant ainsi des régions homogènes. Les versants à fortes pentes sont constitués quasi totalement par des sols ferrallitiques et recouverts principalement par les végétations supérieures. Les piedmonts à pentes moyennes sont occupés en partie par des végétations supérieures mais surtout par des végétations moyennes. La plaine à faible pente, constituée par des sols argileux et limono-argileux, est recouverte quasi totalement par la végétation basse.

SUIVI DE L'ÉVOLUTION DES PARAMÈTRES RÉGIONALISÉS

Trois situations de l'occupation du sol du bassin de la Lokoho sont cartographiées sous forme numérique en suivant la procédure décrite précédemment. Les deux premières situations sont obtenues à partir de la restitution des photographies aériennes prises respectivement en 1957 et en 1978. La troisième situation est représentée par le résultat du traitement de deux scènes multispectrales SPOT prises respectivement en 1989 et 1990. Comme le MNT, toutes ces cartes numériques ont une résolution spatiale de 100 m, qui est le compromis entre la bonne représentation de l'homogénéité des différents types d'occupation de sol et la taille de fichier raisonnable pour un temps de calcul optimal sur le micro-ordinateur de travail (Macintosh).

La situation en 1957 renseigne sur l'état du bassin avant la déforestation et le début des aménagements dans le bassin. L'activité humaine sur le bassin était encore très faible. Par contre, la situation en 1978 est marquée par des changements spectaculaires des étendues de chaque type d'occupation de sol (figure 4). Plusieurs phases de l'aménagement hydro-agricole de la plaine étaient déjà achevées et la déforestation des piedmonts d'accès facile était presque généralisée. En effet, 37 % des forêts en 1957, soit près de 300 km² c'est-à-dire, 28 % de la superficie du bassin, sont transformées en *Tavy* et *Savoka* en 1978 (tableau 1). Bien que cette déforestation affecte toutes les catégories de forêt sur des étendues sensiblement égales (respectivement 91,4 km² sur les faibles pentes, 94 km² sur les pentes moyennes et 106,5 km² sur les fortes pentes), une nette préférence relative est observée pour les zones à faibles pentes et pentes moyennes, probablement à cause de l'accès nettement plus facile et surtout pour mieux profiter les eaux de pluies vu que la culture n'est pas irriguée. En effet, la diminution des forêts sur pente faible est de plus de 50 %, alors que sur pente moyenne elle n'atteint pas 40 % et encore plus faible sur forte pente, moins de 29 % (tableau 2).

Tableau 1

Importance relative en km² de l'occupation du sol dans le bassin de la Lokoho

Classe	I	II				III		IV
		Forêt	"Tavy"	Culture	Habitat	Erodée	Rizière	
1957	785,3	67,0	50,6	3,2		37,1	57,1	45,2
1978	493,6	311,3	68,3	7,9	14,6	104,4		45,2
1990	556,5	200,6	135,9	12,7		78,0	16,3	45,22

*I : Végétation supérieure ; II : Végétation moyenne ; III : Végétation basse ;
IV : Sans végétation.*

Tableau 2
Importance relative en km² de chaque classe hydrologique du bassin de la Lokoho

Pente	Végétation supérieure			Végétation moyenne			Végétation basse			Rivière		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
1957	181,5	236,0	367,8	80,7	21,0	19,0	90,4	2,9	0,8	38,1	6,1	1,05
1978	90,1	142,1	261,3	163,4	113,9	124,9	77,1	4,0	1,3	38,1	6,1	1,05
1990	130,1	160,4	266,0	131,4	97,6	120,4	91,1	2,1	1,1	38,1	6,1	1,05

I : Faible pente ; II : Pente moyenne ; III : Forte pente

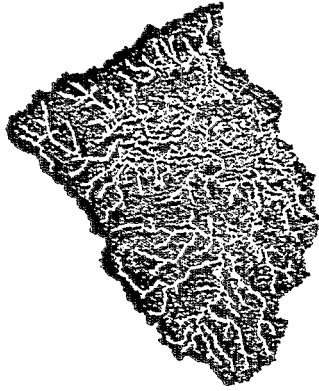
En 1990, contrairement à ce que l'on s'attendait, la forêt bénéficie d'une augmentation globale de 63 km² (figure 4). Cette régénération concerne surtout la forêt sur pente faible qui a augmenté de 44,3 % par rapport en 1978, alors que celle sur pente moyenne et sur forte pente n'a augmenté que de 12,8 % et de 1,8 % respectivement. Cela est dû d'une part, aux conditions de développement de la végétation plus favorables sur les faibles pentes et d'autre part, probablement à l'érosion plus intense sur les fortes pentes après défrichement qui y empêche la régénération de la végétation supérieure.

Un bilan définitif entre 1957 et 1990 montre une diminution indifféremment d'environ 30 % de la végétation supérieure sur les trois classes de pente.

En ce qui concerne la classe des végétations basses : quasi la totalité de la plaine, dont environ 30 % soit 57 km² était marécageuse en 1957, est aménagée en rizière en 1978. C'est également le cas en 1990, car l'affectation sous eaux distinguée lors du traitement des images satellites n'est autre que de la rizière à l'époque de repiquage des pousses de riz (mois de février). Quant à la classe des végétations moyennes, elle suit l'évolution inverse de la végétation supérieure parce que la déforestation est en sa faveur.

Toutefois, il faut garder à l'esprit qu'il se peut que les zones sous forêts en 1990 soient légèrement surestimées à cause de la faible différence de réflectance entre forêts et jachères arbustives. Mais toujours est-il que les conditions locales sont favorables à une croissance rapide des végétations et que les jachères abandonnées suffisamment longtemps peuvent atteindre l'écosystème d'une forêt secondaire (RANDRIAMAHERISOA A., 1991).

Il faut alors profiter de ces conditions pour élaborer des solutions d'agroforesterie pour fixer et modifier intelligemment les activités humaines aux zones déjà déforestées associées à un bon programme de conservation de sol et la mise en défends des réserves naturelles.



a) Situation en 1957



b) Situation en 1978



c) Situation en 1990

Dégradé de gris : Noir : Végétation supérieure sur faible pente -> Blanc : Rivière à forte pente.

Figure 4

Carte des classes hydrologiques dans le bassin versant de la Lokoho

IMPACT DE LA DÉFORESTATION SUR LE RÉGIME DE LA LOKOHO

L'ensemble de procédure décrit précédemment est utilisé pour l'étude de l'impact de la déforestation sur le régime hydrologique de la Lokoho. Les paramètres du modèle représentant les potentialités au ruissellement de chacune des classes hydrologiques, exprimées par les coefficients et les vitesses de ruissellement, sont calés avec les données hydrologiques de la situation en 1990. En effet, les données météorologiques et hydrométriques avec le pas de temps adéquat ne sont disponibles qu'après l'installation des appareils de mesure en 1989.

Les paramètres ainsi ajustés pour chaque classe sont utilisés pour la simulation du régime hydrologique des situations antérieures. Seules les mailles des régions affectées par des changements sont sujets aux adaptations des paramètres selon les classes correspondantes.

Cette considération est plus intéressante qu'une modification globale des paramètres dans le cas des modèles non distribués parce que la localisation des régions affectées influence considérablement la conséquence des changements. En effet, la déforestation peut provoquer des résultats totalement différents selon qu'elle est située près de l'exutoire ou très loin en amont dans le bassin.

L'évolution de l'hydrogramme unitaire pour les trois situations montre une réponse plus rapide et plus importante du bassin en fonction de la déforestation. Cela se traduit par une réduction du temps de concentration et une augmentation du débit maximum pour les pluies de même type. En effet, le temps de concentration du bassin de la Lokoho estimé à 12 heures en 1957 n'était plus que de l'ordre de 9 heures en 1978. Cette diminution de quelques heures est liée à l'accélération de l'écoulement due à la réduction de l'interception de la pluie et du rôle de tampon joué par les 300 km² de forêts coupées entre ces deux situations. De même, suite à cette accélération du ruissellement et la prépondérance des mailles à coefficient de ruissellement plus élevé, le débit de pic afférent à une averse unitaire a augmenté de 26,6 %. Par contre entre 1978 et 1990, suite à la stabilisation de la situation, voire son amélioration due à la régénération des végétations supérieures, le volume de pluies nettes destinées au ruissellement est moins important et le transfert de ces pluies nettes est quelque peu ralenti. Le débit maximum pour l'averse unitaire diminue de 3% et le temps de concentration du bassin augmente légèrement.

Appliquée à un même épisode de pluie, la simulation de l'hydrogramme de la Lokoho selon les différentes situations de l'occupation de sol illustre bien ce changement de régime (figure 5).

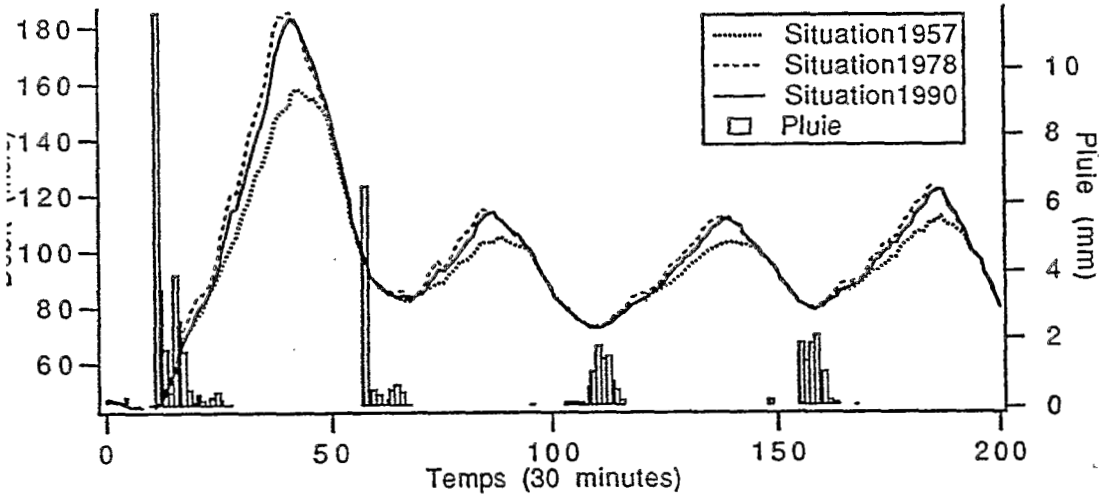


Figure 5

Évolution des hydrogrammes de simulation de la Lokoho selon les trois situations

CONCLUSION

La régionalisation des paramètres de ruissellement dans un bassin versant par la classification des mailles discrétisant le bassin en fonction de ses caractéristiques physiques permet la prise en compte de la répartition spatiale de ces paramètres dans la modélisation hydrologique ainsi que l'étude de l'impact du changement de ces paramètres sur le régime hydrologique des rivières dans le bassin.

Le régime hydrologique de la Lokoho, exprimé par l'hydrogramme unitaire, se trouve modifié lors des changements des caractéristiques physiques et hydrologiques de son bassin en amont. C'est ce que la déforestation dans ce bassin a montré. En période de crue, dans le cas de saturation du sol, le débit de pic de la Lokoho est inversement proportionnel à l'étendue de la végétation supérieure (plus exactement de la forêt) dans le bassin. Par contre, le temps de concentration du bassin suit la même évolution que la superficie de la forêt. Moins importante est la surface sous forêt dans le bassin, plus court est le temps de concentration du bassin, autrement dit plus rapide est le ruissellement dans ce bassin. Ces faits sont dus à des phénomènes physiques liés à la présence de la forêt, comme l'interception plus importante de la pluie, l'évapotranspiration plus forte, le ruissellement plus faible, etc..

La concentration plus rapide des ruissellements dans la plaine du bassin de la Lokoho et le débit de pic accru peuvent favoriser à nouveau l'inondation de cette plaine si fertile et bien aménagée et peut anéantir les efforts entrepris ces 30 dernières années. Des décisions doivent donc être prises pour trouver des compromis entre l'utilisation des terres pour la subsistance de la population en forte croissance et la conservation du sol et de la forêt. Des solutions d'agroforesterie semblent être les plus favorables dans ce cas, en apportant aux habitants des techniques de production combinées avec la végétation supérieure. Les conditions locales semblent être prêtes pour cela.

BIBLIOGRAPHIE

- ABBOTT M.B., BATHURST J.C., CUNGE J.A., O'CONNELL P.E., AND RASMUSSEN J., 1986. An introduction to European Hydrological System - Système hydrologique Européen, « SHE », 2. Structure of a physically-based, distributed modeling system. *J. Hydrol.*, 87 : 61-77.
- AGRER, 1978. Études pour la mise en valeur de la cuvette d'Andapa. Contrat d'études n° ET/1282, 92 p.
- ALLEWIJN R., 1990. Remote sensing and runoff modelling in alpine areas. A landsat-supported conceptual semi-distributed rainfall-runoff model, applied to the N-Italian alps. Thesis at « Vrije Universiteit te Amsterdam, Druk, Meetkundige Dienst - Delft, 276 p.
- RANDRIAMAHERISOA A., 1990. Le relief et le modèle maillé. Actes des « Troisièmes journées Utilités et Limites des Modèles en Hydrologie » - Orstom Montpellier, France 28 juin 1990, 15-21.
- RANDRIAMAHERISOA A., 1991. Utilisation d'un Système d'information Géographique pour une approche hydrologique sur l'impact de la déforestation. *Revue du Centre National de Recherche sur l'Environnement à Madagascar*, 10 p.
- RANDRIAMAHERISOA A., BINARD M., ET PERSOONS E., 1992. Use of GIS and Remote Sensing in Hydrological model for the impact study of land cover change in a Malagasy rural basin. Workshop of EARSeL (European Association of Remote Sensing Laboratories). Belgium, Louvain-la-Neuve, 29th June-1st July 1992, 13 p.

- REMENIERAS G., 1980. L'hydrologie de l'ingénieur. Édition Eyrolles, 456 p.
- SCHULTZ G.A., 1988. Remote sensing in Hydrology. J. Hydrol., vol. 100, Special issues.
- WALSH S. J., AND GREGORY M.S., 1985. Hydrologic Modeling Through Remote Sensing and Geographic Information Systems. Proceedings, Applied Geographic Conferences, Denton, Texas, 5 : 109-116.

UN MODÈLE HYDROLOGIQUE SPATIALISÉ POUR LA SIMULATION DE TRÈS GRANDS BASSINS : LE MODÈLE EROS, FORMÉ DE GRAPPES DE MODÈLES GLOBAUX ÉLÉMENTAIRES

D. THIERRY¹ ; C. MOUTZOPOULOS²

RÉSUMÉ

La modélisation des écoulements dans les très grands bassins hétérogènes ne peut être abordée simplement par les modèles hydrologiques globaux pluie-débit. De tels modèles permettent en effet de calculer le débit uniquement à l'exutoire du bassin et à condition qu'il soit possible de définir une lame d'eau moyenne représentative et des paramètres moyens. Ceci n'est bien évidemment pas possible en présence de bassins montagneux enneigés en partie, ou bien en climat aride où les écoulements sont très localisés. D'autre part, les modèles globaux ne permettent pas de prévoir l'influence d'un aménagement : pompage en rivière, barrage, imperméabilisation, etc..

L'approche classique consiste alors à se tourner vers des modèles spatialisés sous forme d'un découpage du bassin en mailles régulières. Cette approche donne de bons résultats mais au prix d'une complexité beaucoup plus grande et faisant intervenir de très nombreux paramètres. Elle ne se prête ni à un calage automatique ni à une analyse de sensibilité de paramètres ; d'autre part, elle est peu adaptée à des micro-ordinateurs donc aux pays en développement. On a donc mis au point un modèle à mi-chemin entre les modèles globaux et les modèles maillés : le modèle EROS (Écoulement dans une Rivière Organisée en Sous-bassins). Ce modèle est formé d'une grappe de modèles globaux élémentaires (par exemple une dizaine) ayant chacun une lame d'eau et quelques paramètres globaux. Il est possible d'introduire des prélèvements -existants ou prévus- en rivière ou en nappe dans des bassins. Ce modèle conserve la légèreté des modèles globaux, en particulier le calage automatique et le faible nombre de paramètres donc la robustesse ; il permet cependant de modéliser des bassins complexes, à l'échelon régional, et surtout d'y prévoir l'influence d'aménagements.

¹BRGM 4S/EAU - B.P. 6009 - 4500 Orléans - Cedex 2 - France

²Université de Thessalonique - Thessalonique - Grèce

INTRODUCTION

Le calcul du débit à l'aval d'un bassin versant hydrologique à partir des précipitations auquel il est soumis, est un problème extrêmement classique en hydrologie essentiellement pour deux raisons :

- l'information pluviométrique est généralement beaucoup plus abondante que l'information hydrométrique, parce qu'il est beaucoup plus simple et économique de mesurer la pluie en continu avec un pluviomètre que de jauger un cours d'eau ;
- il est fondamental de connaître les réactions d'un bassin versant à des séquences de précipitations très abondantes -qui peuvent provoquer des inondations- ou à des séquences très déficitaires qui provoquent des difficultés d'approvisionnement.

Ces deux classes de problèmes, qui sont tous les deux l'analyse des réactions d'un bassin à des variations naturelles d'alimentation, peuvent être résolus classiquement avec des modèles simples entrée-sortie, à condition que le bassin ne soit pas trop grand pour qu'on puisse lui associer une entrée unique. Ces modèles simples sont du type fonction de transfert ou convolution d'une réponse unitaire pour les problèmes de crue pour lesquels le sol du bassin étant saturé, la réponse à la pluie est relativement linéaire, ou bien de type modèle hydrologique global à réservoir (voir par exemple NASH, 1959 ; Roche, 1971 ; DEGALLIER, 1972 ; MÉRO, 1979 ; Thiery, 1980, 1988 ; Roche et Thiery, 1984 ; EDIJATNO et MICHEL, 1989).

L'intérêt de ce type de modèle est sa simplicité, puisqu'il ne fait intervenir qu'un nombre très limité de paramètres (de 3 à 15 environ) qui peuvent être calés (ajustés) par des procédures d'optimisation automatique très économiques. Un autre avantage -associé à la simplicité- est la robustesse. Les paramètres, étant peu nombreux, sont bien identifiés et non redondants. Un calage sur une relativement courte période d'observation peut être extrapolé sans trop de danger sur une période plus longue. D'autre part, une analyse de sensibilité sur les paramètres (LEIJNSE, 1982 ; Thiery, 1989, 1990) permet de connaître l'intervalle de confiance des paramètres et surtout l'intervalle de confiance sur les prévisions réalisées avec le modèle. La limite d'application de ce type de modèle est la dimension du bassin versant en relation avec son homogénéité morphologique ou climatique. Il est nécessaire de pouvoir définir :

- une lame d'eau moyenne : ceci n'est évidemment pas possible pour de très grands bassins (de plusieurs dizaines de milliers de kilomètres carrés) qui sont affectés par plusieurs climats différents, ou pour des bassins montagneux qui ne sont enneigés que sur une partie de leur extension ;

- des paramètres moyens : il n'est pas possible par ce type de modèles de représenter des bassins très hétérogènes, par exemple en climat aride, ou les écoulements sont très localisés et prennent naissance sur quelques zones à faible évaporation et faible infiltration.

Dans cet objectif, une spatialisation d'un modèle global par séparation en deux compartiments a été réalisée par Vilmus (1990).

Une autre classe de problèmes est formée par les études d'aménagement qui consistent à prévoir l'influence d'aménagement de bassins : implantation de prélèvements en rivière, de retenues, de dérivations, imperméabilisation d'une partie du bassin...

Il n'est alors plus possible d'utiliser un modèle global pluie-débit puisque les paramètres de modélisation (par exemple le coefficient de ruissellement ou de tarissement, ou bien la réserve utile du sol) changent, et il n'est pas possible de prévoir comment ils vont changer. L'approche classique consiste à se tourner vers des modèles spatialisés sous forme d'un découpage en mailles régulières (ou irrégulières). C'est l'approche retenue par exemple par le modèle CEQUEAU (GIRARD *et al.*, 1972) éventuellement couplée avec les écoulements souterrains (GIRARD *et al.*, 1979 ; Ledoux, 1980). De tels modèles fonctionnent correctement mais au prix d'une réelle complexité qui en rend l'utilisation coûteuse et peu adaptée aux micro-ordinateurs. D'autre part, le nombre très élevé de paramètres (plusieurs dizaines de paramètres au moins) rend vaine toute tentative de calage automatique et -plus grave- toute possibilité rigoureuse d'analyse de sensibilité.

Pour tenter de conserver les avantages inhérents aux modèles globaux (utilisation simple, calage automatique, robustesse, analyse de sensibilité) et ceux apportés par les modèles discrétisés (modélisation de grands bassins hétérogènes, prévision de l'influence d'aménagements...), on a mis au point un nouveau type de modèle à mi-chemin entre les modèles globaux et les modèles maillés : le modèle EROS (Écoulement dans une Rivière Organisée en Sous-bassins). Ce modèle est formé d'une grappe de modèles globaux élémentaires, chaque modèle global représentant un sous-bassin homogène caractérisé par une lame d'eau et quelques paramètres globaux. Ces sous-bassins (donc ces modèles globaux élémentaires) sont interconnectés par un arbre de branchement et il est possible de prévoir l'influence d'aménagement sous forme d'introduction de prélèvements en rivière au point d'interconnexion de plusieurs sous-bassins, ou en nappe (loin du cours d'eau) dans le bassin, ou bien sous forme de dérivations par modification de l'interconnexion des bassins.

Chaque sous-bassin fait intervenir quatre à cinq paramètres qu'il est possible de fixer ou d'optimiser. D'autre part, certains paramètres peuvent être contraints à être identiques pour plusieurs ou pour tous les sous-bassins.

Le logiciel EROS est opérationnel sur stations de travail Vax ainsi que sur micro-ordinateurs compatibles IBM/PC.

SCHÉMA DE FONCTIONNEMENT DU MODÈLE EROS

DÉCOUPAGE EN SOUS-BASSINS

La zone d'étude est découpée en un certain nombre de sous-bassins composant une grappe et reliés entre eux par une relation d'arborescence. On affecte à chaque bassin un numéro d'ordre et pour chaque bassin on définit les bassins amonts qui sont au nombre de 0 (sous-bassins sans affluent) 1 (sous-bassins en série) ou 2 (2 sous-bassins affluents).

Le débit calculé à l'exutoire des bassins amonts arrive directement dans le sous-bassin aval et chaque exutoire peut être :

- un point d'observations : on y dispose d'observations de chroniques de débits ;
- un point d'édition : on ne connaît pas le débit mais on veut le déterminer ;
- un point intermédiaire.

IMPLANTATION DE PRÉLÈVEMENTS

Il est possible également d'implanter des prélèvements en rivière en n'importe quel exutoire (avant l'exutoire). Ces débits sont alors retranchés du débit calculé, bien évidemment dans la limite des débits disponibles en ce point. De même, il est possible d'implanter des prélèvements en nappe. Ces derniers agissent alors à l'intérieur du réservoir souterrain qui représente les écoulements en nappe -dans la limite du stock en eau disponible dans ce sous-bassin-. Les prélèvements sont supposés être situés loin du cours d'eau et ils ne peuvent donc pas diminuer le ruissellement superficiel.

BILAN DANS UN SOUS-BASSIN

Chaque sous-bassin élémentaire est soumis à une lame d'eau de pluie et à une évapotranspiration potentielle. Le bassin est représenté par trois réservoirs :

- un premier réservoir représentant le sol, de capacité en eau RUMAX, qui est soumis à l'évapotranspiration ;
- un deuxième réservoir, non linéaire, dans lequel s'effectue la répartition entre ruissellement et infiltration ;
- un troisième réservoir, caractérisé par un temps de tarissement, qui représente la nappe souterraine.

Le schéma de fonctionnement de chaque sous-bassin est décrit sur la figure 1. Le bilan dans chaque sous-bassin est effectué au pas de temps mensuel (ou journalier). Le débit calculé à l'exutoire est alors la somme :

- du ruissellement dans le sous-bassin ;
- de l'écoulement superficiel dans le sous-bassin ;
- du débit total des un ou deux sous-bassins amonts à laquelle on retranche éventuellement :

- les prélèvements à l'exutoire,
- les prélèvements en nappe (dans la mesure du débit disponible).

Il est à noter que la superficie de certains sous-bassins peut être inconnue (et donc à déterminer par calage) ce qui est fréquent dans le cas de sous-bassins alimentés par des sources dont le bassin exact n'est pas connu.

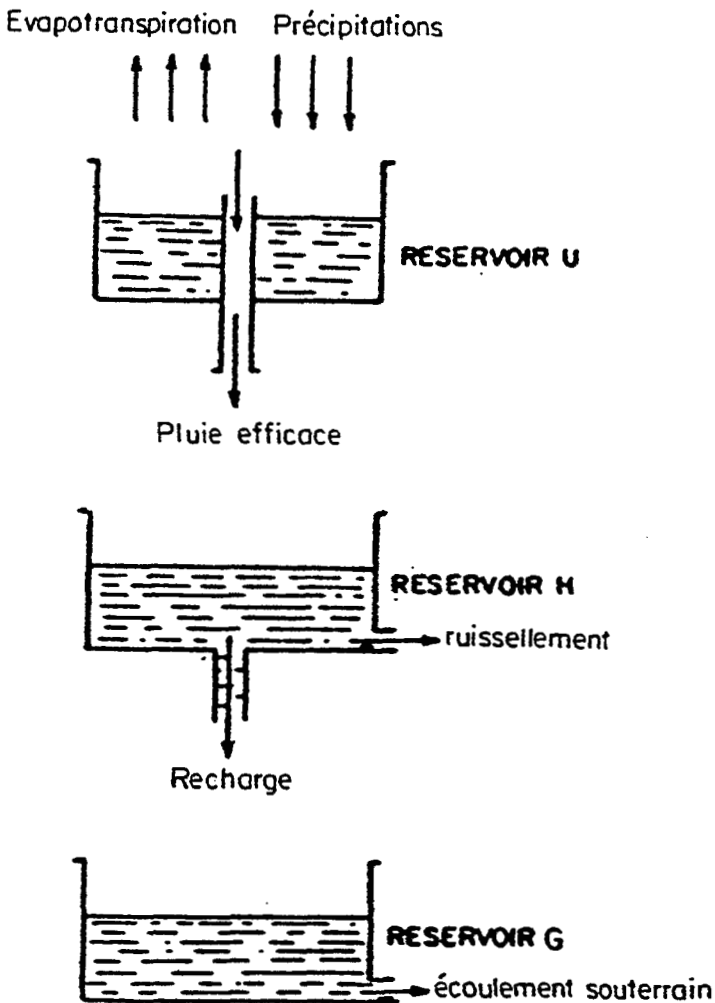


Figure 1

Bilan pluie-débit dans un sous-bassin élémentaire

CALAGE DU MODÈLE

Le modèle fait intervenir un certain nombre de paramètres typiques (quatre à cinq paramètres par bassin). Pour chaque paramètre on indique :

- s'il est connu ;
- s'il est inconnu et doit donc être optimiser entre des bornes ;
- s'il est inconnu mais identique au paramètre correspondant d'un autre (ou de plusieurs autres) sous-bassin(s).

Cette troisième possibilité est intéressante puisqu'elle permet de limiter efficacement le nombre de paramètres. Par exemple, il est possible de décider que le temps de tarissement du bassin n°4 est inconnu mais identique à celui des bassins 1 et 3 (qui sont inconnus). Il y a alors un seul paramètre à optimiser pour ces trois bassins.

Le calage du modèle consiste à ajuster tous les paramètres inconnus pour reproduire au mieux tous les débits observés en tous points d'observations. Dans ce but, on utilise une procédure d'optimisation non linéaire - dérivée de la méthode de ROSENBROCK - qui maximise la somme des coefficients de détermination (coefficients de corrélation avec paramètres a et b fixés respectivement à 1 et 0) entre les débits calculés et observés en chaque point d'observation.

Quand toutes les surfaces de tous les sous-bassins sont connues, la méthode d'optimisation est simple. Par contre, quand certaines surfaces sont inconnues et qu'il y a des prélèvements, le système d'optimisation est complexe puisque le débit calculé à un exutoire dépend des prélèvements dans le bassin et en amont dont l'influence dépend elle-même de la superficie des bassins inconnus. Les superficies inconnues sont donc déterminées par régressions multiples de manière itérative pour itération sur les paramètres physiques du modèle (temps de tarissement, capacité de la réserve utile).

EXEMPLE D'APPLICATION

ARBORESCENCE DU BASSIN

La figure 2 présente un exemple synthétique de bassin formé de neuf sous-bassins (numérotés de 1 à 9). La partie gauche est un plan du bassin versant et la partie droite montre l'arborescence correspondante. On dispose de cinq points d'observations : à l'exutoire des sous-bassins n°1, 2, 3, 6 et 9. On remarque qu'on a introduit trois bassins fictifs supplémentaires : en aval de la jonction 5 et 6, en aval du bassin 7 et en aval du bassin 8. Ces bassins fictifs (auxquels on a donné une superficie qui tend vers zéro) ont été introduits pour respecter la règle qui stipule qu'un bassin ne peut avoir que deux bassins directement en amont.

L'ensemble du bassin est constitué de cinq « grappes », chaque grappe étant constituée par un point de contrôle :

Numéro de la grappe	Rang de la grappe	Grappes amont	Sous-bassin
5	3	-	3
4	2	-	2
3	2	-	1
2	2	5	6
1	1	2,3,4	4,5,7,8,9

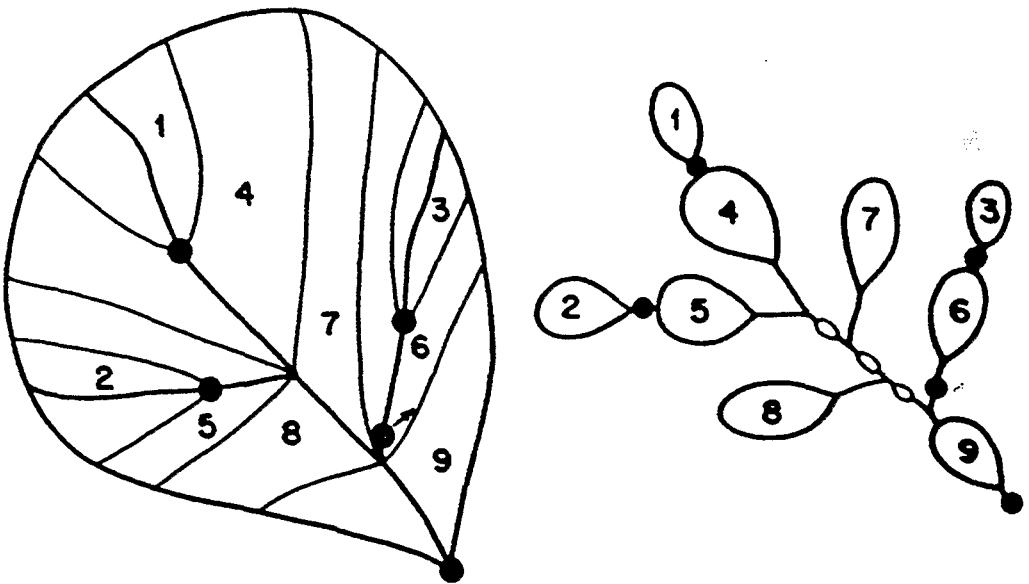


Figure 2
 Modèle EROS. Exemple d'application d'un bassin complexe décomposé en neuf sous-bassins

CALAGE SUR LES OBSERVATIONS

Pour le calage, les superficies des bassins 1, 5 et 7 étaient inconnues. Il y avait d'autre part au total quatorze paramètres à optimiser (mais cinq points d'observations pendant quatre ans de 1989 à 1992). Après calage (avec des données correspondant à un autre pas de temps donc ne permettant pas un calage parfait), on obtient les valeurs suivantes pour les carrés des coefficients de détermination :

Numéro de grappe	5	4	3	2	1
Numéro de bassin	3	2	1	6	9
Carré de corrélation	0,98	0,97	0,98	0,93	0,92

La figure 3 montre que l'ajustement est très bon.

EXPLOITATION DU MODÈLE POUR SIMULER DES AMÉNAGEMENTS

Après calage du modèle, on a simulé un aménagement consistant à introduire des prélèvements en rivière de 2 m³/s au cours des mois de juillet à septembre dans le bassin n°1 et des prélèvements en nappe, pendant les mêmes mois, dans le bassin n°6.

La figure 4 montre l'effet prévu de l'aménagement.

Dans le petit bassin n°1 (le plus en amont), on voit que la rivière est asséchée chaque année et que les prélèvements ne peuvent être totalement satisfaits puisqu'ils sont supérieurs aux débits dans le cours d'eau.

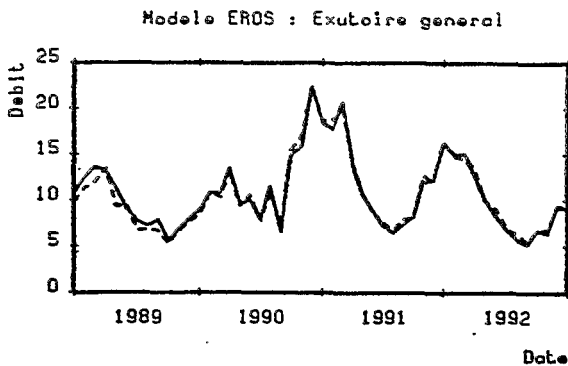


Figure 3
Calage du modèle : débits à l'exutoire général

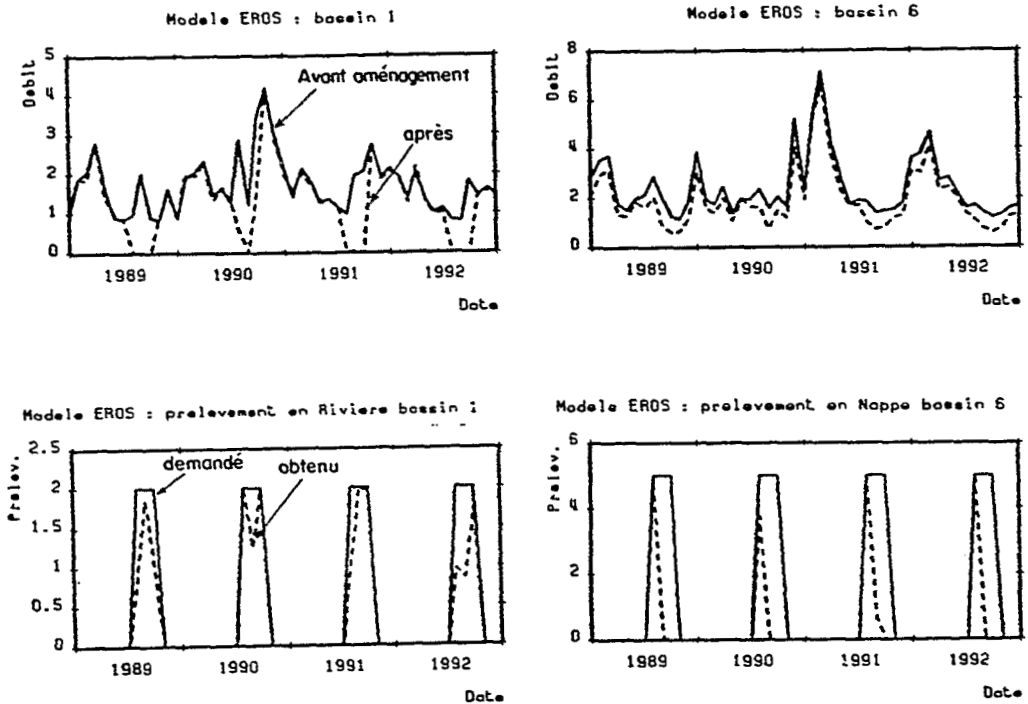


Figure 4

*Simulation d'un aménagement : prélèvement en rivière dans le bassin n°1
et en nappe dans le bassin n°6*

Dans le bassin n° 6 par contre, bien que le débit des mois d'été soit de l'ordre de 1,5 à 2 m³/s, on arrive à prélever 5 m³/s en juillet, en sollicitant les réserves de la nappe. Par contre, à partir d'août, ces réserves sont asséchées et on ne peut plus rien prélever en nappe, bien que la rivière ne soit pas asséchée comme le montre la figure. L'écoulement en rivière n'est plus alors constitué que de ruissellement superficiel qui ne peut être prélevé en nappe.

REMERCIEMENTS

La conception et la réalisation du modèle EROS ont été financées par la Direction Scientifique du BRGM sur le projet de recherche n° EG43 « spatialisés des modèles globaux ».

CONCLUSION

Le modèle EROS est un compromis entre les modèles globaux simples et robustes mais inadaptés aux grands bassins hétérogènes et aux études d'aménagements, et les modèles spatialisés maillés qui peuvent tout simuler... mais dont la robustesse est très sujette à caution. Le modèle EROS dispose d'une procédure de calage automatique efficace et fonctionne sur stations de travail et micro-ordinateurs PC ; sa mise en oeuvre extrêmement facile, rapide et économique, lui donne un large domaine d'action.

BIBLIOGRAPHIE

- DEGALLIER R., 1972 - Un modèle de simulation des écoulements superficiels et souterrains : le modèle SIMERO. Bulletin du BRGM, section III, n°3.
- EDIJATNO, MICHEL C., 1989 - Un modèle pluie-débit journalier à 3 paramètres. La Houille Blanche, 2. 113-121.
- GIRARD G., MORIN G., CHARBONNEAU R., 1972 - Modèle précipitations-débits à discrétisation spatiale. Cahiers Orstom, série Hydrologie, vol. IX, n° 4.
- GIRARD G., LEDOUX E., VILLENEUVE J.P., 1979 - Modèle intégré pluie-eau de surface-eau souterraine. Société Hydrotechnique de France, session 114, novembre 1979.
- LEDOUX E., 1980 - Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. Thèse École Nat. Sup. Mines de Paris et Univ. P. et M. Curie.
- LEINSE A., 1982 - Evaluation of pumping tests : identification of parameter values and their reliability. Improvements of methods of Long Term Prediction of Variations in Groundwater Resources and Regimes due to Human activity (Proceeding of the Exeter Symposium July 1982). AISH Publ. n° 136.

- MÉRO F., 1979 - The MM08 hydrometeorological simulation system. Basic concepts and operator's guide. Tel Aviv, 18 p., April 1978.
- NASH J.E., 1959 - Systematic determination of unit hydrograph parameters. J. Geophys. Res., vol. 64, n° 1.

APPLICATION INFORMATISÉE D'UNE ÉTUDE SUR LE DÉBIT D'ÉTIAGE DANS LA RÉGION DE BADEN-WÜRTTEMBERG, ALLEMAGNE

A. WESSELINK¹, I. HAGEMANN²,
DR S. DEMUTH², DR A. GUSTARD¹,

RÉSUMÉ

Dans le cadre du projet Friend de l'Unesco PHI IV, une étude du débit d'étiage a été réalisée dans la région de Baden-Württemberg (figure 1), Allemagne du Sud-Ouest, utilisant les données provenant de 52 bassins versants jaugés. Cette étude a porté sur l'analyse des statistiques tirées des débits, à savoir :

- percentile 95 du débit ;
- débit minimum annuel moyen de 7 jours ;
- indice du débit de base ;
- constante de régression ;
- débit moyen.

La relation entre les statistiques tirées des débits et les caractéristiques des bassins versants a ensuite été examinée. Les facteurs pris en compte sont les suivants : la superficie, la pente, l'utilisation de la terre (forêt, zone urbaine), la densité de drainage, les caractéristiques du sol et des précipitations. Les équations de régression pour l'estimation des statistiques des débits ont donné pour résultat un R^2 compris entre 88 % et 92 %.

Les caractéristiques des bassins versants significatives dans les équations de régression étaient disponibles sous forme digitalisée, telle qu'une discrétisation spatiale de 2,5 × 2,5 km ou 1,25 × 1,25 km. Le réseau hydrographique de 17 bassins versants sur les 52 étudiés était également sous forme digitalisée. Ces données numériques ont été transférées sur le système *Micro Low Flows*, un logiciel pour micro-ordinateur développé par l'*Institute of Hydrology*, permettant une estimation automatique des caractéristiques du débit d'étiage. Pour chacun de ces 17 bassins versants, les statistiques du débit peuvent être estimées par simple désignation de l'endroit désiré, permettant ainsi aux spécialistes en ressources hydrauliques de gagner un temps considérable.

¹Institute of Hydrology

²Université de Freiburg

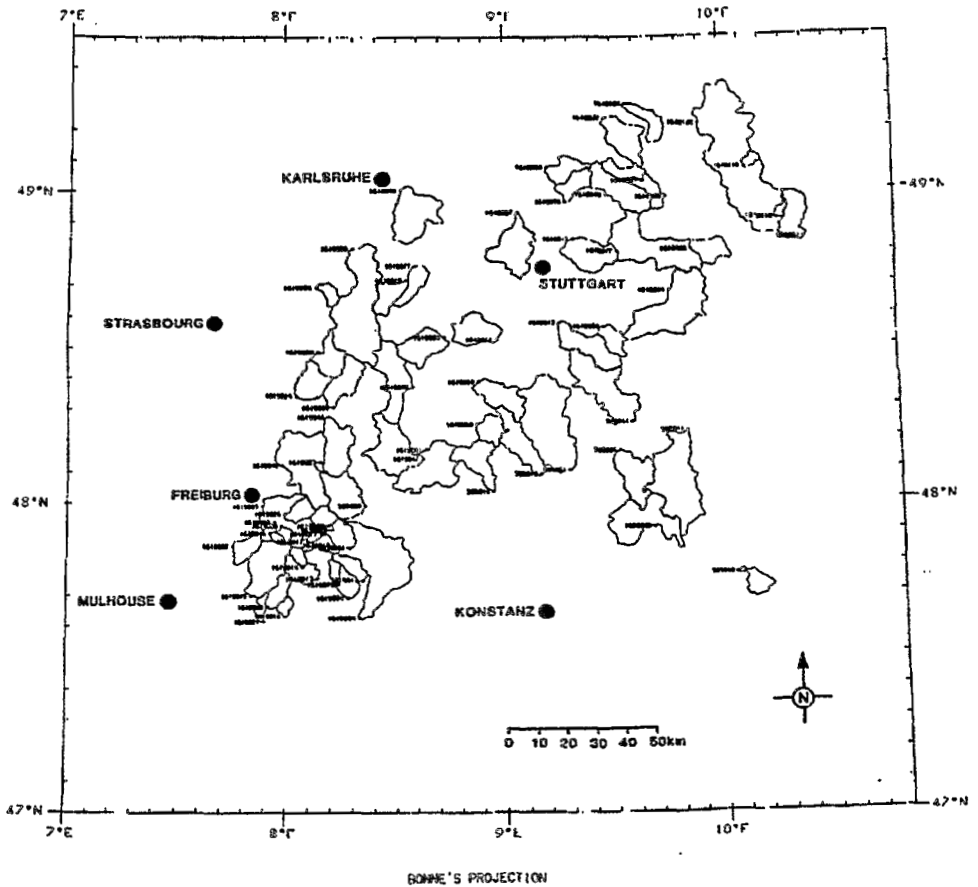


Figure 1

Bassins versants jaugeés dans la région de Baden-Württemberg qui ont été utilisés pour cette étude.

INTRODUCTION

Pendant la première phase du projet Friend de l'Unesco PHI IV (1985-1989) une analyse régionale de la variabilité des paramètres du débit d'étiage a été menée (GUSTARD *et al.*, 1989, Vol.I). La variabilité du ruissellement dans la zone étudiée par le projet, comprenant l'Europe du Nord et de l'Ouest, a été décrite en utilisant des cartes et des analyses de régression afin de déterminer la relation entre les indices du débit d'étiage et les caractéristiques des bassins versants (GUSTARD, 1989, GUSTARD and GROSS, 1989). La base internationale du projet, avec des données journalières disponibles pour 1350 stations, a permis de tirer des équations de régression pour la région entière, ainsi que pour des sous-ensembles physiquement distincts, tels que le bassin du Rhin, ou les basses terres des Pays-Bas, de la Belgique et du Danemark.

Même si les caractéristiques des bassins versants ont permis d'expliquer entre 70 et 80 % de la variabilité, il est clair que la compréhension du comportement du débit d'étiage aurait bénéficié d'une analyse plus détaillée de régions plus petites. En particulier, la relation entre les variables débit d'étiage, sol et géologie n'a pas été résolue de manière satisfaisante. La région de Baden-Württemberg (Allemagne du Sud-Ouest) a été choisie pour la première de ces études en raison de la collaboration étroite existant entre l'université de Freiburg, située dans cette même région, et l'*Institute of Hydrology* à la suite du projet Friend.

Il a été décidé d'entrer les résultats des analyses de régression régionales dans le logiciel *Micro Low Flows* qui permet une estimation gérée par ordinateur du débit d'étiage dans le but de tester sa viabilité dans des pays différents. Ceci a limité le choix des données et des méthodes employées à celles qui étaient, ou pouvaient, facilement être utilisées sous forme digitalisée et appliquées au logiciel. On peut identifier cinq étapes dans l'établissement d'une version-test du progiciel d'estimation du débit d'étiage ; ces étapes seront examinées par la suite.

MÉTHODES

Les données du débit journalier étaient disponibles auprès de la base de données Friend pour 58 bassins versants dans la région de Baden-Württemberg (GUSTARD *et al.*, 1989, Vol.II), et ces mêmes données ont été recueillies pour 25 autres stations. Les données pour 16 stations n'ont pas été prises en compte en raison soit de relevés incomplets ou trop partiels, soit d'une influence humaine excessive sur le régime du débit. À partir des séries de données restantes, une période commune de relevés (1965-1985) a été sélectionnée et pour laquelle 52 stations ont été retenues.

Au cours du projet Friend, une base de données rasterisées du climat et de l'utilisation de la terre a été créée. Ces données consistent en une discrétisation spatiale de $1,25 \times 1,25$ km ou $2,5 \times 2,5$ km par exemple pour :

- la moyenne annuelle des pluies (AAR) ;
- pluie 2 jours avec une période de retour de 10 ans (M10-2D) ;
- le potentiel d'acceptation des précipitations hivernales (Wrap) : 5 catégories ;
- la couverture forestière (Forest) : oui ou non ;
- la couverture urbaine (Urban) : oui ou non ;
- la couverture des lacs (Lake) : oui ou non.

La classification Wrap a été développée lors de l'étude réalisée sur les crues dans le Royaume-Uni (NERC, 1975) afin de répertorier la réponse des sols aux pluies. Cette approche a été choisie, de préférence à une approche basée uniquement sur de « pures » données hydrogéologiques, en raison de l'inexis-

tence d'une série cohérente de données hydrogéologiques. Le système de classification Wrap a été adopté par la *European Flood Study* (GUSTARD, 1983). Cette étude reconnaît cinq types de réponses du sol aux pluies et a permis de répertorier les réponses des bassins versants aux pluies. Il a été reconnu que ce système manque de discrimination (la réponse entre deux classes peut changer par un facteur de 2 ou 3) et de cohérence au-delà des frontières nationales, où différents scientifiques ont interprété les directives de façon différente. Cependant, les classes Wrap étaient les seules caractéristiques du terrain ou hydrogéologiques disponibles sous forme digitalisée.

Les limites des bassins versants ont été converties sous forme digitalisée pour la plupart des stations avec données journalières de la base de données Friend. Elles ont été extraites et digitalisées pour les 25 nouvelles stations. Des algorithmes ont été développés afin de recouvrir automatiquement les limites des bassins versants avec les données rastérisées, donnant ainsi la valeur moyenne du bassin versant ou les pourcentages des différentes classes. En plus des caractéristiques des bassins versants tirées des données rastérisées, la pente (SL1085), l'altitude de la station de jaugeage (HTSTN) et la densité du courant (Folis : nombre de courants s'entrecoupant dans un rayon de 30 cm de diamètre sur une carte au 1:50 000) ont été déterminées manuellement à partir des cartes.

Quatre analyses statistiques codées en Fortran ont été appliquées aux données de débit journalier (*Institute of Hydrology*, 1980, GUSTARD *et al.* 1989) pour les périodes indiquées plus haut (tableau 1) :

Tableau 1
Résumé des mesures des débits d'été

Variable	Number of stations	Mean	Standard Déviation	Range	
				Min	Max
MF (m3.s-1)	52	2,37	2,12	0,173	8,72
Q95 (% MF)	51	22,7	10,0	8,38	58,8
MAM7 (% MF)	52	24,6	11,3	0,087	58,85
BFI	52	0,571	0,137	0,175	0,850
K50	52	0,94	0,044	0,752	0,981

MF-débit moyen, Q95-débit dépassé ou égalé 95 % du temps, MAM7- moyen des débits minimaux annuels sur 7 jours, BFI-indice du débit de base, K50-valeur médiane des ratios de décrue.

COURBE DES DÉBITS CLASSÉS (figure 2) :

Graphique de la distribution cumulative des fréquences des débits journaliers, indiquant sous forme de pourcentage le nombre de fois qu'un débit donné est dépassé ou égalé. Le percentile 95 tiré de cette courbe (Q95) a été utilisé dans

cette étude en tant que paramètre du débit d'étiage.

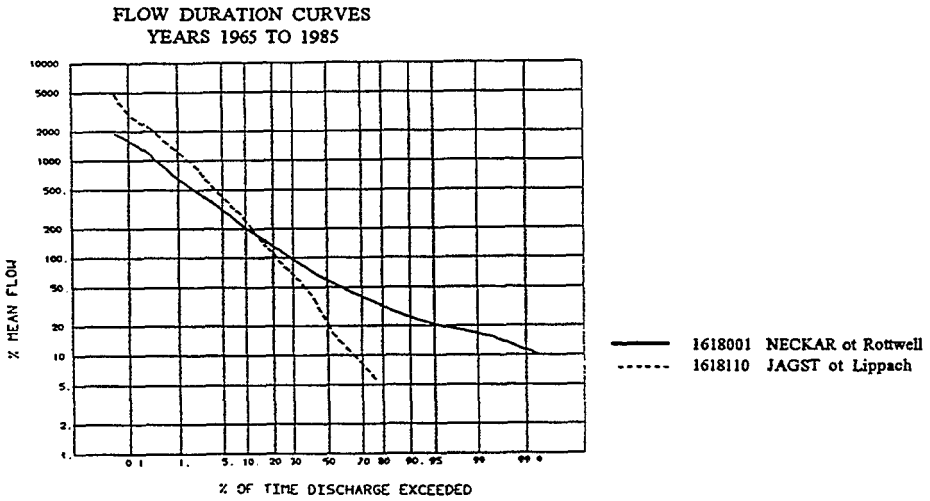


Figure 2

Exemple des courbes des débits classés.

GRAPHIQUE DE LA FRÉQUENCE DU DÉBIT (figure 3) :

Graphique du classement du débit minimal annuel donné pour un nombre de jours n, déterminé selon une distribution Weibull. D'après cette courbe, on peut estimer les périodes de retour des débits d'étiage extrêmes. Le moyen des débits minimaux annuels sur 7 jours (MAM7) a été utilisé dans cette étude en tant qu'indice du débit d'étiage.

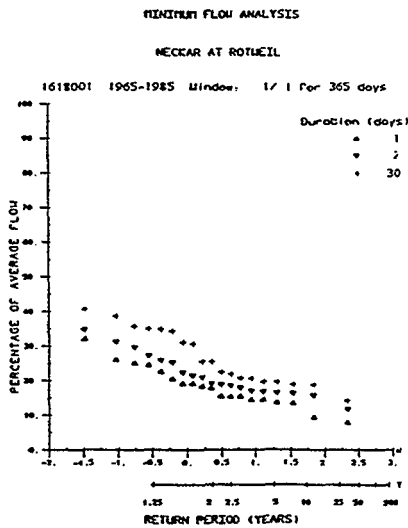


Figure 3

Exemple d'une courbe des fréquences des débits d'étiage

INDICE DU DÉBIT DE BASE (BFI) (figure 4) :

Procédure automatisée pour séparer le débit de base de l'hydrogramme, donnant ainsi la proportion de l'hydrogramme tiré des sources stockées. Ce paramètre, même étant tiré de données du débit journalier, est souvent utilisé comme caractéristique du bassin versant, indiquant la réponse hydrogéologique de ce dernier.

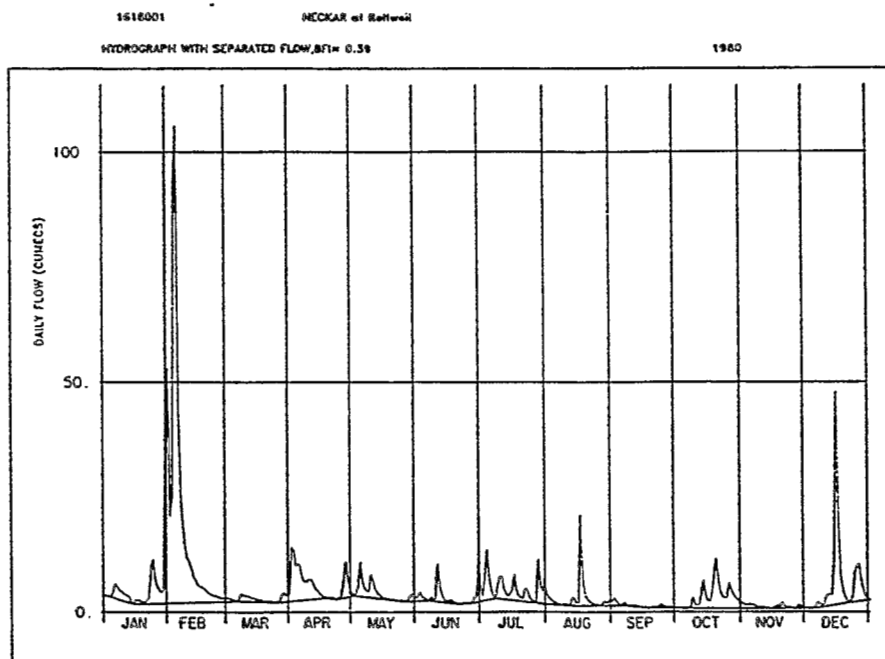


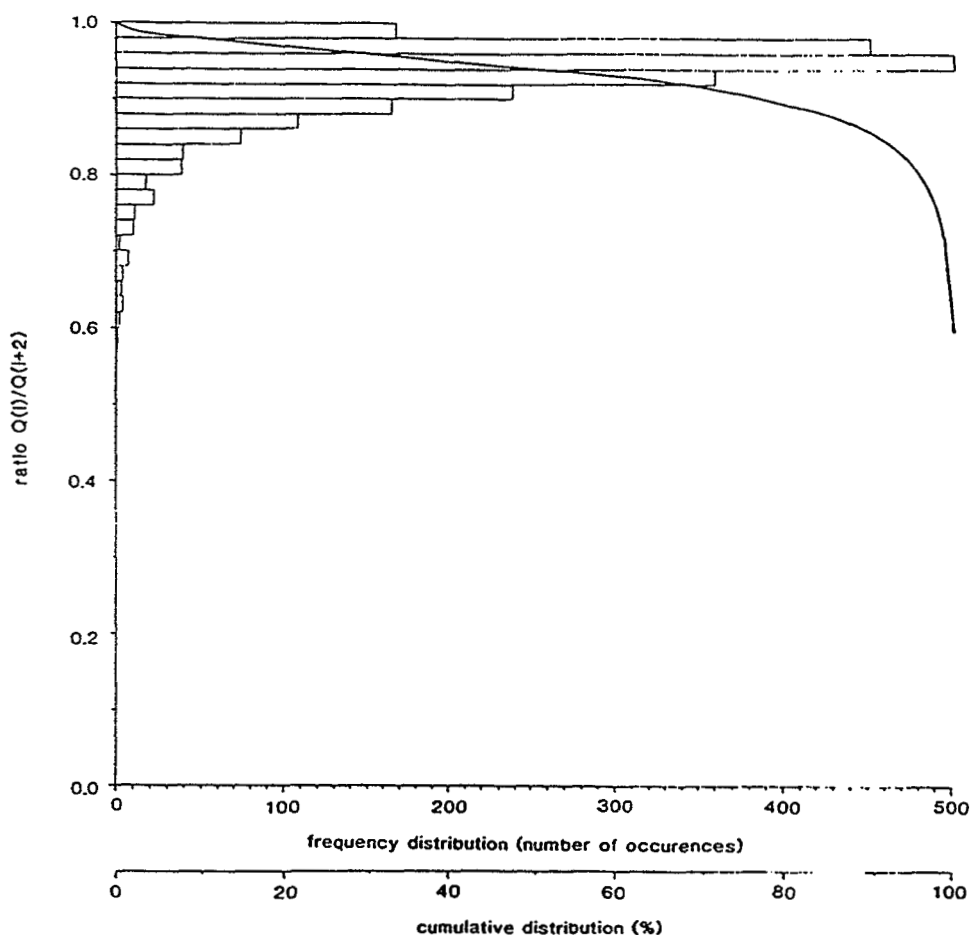
Figure 4

Exemple d'hydrographe avec séparation du débit de base

GRAPHIQUE DES FRÉQUENCES DU RATIO DE DÉCRUE (figure 5) :

Graphique de la distribution de la valeur du ratio du débit du courant divisée par le débit obtenu deux jours auparavant. Ce ratio représente la « constante » de décrue sur les deux jours considérés. La valeur médiane des valeurs calculées (K50) a été utilisée dans cette étude comme indice du débit des bassins versants.

L'analyse des données a consisté, dans un premier temps, en une analyse de corrélation des caractéristiques des bassins versants et des indices du débit et, dans un deuxième temps, en une analyse de régression par étape afin de déterminer l'équation de régression optimale. Ces analyses ont été réalisées en utilisant le logiciel de statistiques SAS.

**Figure 5**

Exemple de la courbe des fréquences des ratios de régression

RÉSULTATS

Une analyse préalable des corrélations des indices du débit avec les caractéristiques des bassins versants (tableau 2) ainsi que l'examen de la distribution des restes ont montré qu'une transformation logarithmique était appropriée à la dérivation des équations de régression régionales.

Les fractions Urban et Soil dans un bassin versant sont fréquemment égales à zéro et, par conséquent, les transformations logarithmiques ont été basées sur (Urban+1) et (Soil+1). Le paramètre d'échelle Area a une corrélation significative avec tous les indices du débit, à l'exception de Q95. Quant aux paramètres

d'utilisation de la terre Urban et Forest, seul Urban est corrélié de manière significative avec un paramètre d'écoulement, Q95. Tous les paramètres d'écoulement sont corréliés de manière significative avec la densité de drainage Folis. Même si le BFI est considéré pour répertorier la réponse hydrogéologique du bassin versant, il n'y a pas de corrélation significative entre le BFI et les trois classes Wrap de la région de Baden-Württemberg (Soil1, Soil2 and Soil4); la seule corrélation significative trouvée étant entre Soil 2 et Q95.

La matrice de corrélation a été utilisée pour tirer des équations de régression reliant les indices de débit d'étiage Q95, MAM7 et K50 aux caractéristiques du bassin versant. Toutes les variables ont été transformées en logarithmes et entrées dans une procédure de régression multiple par étapes. Les analyses ont été faites avec et sans BFI en tant que variable explicative. Les équations de régression préférées sont données dans le tableau 3. Toutes les variables comprises dans les équations sont significatives à 95 %. L'analyse des restes a montré une distribution égale des valeurs, indiquant ainsi que le modèle choisi est approprié. Les variables explicatives dans les équations pour Q95, MAM7 et K50 sont les variables morphométriques Area et la densité de drainage (Folis), la variable climatique de la moyenne annuelle des pluies (AAR), le paramètre d'utilisation du sol (Forest), et, lorsqu'elle est incluse, la variable « hydrogéologique » de l'indice du débit de base (BFI). Avec les variables de débit en m^3/s^{-1} , ce résultat serait attendu, car, en général, un bassin versant plus grand aurait pour conséquence, à tous moments, un ruissellement plus grand. La même remarque s'applique à la moyenne annuelle des pluies. L'effet de la forestation sur les débits d'étiage est plus ambigu, mais a généralement pour résultat des débits d'étiage minimums inférieurs (Gross *et al.*, 1989). Le pourcentage de cette variance expliqué par ces variables est donné dans le tableau 4. La variable qui domine est Area, expliquant 67 % de la variance en Q95 et 50 % de la variance en MAM7. L'inclusion de BFI en tant que variable explicative conduit à des modèles améliorés, avec une augmentation du coefficient de détermination (R^2) de 7 % pour Q95, 20 % pour MAM7 et 21 % pour K50.

Les équations qui ont été dérivées pour K50 ont un coefficient de détermination bien inférieur à celui pour Q95 et MAM7. Ceci peut être expliqué par le fait que K50 ne dépend pas directement de l'échelle (la taille du bassin versant, la moyenne des pluies) et sera, par conséquent, plus difficile à expliquer.

Tableau 3

Équations de régression reliant les indices des débits d'étiage aux caractéristiques des bassins versants (52 bassins versants, période comprise entre 1965 et 1985)

BFI INCLUS						
(1) Q95	= 3.83*10 ⁻⁵	BFI ^{1.35}	AREA ^{0.837}	AAR ^{0.918}	FOREST ^{0.271}	R ² =87.3 %
(2) MAM7	= 4.22*10 ⁻⁸	BFI ^{2.85}	AREA ^{1.07}	AAR ^{1.47}	FOLIS ^{0.705}	R ² =84.1 %
(3) K50	= 9.45*10 ⁻¹	BFI ^{0.102}	AREA ^{0.012}			R ² =42.5 %
BFI EXCLUS						
(4) Q95	= 5.44*10 ⁻⁵	AREA ^{0.835}	AAR ^{1.07}	FOREST ^{0.291}	FOLIS ^{-0.627}	R ² =80.3 %
(5) MAM7	= 3.67*10 ⁻¹⁰	AREA ^{1.24}	AAR ^{2.64}	FOLIS ^{-0.991}		R ² =65.2 %
(6) K50	= 1.06	AREA ^{0.013}	FOLIS ^{-0.053}			R ² =21.9 %

Abréviations (paramètres du débit) : Q95-débit dépassé ou égalé 95 % du temps (m³.s⁻¹), MAM7- moyen des débits minimaux annuels sur 7 jours (m³.s⁻¹), BFI-indice du débit de base, K50-valeur médiane des ratios de décrue. Abréviations (caractéristiques des bassins versants) : Area-superficie (km²), Forest-proportion sous forêt, BFI-indice du débit de base, AAR-précipitation moyenne par an (millimètres), Folis-densité du réseau.

Tableau 4

Coefficients partiels de détermination (en %) des variables significatives du tableau 3

Variables	Équation (1)	Équation (2)	Équation (3)	Équation (4)	Équation (5)	Équation (6)
BFI	7,6	24,0	37,5	—	—	—
AREA	67,4	50,5	5,0	67,4	50,5	—
AAR	3,0	9,7	—	1,6	12,5	16,7
FOREST	9,3	—	—	9,3	—	—
FOLIS	—	1,0	—	2,1	2,3	5,3

APPLICATION

Les résultats obtenus ont été entrés dans le logiciel *Micro Low Flows*, un logiciel sur PC pour l'estimation automatisée des caractéristiques du débit d'étiage à n'importe quel endroit de la rivière dans la région. La méthode utilisée pour établir le logiciel peut être résumée comme suit :

- assemblage de données rastérisées pour la zone considérée. Dans le cas de Baden-Württemberg, ont été entrées les valeurs pour la moyenne annuelle des précipitations (AAR), l'évaporation potentielle (PE) et la couverture forestière (Forest) ;
- établissement d'un réseau hydrographique digitalisé. Pour Baden-Württemberg, 17 des 52 bassins versants étudiés ont été digitalisés pendant la période considérée ;
- estimation automatisée de la zone des bassins versants pour chaque partie de la rivière, avec comme limites les bassins versants précédemment digitalisés ;
- recouvrement automatisé des limites des bassins versants pour chaque partie de rivière sur les données rastérisées et détermination des valeurs pour chacun bassin versant de AAR, PE et Forest ;
- détermination automatisée, pour chaque partie de rivière, des caractéristiques du débit moyen et du débit d'étiage par l'utilisation des résultats des régressions multiples décrites plus haut.

Les résultats des estimations, ainsi que les courbes des débits classés dérivées, sont alors stockés en mémoire pour chaque partie de rivière et peuvent être rappelés si nécessaire. Cette application du logiciel *Micro Low Flows* à une région non située dans le Royaume-Uni prouve sa viabilité dans l'étude d'autres régions.

DISCUSSION

Cette analyse a montré que les classes du Potentiel d'Acceptation des Pluies Hivernales (Soil1, Soil2 à Soil4) ne sont pas significatives pour expliquer la variance des indices des débits d'étiage. L'on s'attendait à ce que cette variable hydrogéologique expliquât une part significative de la variance car les débits d'étiage dépendent en grande partie de l'hydrogéologie des bassins versants. Le BFI apparaît dans les équations de régression comme une importante variable explicative, et même si cet indice peut être considéré comme une caractéristique hydrogéologique des bassins versants, l'inclusion de cette variable pour l'estimation de sites non jaugés n'est pas satisfaisante car elle doit être dérivée de données provenant de l'écoulement.

Dans le but d'examiner la pertinence des paramètres Soil pour l'explication des statistiques des débits d'étiage, un autre modèle de régression a été testé, établissant un rapport entre Soil1) Soil2 et Soil4 (non logarithmique) avec les paramètres d'écoulement (tableau 5). Le coefficient de détermination le plus élevé ayant été atteint fut de 41,9 % pour MAM7, et les relations entre BFI ou K et les classes Wrap ne furent pas significatives. Ceci, ainsi que la précédente observation, indique qu'il est nécessaire d'améliorer la classification hydrogéologique dans cette région.

Lors de l'étude Friend, des résultats similaires ont été obtenus et, au lieu des classes Wrap, la couverture en pourcentage des classes de sol originales (CEE, 1984) a été dérivée manuellement et utilisée par la suite dans les équations de régression. Ceci a sensiblement amélioré le coefficient de détermination. Une révision à l'échelon européen de la carte Wrap, basée sur la carte numérique des sols (CEE, 1989) et s'inscrivant dans le programme de recherche Friend, va être entreprise. La « performance » des nouvelles classes de réponses hydrologiques, développée à l'échelon européen, sera testée dans des régions plus petites, comme la région de Baden-Württemberg par exemple. En approchant le problème d'un point de vue différent, les pourcentages de 14 classes hydrogéologiques dans la région ont été dérivés manuellement, et la régression par étape a été appliquée avec succès à ces paramètres afin d'expliquer les paramètres des débits d'étiage. Cependant, cette approche doit être réduite à une région relativement petite en raison du temps que prend la dérivation manuelle. De plus, le transfert à d'autres régions ayant une classification hydrogéologique différente est compliqué.

Tableau 5
Équations de régression reliant les classes Wrap aux indices
des débits d'étiage

Q95 *	= 1944,8 -1923,6*SOIL1 -1914,6*SOIL2 - 1926,5*SOIL4	R ² =18,5 %
MAM7 *	=1758,2 - 1735,7*SOIL1 -1722,9*SOIL2 - 1734,8*SOIL4	R ² =19,3 %
K	Pas de variables significatives à 95 % confidence	(R ² =6,0 %)
BFI	pas de variables significatives à 95 % confidence	(R ² =8,3 %)

BIBLIOGRAPHIE

COMMISSION OF THE EUROPEAN COMMUNITIES (CEC., 1985) Soil Map of the European Communities 1:1.000 000. Office for Official Publications of the CEC, Luxembourg.

COMMISSION OF THE EUROPEAN COMMUNITIES (CEC., 1989) Corine Data Base Manual. CEC, Brussels.

GROSS R., EELES C.W.O., GUSTARD A., 1989. Application of a lumped conceptual model to Frened catchments. In : Friends in hydrology. IAHS publication no. 187.

GUSTARD A., 1983. Regional variability of soil characteristics for flood and low flow estimation. In : Agricultural Water Management no. 6 255-268.

GUSTARD A., 1989. Frened (Flow Regimes from Experimental and Network Data) : The first one hundred days. In : Friends in hydrology. IAHS publication no. 187.

GUSTARD A., and GROSS R., 1989. Low flow regimes of northern and western Europe. In : Friends in hydrology. IAHS publication no. 187.

GUSTARD A., ROALD L.A, DEMUTH S., LUMADJENG H.S. AND GROSS R., 1989. Flow Regimes from Experimental and Network Data (Frened). Volume I Hydrological Studies, Volume II Hydrological Data. Institute of Hydrology.

Institute of Hydrology, 1980. Low Flow Studies Report.

Natural Environment Research Council. (Nerc, 1975) Flood Studies Report.

TRANSPOSITION DES MODULES ANNUELS DES PETITS BASSINS DU NORDESTE BRÉSILIEN SEMI-ARIDE

É. CADIER¹

RÉSUMÉ

Tout comme en Afrique, l'eau constitue l'une des entraves au développement du continent sud-américain. Dans le Nordeste brésilien semi-aride, le principal problème est constitué par la faiblesse de la ressource en eau et l'irrégularité de sa distribution. L'étude des ressemblances et des différences entre les deux continents, et les techniques hydrologiques utilisées pour obtenir une estimation régionale de ces ressources, constituent un exercice riche en enseignements de toute sorte.

Pour notre exposé, nous prendrons l'exemple de la régionalisation des lames écoulées annuelles en nous appuyant sur les résultats présentés par CADIER (1991), MOLLE (1991a), MOLLE et CADIER (1992) et LARAQUE (1991).

¹ Orstom, Boa Viagem, CP 4010, 50000 Recife, Brésil

LE NORDESTE BRÉSILIEN : UNE ZONE SEMI-ARIDE ORIGINALE

LE MILIEU PHYSIQUE ET CLIMATIQUE

LE CLIMAT ET LES PRÉCIPITATIONS

La partie semi-aride du Nordeste, appelée « polygone des sécheresses » et définie comme étant située sous l'isohyète de 800 mm, couvre une superficie de près d'un million de kilomètres carrés et est peuplée de près de vingt millions d'habitants. 25 % de cette surface reçoit une pluviométrie annuelle inférieure à 600 mm et l'on estime à 2 % seulement la surface située sous l'isohyète de 400 mm.

La présence d'une zone sèche dans cette région très proche de l'équateur, résulte de phénomènes climatiques complexes dont les causes sont encore mal expliquées. Cette complexité provoque une grande irrégularité des précipitations, généralement plus élevées qu'en Afrique. Les coefficients de variation des totaux annuels sont toujours supérieurs à 0,25 et dépassent parfois 0,40. Sur le bassin expérimental de Sume, le total de 1983 n'a été que de 248 mm, alors que celui de 1985 a atteint 1 438 mm !

Les années sèches ou humides semblent arriver par « paquets ». Les coefficients d'autocorrélation de Markov sont de l'ordre de 0,30. Les années déficitaires consécutives ont eu trop souvent des conséquences dramatiques. Ainsi, au siècle dernier, la « grande sécheresse » de 1878 provoqua la mort de 500 000 personnes dans l'État du Ceará, c'est-à-dire près de la moitié de sa population !

LE MILIEU PHYSIQUE

Au risque de caricaturer quelque peu une réalité complexe, donnons quelques éléments sur le milieu physique de ce Nordeste brésilien.

Ses formations géologiques peuvent être regroupées en deux ensembles :

- les **régions cristallines**, où l'on retrouve, généralement à plus faible profondeur qu'en Afrique, le socle précambrien imperméable et dépourvu d'aquifère important. On y trouve souvent des sols peu épais : lithosoliques, affleurements rocheux et podzoliques dans la partie haute des toposéquences, puis des bruns eutrophes et des régosols, et enfin les planosols, les solonetz et les vertisols dans les parties basses ;

— les régions sédimentaires, qui sont recouvertes de sols plus épais et perméables tels que des latosols, des cambisols ou des rendzines. Les régions d'origine cristalline couvrent près des deux tiers de la zone semi-aride. En règle générale, les écoulements des zones cristallines sont les plus élevés.

Une orogénèse plus active rend moins fréquentes les zones de faible relief qui sont souvent recouvertes en Afrique par de fortes épaisseurs d'altération. Pour cette raison, les phénomènes de dégradation hydrographique apparaissent moins rapidement quand la taille du bassin augmente. Une autre conséquence de la relative jeunesse des sols peu lessivés de ces régions cristallines est leur richesse chimique élevée, qui se traduit par une plus grande fertilité, mais aussi par des risques de salinisation accrus.

La végétation naturelle est la *caatinga*, végétation arbustive de faible ou moyenne hauteur, dense ou très dense, qui est une sorte de maquis parfois difficilement pénétrable. Cette végétation protège bien le sol et rend les phénomènes de dégradation de la surface du sol ou « effet de surface » beaucoup moins fréquents qu'en Afrique.

LES AÇUDES

Pour essayer de conserver un peu du précieux liquide, les habitants ont construit, lorsque c'était possible, des *açudes*.

Açude est le nom donné aux barrages de toutes tailles dans le Nordeste du Brésil. C'est l'ouvrage hydraulique le plus répandu. On estime qu'il en existe plus de soixante-dix mille. Il s'agit, le plus souvent, de petits barrages de terre qui émaillent le paysage et qui sont trop souvent dimensionnés et construits de façon totalement empirique. Leur potentiel est mal utilisé. La principale finalité pratique des études hydrologiques des petits bassins des zones sèches est de fournir les données de base nécessaires au dimensionnement et à la gestion de ces petits barrages.

La figure 1 montre l'incroyable densité des petits *açudes*. Dans certaines régions, le volume total de l'eau emmagasinée est de l'ordre de l'écoulement moyen annuel et les densités sont proches d'un *açude* par kilomètre carré. Ces retenues influeront, bien évidemment, sur les régimes hydrologiques.

INFORMATION HYDROLOGIQUE DISPONIBLE

LES ÉTUDES SUR PETITS BASSINS

Les premières études spécifiques relatives aux petits bassins débutèrent en 1963. Dix ensembles de bassins représentatifs furent finalement installés, totalisant 47 stations limnigraphiques, 61 limnimétriques, avec un total général de 4 084 stations x années de mesure, tous appareils confondus.

La planification de l'installation de ces bassins a été réalisée à l'aide d'un découpage du Nordeste en zones hydrologiques homogènes (DUBREUIL, 1965 ; NOUVELOT, 1974). A partir de 1980, un certain nombre de petits bassins, appelés « bassins expérimentaux », ont été installés pour mesurer l'influence des variations des caractéristiques des sols et de la végétation sur l'écoulement.

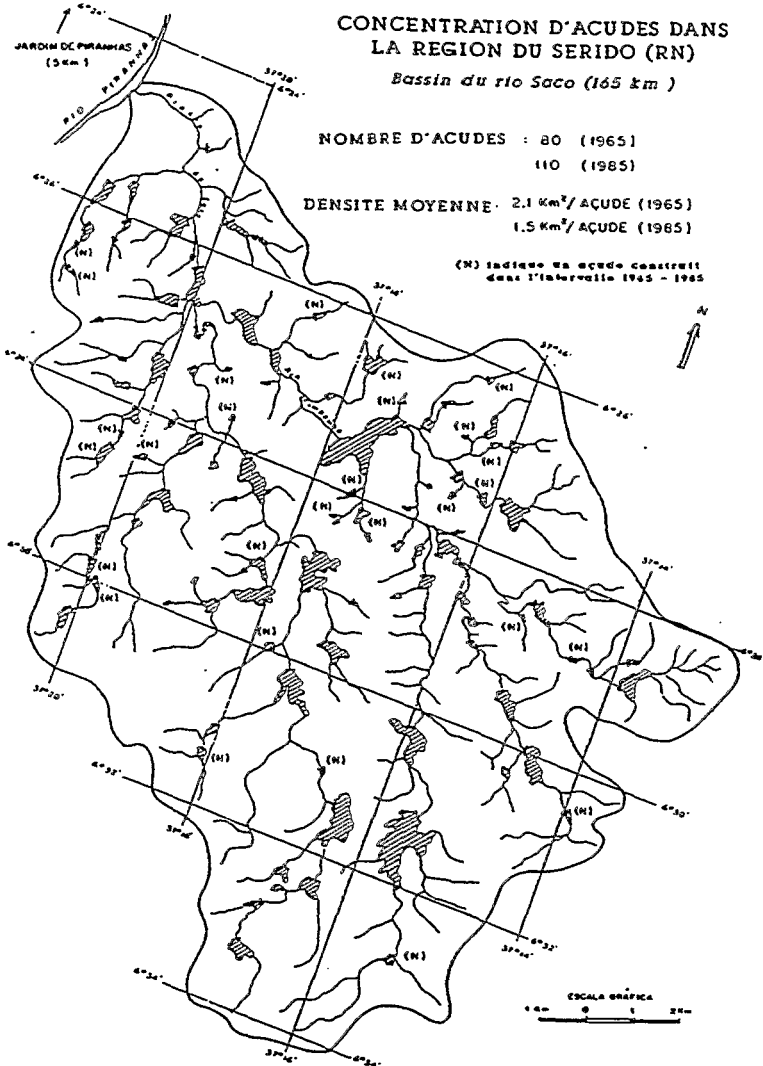


Figure 1
Densité d'acudes dans la région de Caico (MOLLE, 1991a)

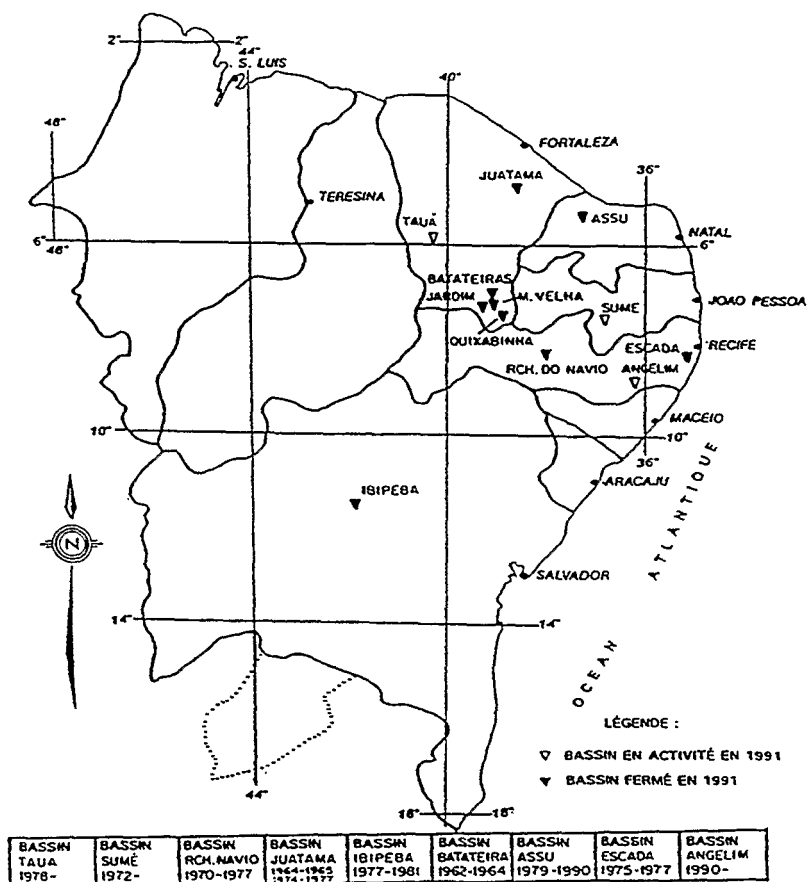


Figure 2

Carte de situation des bassins représentatifs du Nordeste brésilien

En fin de compte, seuls 42 petits bassins ont présenté des résultats de qualité suffisante pour être intégrés à l'étude de synthèse finale (figure 2). Cela représente un nombre bien inférieur (la moitié ou le quart) aux chiffres équivalents pour l'Afrique. Démarrée dix ans plus tard, l'implantation des bassins s'est effectuée dans le Nordeste de manière plus rapide et plus homogène. Les bassins ont été conçus pour étudier les écoulements annuels de manière prioritaire par rapport aux caractéristiques des crues.

L'INFORMATION FOURNIE PAR LE RÉSEAU GÉNÉRAL

Le réseau général de mesure hydropluviométrique de tout le Nordeste (semi-aride ou non semi-aride) comprend environ 2 500 pluviomètres, 250 pluviographes et 200 stations hydrométriques. Un nombre relativement important de ces appareils comporte plus de 60 années de mesure. Nous utiliserons cette information pour compléter celle acquise directement sur les petits bassins.

Une couverture topographique au 1/100 000 et une couverture pédologique à plus petite échelle, variant entre le 1/400 000 et le 1/1 000 000, existent dans la partie du Nordeste qui nous intéresse.

TYPLOGIE HYDROLOGIQUE DES PETITS BASSINS

RELATION ENTRE PLUVIOMÉTRIE ET ÉCOULEMENT ANNUEL MOYEN

Une modélisation systématique des relations entre la pluie et le débit des 42 bassins déjà cités, alliée à une sélection rigoureuse des pluviomètres devant servir d'entrée à ces modèles, ont permis d'établir une formulation inédite simple, à trois paramètres, qui peut s'écrire :

$$L(P) = C L_{600} e^{A(P-600)}$$

- C est un facteur de correction climatique, C vaut 1 pour la zone Sertão ;
- L_{600} correspond à l'écoulement moyen annuel dans la grande zone climatique Sertão pour une précipitation annuelle moyenne de 600 mm ;
- A est la pente de la droite de $\text{Log}(\text{écoulement}) = f(\text{pluviométrie})$ de la figure 3.

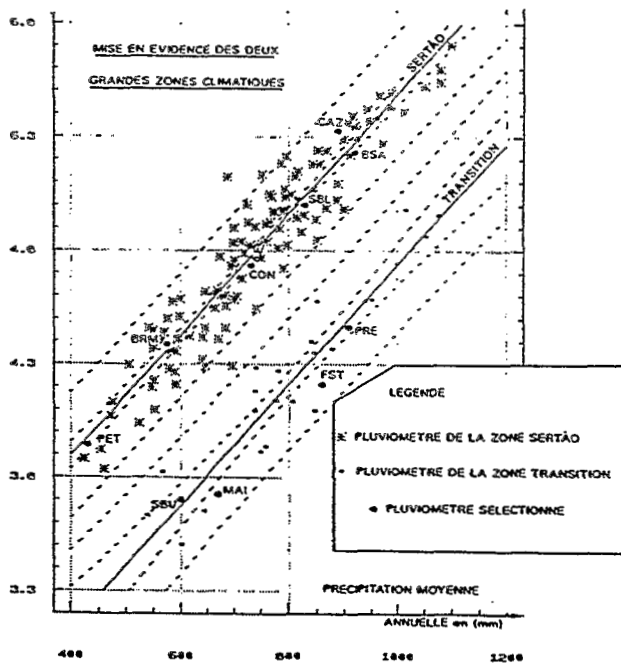


Figure 3

Mise en évidence de la relation entre la pluviométrie annuelle moyenne et l'écoulement annuel moyen pour les deux grandes zones climatiques

- lame triennale humide LA033 ;
- lame médiane LA05 ;
- lame triennale sèche LA067 ;
- lame décennale sèche LA09 ;
- lame de trois années consécutives déficitaires L3AC ;
- la crue annuelle X1 ;
- la crue décennale X10 ;
- la moyenne des précipitations annuelles du pluviomètre : Chanual.

Nous utiliserons en fait ce que nous avons baptisé les **valeurs relatives des « faciès »** du régime hydrologique, qui sont définies de la manière suivante :

- valeur décennale relative humide : $RLA01 = LA01/Escaual$;
- valeur triennale relative humide : $RLA033 = LA033/Escaual$;
- valeur x, jusqu'à $RL3AC = L3AC/Escaual$.

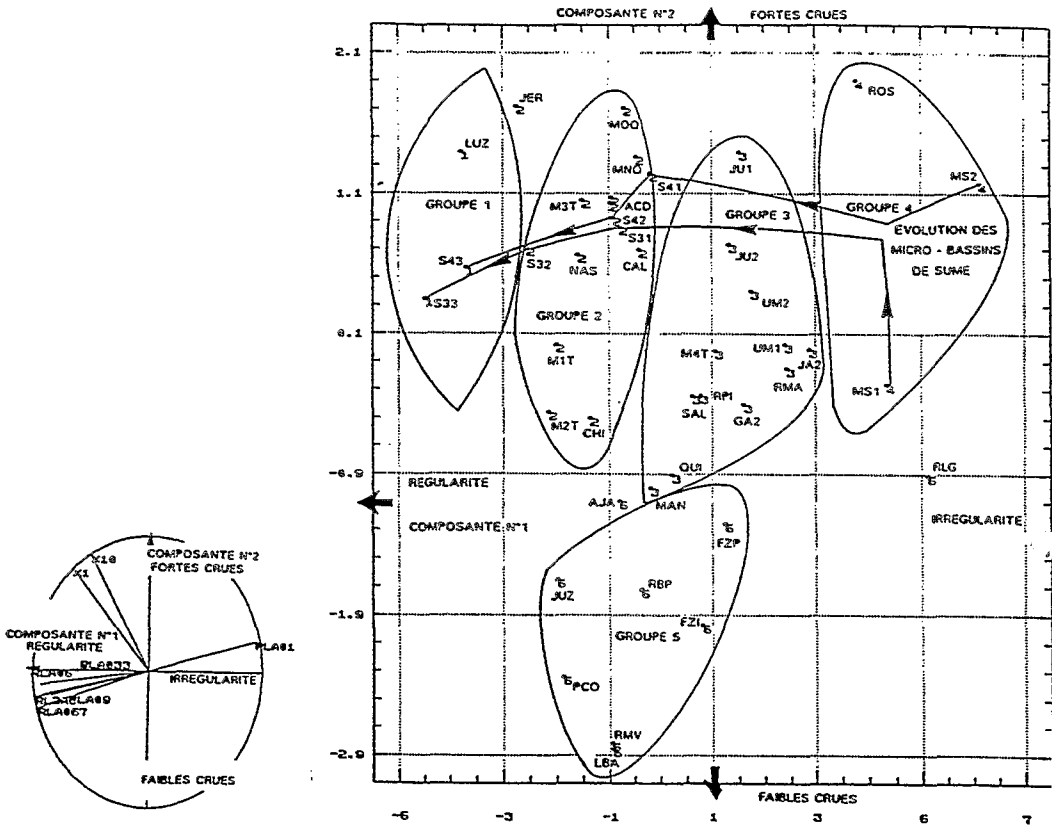


Figure 5
Typologie des bassins : ACP en valeurs relatives

La figure 5 montre les principaux résultats d'une ACP effectuée avec toutes les variables « relatives » mentionnées ci-dessus, en utilisant les 42 bassins :

- la première composante exprime 66 % de la variance et peut être appelée **axe de régularité**. Elle oppose ainsi les lames décennales sèches et humides ;
- la deuxième composante exprime 18 % de la variance et peut être appelée **axe de crue**.

REGROUPEMENT DES BASSINS

L'ACP permet de regrouper les bassins de la façon suivante. Les quatre premiers groupes de bassins s'ordonnent dans le sens d'une abondance et d'une régularité décroissantes :

- le plus régulier est le **groupe 1**. Il est composé de bassins qui « coulent » beaucoup. Leurs L_{600} sont supérieures à 150 mm. Sur les trois bassins de ce groupe, on observe des phénomènes de dégradation du sol et de la végétation ainsi que des croûtes ou pellicules de battance. Au cours des années les plus déficitaires, un écoulement, bien que faible, est toujours observé ; ce qui nous permet de qualifier ce groupe de régulier et abondant. Nous avons choisi le bassin de Luzimar (LUZ) pour représenter ce groupe. Nous utiliserons parfois le qualificatif de *impluvium* pour ce type de bassin ;
- à l'opposé, le **groupe 4** que nous pouvons qualifier de faible et irrégulier, est composé de bassins qui présentent de très faibles écoulements. Les valeurs de L_{600} sont inférieures à 20 ou 30 mm et la proportion d'années sans aucun écoulement est souvent supérieure à 50 %. Ce groupe est représenté par des bassins extrêmement bien protégés par une végétation dense, sur lesquels on n'observe, évidemment, aucune trace de dégradation ou d'érosion des sols. Les écoulements sont donc très faibles, irréguliers et concentrés sur quelques rares années. Les crues de faibles fréquences pourront être néanmoins encore fortes. Nous avons choisi le micro-bassin n° 2 de Sume (MS2) pour représenter ce groupe dont les ressources risquent de décevoir nombre de constructeurs d'*açudes* ;
- les **groupes 2 et 3** sont intermédiaires entre ces deux extrêmes. Ils représentent la plus grande partie des petits bassins du Nordeste. La lame L_{600} des bassins du groupe 2 est comprise entre 50 et 150 mm. Nous avons choisi le bassin de Caldeirão (CAL) pour représenter ce groupe 2, composé de bassins généralement petits et caractérisés par un écoulement relativement abondant et régulier ; la lame L_{600} des bassins du groupe 3 est comprise entre 20 et 50 mm. Ces bassins, plus grands, comportent souvent des zones susceptibles de retenir de l'eau, ce qui

accentue l'irrégularité en retenant totalement les faibles écoulements lors des années déficitaires. Nous avons choisi le bassin de Gangorra (GA2) pour représenter ce groupe 3 ;

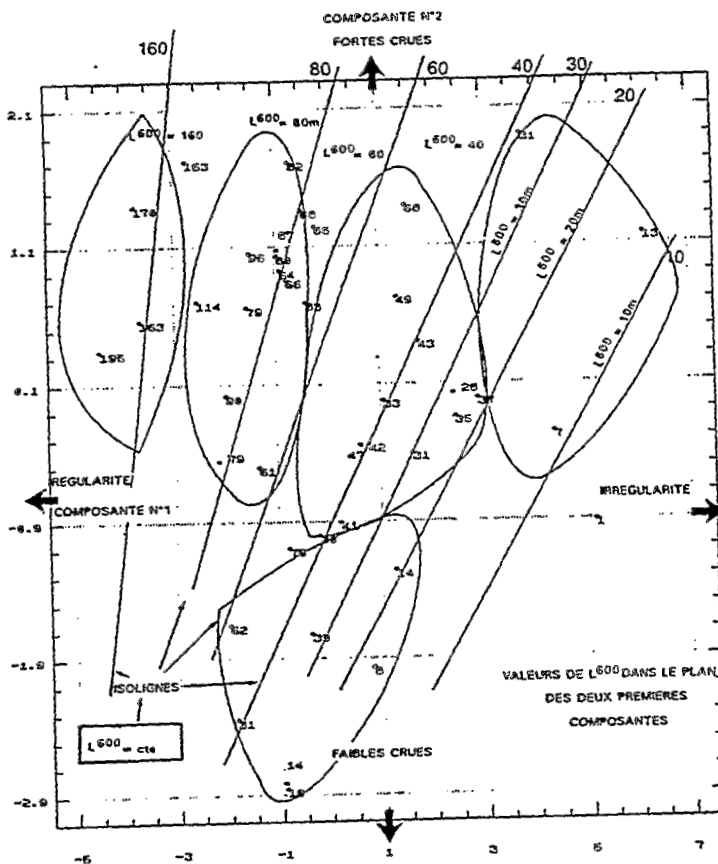


Figure 6

Typologie des bassins : régularité et abondance

ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES DU RÔLE DES PARAMÈTRES PHYSIQUES

Une analyse en composantes principales des mêmes bassins, effectuée cette fois par rapport aux caractères physiques et morphologiques du même échantillon de 42 bassins, respecte les regroupements réalisés à partir des « faciès ». Nous montrons ainsi la validité, la cohérence et l'unicité de ces deux typologies (figure 7).

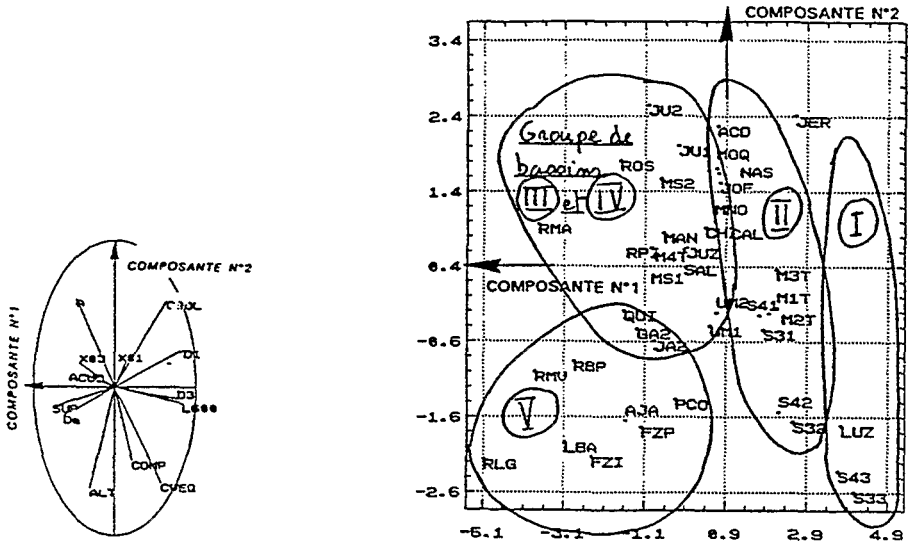


Figure 7

Analyse en composantes principales du rôle des paramètres physiques

— le groupe 5 est constitué de bassins sur sols épais ou situés sur des formations géologiques sédimentaires. Ils présentent des écoulements plus faibles ; L_{600} est généralement inférieure à 30 mm. Ce groupe est avant tout caractérisé par des crues moins importantes. Nous avons choisi le bassin de Fazenda Isabel (FZI) pour représenter ce groupe.

ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES DES VALEURS ABSOLUES DES RÉGIMES : RÉGULARITÉ ET ABONDANCE VONT DE PAIR

Nous avons reporté les valeurs de L_{600} de tous les bassins sur la figure 6. Or, cette figure a été établie dans le système d'axes des variables relatives. Il est intéressant de noter que les L_{600} qui n'ont pas servi à construire ce graphique s'ordonnent parfaitement par rapport à l'axe de régularité.

PREMIER ESSAI D'ESTIMATION DES LAMES ÉCOULÉES ANNUELLES

Le module ou la lame écoulee annuelle moyenne peut donc s'exprimer en fonction des coefficients L_{600} et A qui caractérisent le bassin, ainsi que de la pluviométrie P et de la zone climatique.

Nous avons recherché les relations existant entre ces coefficients et les paramètres caractérisant les aspects physiques et morphologiques des bassins versants.

PARAMÈTRES PHYSIQUES ÉTUDIÉS

Pour chaque bassin, nous avons analysé l'influence des paramètres suivants :

- la surface du bassin versant (SUP) ;
- la proportion du bassin contrôlée par des *açudes* (ACUD) ;
- l'indice de compacité du bassin (COMP) calculée avec la formule de Gravelius ;
- la dénivelée spécifique du bassin (Ds) ;
- l'altitude moyenne du bassin (ALT) ;
- la densité de drainage (DREN) ;
- la classe de sol (CSOL), classification empirique qui caractérise globalement les sols des 42 bassins en les rangeant en 5 classes articulées autour des deux classes « pivot » 2 et 5, de la manière suivante :
 - *classe 2* : bassins couverts de sols épais, présentant un ruissellement faible à moyen. Presque tous les sous-bassins du bassin sédimentaire d'Ibipeba ont été rangés dans cette classe ;
 - *classe 5* : bassins couverts de sols de 20 à 50 cm d'épaisseur, de perméabilité moyenne (20 à 40 mm/h par la méthode de Muntz). Les bassins de Taua ont été rangés dans cette classe ;
 - les *classes 3 et 4* sont composées de bassins dont les sols sont intermédiaires ou sont des juxtapositions des sols de classes 2 et 5 ;
- la classe de végétation (CVEG) : elle intègre la protection offerte par la végétation et l'influence de la dégradation de la surface du sol. CVEG varie entre 1 et 7 de la façon suivante :
 - *classe 1* : végétation protégeant totalement le sol ;
 - *classe 2* : bassin assez bien conservé, avec quelques zones de mise en culture ;
 - *classe 3* : les dégradations de la végétation commencent à être importantes où alors plus de 30 % du bassin est cultivé ;
 - *classe 4* : la végétation n'offre pratiquement plus de protection au sol ni d'obstacle au ruissellement ;
- deux autres classes de CVEG ont dû être rajoutées pour tenir compte des dégradations de la surface du sol :
 - *classe 6* : dégradations importantes de la surface du sol et formation de croûtes ;
 - *classe 7* : dégradation encore plus avancée de la surface du sol, décapage des premiers horizons.

Explication du L₆₀₀ par CSOL et CVEG
Méthode du STEPWISE

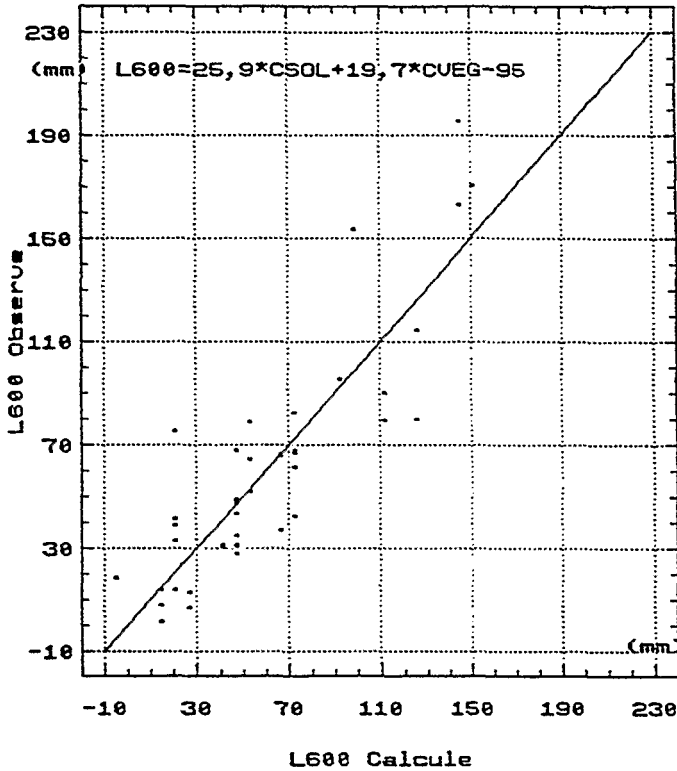


Figure 8
Calcul de L_{600} par la méthode du stepwise

FORMULES PROPOSÉES POUR LE CALCUL DE L_{600}

Une analyse multivariée (ACP, corrélations multiples et *stepwise*) de l'influence de ces différents paramètres sur les coefficients L_{600} conduit à identifier les facteurs CSOL et CVEG comme étant ceux qui diminuent le plus rapidement la variance de la relation. Ils expliquent, à eux seul, plus de 74 % de cette variance.

L'équation proposée est représentée sur la figure 8 :

$$L_{600} = 25,9 \text{ CSOL} + 19,7 \text{ CVEG} - 95 \text{ mm}$$

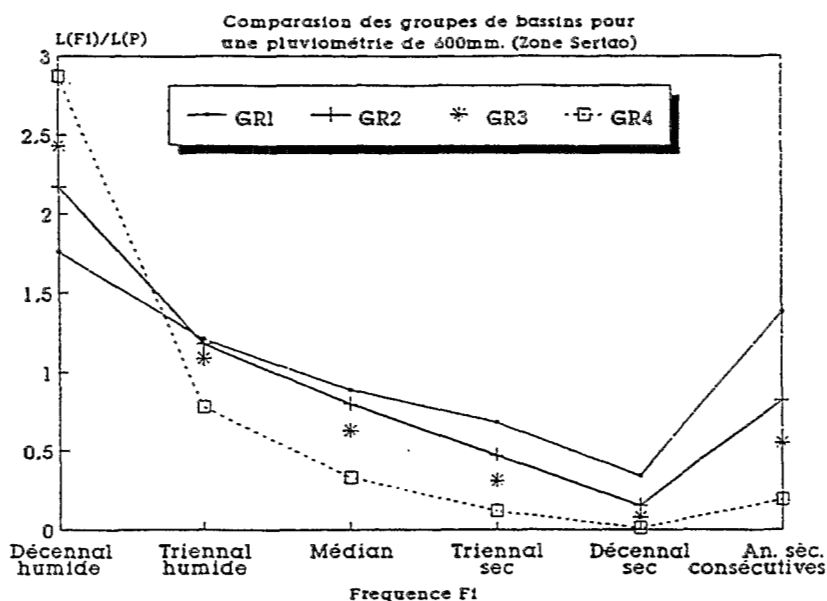


Figure 9
Calcul de lames écoulées annuelles de diverses fréquences

ESTIMATION DE LAMES ANNUELLES DE DIFFÉRENTES FRÉQUENCES

L'abaque de la figure 9 permet de calculer les lames annuelles de diverses fréquences en fonction du module, pour les cinq groupes de bassins définis au paragraphe « Analyse en composantes principales des valeurs relatives des faciès des régimes » (p. 315). Cet abaque est valable pour une pluviométrie annuelle de 600 mm, dans la zone climatique du Sertão.

Deux abaques analogues permettent de réaliser ce calcul pour des pluviométries de 400 et 800 mm, ainsi que pour la zone climatique de transition.

MÉTHODE DE TRANSPPOSITION FINALEMENT PROPOSÉE

L'explication des L_{600} des bassins étudiés par les paramètres *CSOL* et *CVEG*, en utilisant l'équation proposée au paragraphe précédent, est simple, cohérente et satisfaisante.

Un problème majeur se posera cependant à l'utilisateur désireux d'appliquer cette formule sur des bassins inconnus. En effet, les coefficients *CSOL* et *CVEG* ont été déterminés sur des bassins qui ont fait l'objet d'études pédologiques

spécifiques longues à mettre en œuvre. Pour les répéter, même sommairement, sur le bassin inconnu, il faudra s'assurer de la participation d'un pédologue ayant une certaine expérience de l'hydrodynamique des versants et connaissant les sols des 42 bassins représentatifs étudiés.

Bref, l'application de cette formule, pourtant très simple, sera... très compliquée. Que faire ? Comment traduire les critères subjectifs employés, fondés sur plusieurs années d'expérience, d'observation et de raisonnement ? Comment les transformer en critères plus impartiaux, basés sur les documents et les connaissances disponibles pour tous les bassins ?

Pour permettre son utilisation, nous avons donc dû élaborer une autre méthode d'évaluation des lames annuelles. Cette méthode utilise principalement l'information pédologique des cartes de sols de l'Embrapa. Cette information est moins « pointue » que celle dont nous disposions sur nos bassins versants, mais elle a le mérite d'exister dans tout le Nordeste. Nous nous limiterons à présenter ici quelques éléments de la méthode proposée, sans aborder les problèmes de son élaboration et de sa validation qui ont été décrites par CADIER (1991).

CLASSIFICATION HYDRO-PÉDOLOGIQUE DU BASSIN : DÉTERMINATION DE L_{600} BRUT

La lame ou le coefficient L_{600} brut est déterminé à partir des caractéristiques des sols du bassin.

— Les sols peuvent être définis de deux façons :

— par les **Unités de Cartographie pédologiques (UC)** définies dans les légendes des cartes du relevé pédologique de base édité par l'Embrapa, qui couvre tout le Nordeste, mais dont la précision peut se révéler insuffisante pour de petits bassins ;

— par les **Types de Sols (TS)** que l'on peut identifier sur le terrain ou à partir de cartes pédologiques plus détaillées que celle du relevé de base de l'Embrapa.

— Deux cas peuvent se présenter :

— quand le bassin se trouve dans une seule *UC* ou est constitué d'un seul *TS*, la lame L_{600} sera directement extraite des tableaux A ou B que l'on trouvera ci-après ;

— quand le bassin contient plus d'une *UC* ou d'un *TS*, appliquer l'une des deux formules qui calculent une moyenne pondérée des L_{600} par sa surface. Dans le cas des *UC*, utiliser le tableau B pour appliquer la formule suivante :

UTILISATION DU TABLEAU A

Nous présentons une version résumée du tableau A qui permet d'évaluer la lame L_{600} brute des principaux types de sols (TS) existants dans le Nordeste semi-aride. Il existe une version complète de ce tableau A qui est beaucoup plus longue et qui propose une liste exhaustive des TS de toutes les cartes pédologiques de l'Embrapa.

Tableau A (version résumée)
Aptitude à l'écoulement des principaux sols du Nordeste semi-aride

TYPE DE SOL (TS) Nom	Caractéristiques additionnelles Semi-aride	L600 (mm)	% DU NE brut (mm)
Brun non calcique	*	37	25,5 %
et lithosolique	vertique	25	3,2
Affleurement de roche		90	3,3
Podzolique de texture sableuse à moyenne		15	5,7
Moyenne/argileuse ou moyenne/plinthique		25	3,5
De texture argileuse ou sol peu épais		37	4,2
Vertisol		25	1,3
Cambisol de texture moyenne à argileuse		15	1,8
Argileuse ou sol peu épais		37	2,1
Solonetz Solodisé		125	3,5 SEL
Planosol Solodique		70	7,9 SEL
Sables		0	11,1
Régosol	avec fragipan	5	2,5
Latosol	*	5	15,1
Latosol de texture moyenne à argileuse		10	2,8
Latosol de texture argileuse		15	2,3

* Quand le sol ne présente aucune des caractéristiques additionnelles mentionnées dans les autres lignes du tableau.

— Type de Sol

Dans le tableau A, un type de Sol est défini par le nom du sol (par exemple : brun non calcique) et par ses caractéristiques additionnelles qui indiquent les principales variétés du sol considéré que l'on peut rencontrer.

— Caractéristiques additionnelles

Elles peuvent être regroupées de la façon suivante :

— **texture** : elle indique la proportion d'argile, de sable et de silt.

La texture est directement liée à la perméabilité et à l'écoulement du sol ;

$$L_{600} \text{ brut du bassin} = L_{600}(UC1) * S(UC1)/S \text{ (pour la première UC)} + \\ L_{600}(UC2) * S(UC2)/S \text{ (pour la deuxième UC)} \\ + \text{ etc. (pour les UC suivantes).}$$

Dans le cas des *TS*, utiliser le tableau A pour appliquer une formule du même type :

$$L_{600} \text{ brut du bassin} = L_{600}(TS1) * S(TS1)/S + L_{600}(TS2) * S(TS2)/S + \text{ etc.}$$

$S(UC1)$, $S(TS1)$, etc., sont les surfaces des différents *UC* ou *TS* qui se trouvent dans le bassin ; S correspond à la surface totale du bassin.

— **épaisseur** : les sols peu épais, érodés ou tronqués, coulent davantage car ils retiennent moins l'eau ;

— **blocage à l'infiltration** : la présence de couches imperméables ou de croûtes superficielles empêche l'infiltration et favorise l'écoulement ; les pellicules de battance, les fragipans et les couches plinthisques constituent, par exemple, des couches de blocage ;

— **salinité** : la salinité des sols est toujours un facteur qui accentue l'écoulement, car les sels ont tendance à imperméabiliser le sol.

Le tableau A permet une évaluation globale de l'importance relative des différentes catégories de sols de notre classification :

— **les sols aptes sans restriction pour le captage du ruissellement** : ce sont des sols dont la valeur de L_{600} est égale ou supérieure à 37 mm, mais qui ne sont pas solosodiques. Ces sols couvrent 32 % de la surface totale du Nordeste semi-aride. Si l'on ne considère que la région cristalline, région ne possédant que très peu de ressources en eau souterraine, cette proportion augmente jusqu'à 65 %. Il s'agit principalement de sols bruns non calciques, de lithosoliques et d'affleurements de roche ;

— **les sols utilisables, à la rigueur, mais dont l'écoulement est insuffisant** : 15 % du Nordeste semi-aride est recouvert de sols qui peuvent encore être considérés comme aptes à capter de l'eau pour des *açudes*, malgré des écoulements faibles et irréguliers (L_{600} entre 15 et 37 mm). Il s'agit principalement des sols podzoliques et des cambisols ;

— **sols présentant des problèmes de salinisation** : une proportion notable du Nordeste semi-aride (11 %) présente des problèmes de salinisation ; ce sont surtout les solonetz ou planosols solosodiques ;

— sols inutilisables pour le captage du ruissellement : 35 % du Nordeste est recouvert de sols impropres à la construction d'açudes. En effet, ces sols présentent des écoulements dérisoires et très irréguliers. Ce sont des formations sableuses, les régosols et la majorité des latosols, situés surtout sur des sous-sols sédimentaires.

UTILISATION DU TABLEAU B

Le tableau B contient une liste exhaustive des L_{600} des diverses UC existantes sur toutes les cartes de reconnaissance de sols de l'Embrapa, pour le Nordeste semi-aride. Nous ne fournissons qu'un court extrait de ce tableau qui occupe plusieurs pages.

Tableau B (extrait)
Valeurs en mm des L_{600} brut des UC de l'État du Pernambuco

UC	L600	UC	L600	UC	L600	UC	L600	UC	L600	UC	L600
Ae1	44	LVe4	11	PE7	37	PL5	58	Re5	46	REe4	36
Ae2	75	LVe5	8	PE8	11	PL6	62	Re6	32	REe5	66
AQ	0	LVe6	12	PE10*	15	PL7	48	Re7	62	REe6	32
AQd1	0	NC1	37	PE11	36	PL9*	63	Re8	38	REe7	40
AQd2	1	NC2	34	PE16	37	PL10	62	Re9	63	REe8	37
Ce1*	22	NC3	31	PE18	37	Rd1	37	Re10	63	SS1	125
Ce2	21	NC4	30	PE19	12	Rd2	18	REd2	5	SS2	68
Ce3	5	NC8	31	PE20	22	Re1	37	REd3	32	SS3	74
LVd9	15	NC9	49	PL1	70	Re2	34	REe1	5	V1	25
LVd12*	5	PE1*	37	PL2	60	Re3*	64	REe2	32	V2	25
LVe2	18	PE5	31	PL3	54	Re4	34	REe3	18	V3	65
LVe3	14	PE6*	37	PL4	53						

* Attention cette UC peut être située hors de la zone semi-aride

CORRECTIONS DE L_{600}

La valeur finale ou corrigée de L_{600} est calculée par la formule :

$$L600 \text{ corrigée} = L600 \text{ brut} \times CV * CA * CL$$

Où :

— CV est le facteur correctif de végétation ;

- *CA* est le facteur correctif de présence d'açudes en amont ;
- *CL* est le facteur correctif de présence de zones de rétention d'eau (sols sableux dans le lit des rivières et dans les parties basses des versants).

Ces corrections sont effectuées en fonction de critères d'appréciation plus subjectifs que dans l'étape antérieure, qui rendent indispensable une visite de terrain et requièrent une certaine expérience de la méthode.

Important : pour des bassins « normaux », tous ces facteurs correctifs valent 1. On ne doit réaliser ces corrections que si l'on détecte de fortes anomalies.

INFLUENCE DE LA COUVERTURE VÉGÉTALE (FACTEUR CV)

Les valeurs de L_{600} brut correspondent à des situations moyennes de la couverture végétale actuelle du Nordeste. Ces conditions sont, en fait, intermédiaires entre une couverture vierge et un déboisement total.

Valeurs du facteur de correction CV

Etat de la couverture végétale	Extrêmement bien conservée	Bien conservée	Occupation normale	Très dégradée	Extrêmement dégradée
L600 compris entre 20 et 50 mm	0,5	0,75	1	1,5	2
L600 inférieur à 20 ou supérieur 50 mm	(0,75)	(0,9)	1	(1,25)	(1,5)

PRÉSENCE D'AÇUDES EN AMONT DU SITE DE LA RETENUE (FACTEUR CA)

Valeurs du facteur de correction CA

Densité d'Açudes	Très forte : supérieure à , ac/km ² ou présence de très grands açudes*	Normale**	Nulle
Sa/S*** 0	> 0,50	entre 0,30 et 0,50	
Coefficient de correction CA	< 1	1	1,6

* Nécessité de réaliser une étude spécifique.

** Volume total des açudes de l'ordre de 40 % de l'écoulement annuel ou densité entre 0,25 et 0,5 açude par km².

PRÉSENCE DE DÉPRESSIONS ET DE ZONES DE RÉTENTION DE L'ÉCOULEMENT (FACTEUR CL)

Non décrit ici, *CL* peut varier entre 0,8 et 1,2 (CADIER, 1991-MOLLE et CADIER, 1992).

CALCUL DE LA LAME ÉCOULÉE L(P)

La lame partielle $L(P(i))$ de chaque Unité Pédologique $UC(i)$ peut être calculée à partir de son $L_{600}(i)$ corrigé, de la précipitation moyenne $P(i)$ et du facteur climatique C .

Le calcul utilise un abaque non présenté ou la formule suivante :

$$L(P(i)) = L_{600}(i) \text{ corrigée} * C * eA(P(i) - 600)$$

Les tableaux fournissent les valeurs des coefficients A et C en fonction du type de sol, du bassin et de la zone climatique. Le coefficient A vaut normalement 0,0033 et C vaut 1 dans la zone Sertão.

CONCLUSION

La méthode de transposition hydrologique que nous avons présentée est en fait un peu plus complexe que les quelques pages de notre présentation le laissent entendre. Devant répondre à une demande urgente du développement, nous avons travaillé sur deux niveaux différents :

- un premier niveau, qui permet à l'aménageur de résoudre rapidement la plus grande partie des problèmes liés à l'estimation de la ressource en eau, avec, bien sûr, une précision inversement proportionnelle à la simplicité de la méthode, conçue pour être utilisée par des techniciens non spécialisés en hydrologie ou en pédologie ;
- un deuxième niveau, réservé aux spécialistes, aux chercheurs et/ou aux cas délicats. Ce deuxième niveau nécessite une connaissance beaucoup plus complète de l'ensemble des mécanismes et c'est son application qui permettra d'améliorer l'ensemble de la méthode.

Plusieurs autres études originales ont été réalisées ces dernières années, toujours dans le but de mieux comprendre et d'améliorer la construction et la gestion des petits aménagements hydrauliques de cette zone semi-aride du Nordeste brésilien. Citons-en les principales :

- méthode de transposition des débits de la crue de projet des petits bassins (CADIER, 1991) ;
- étude de la forme des retenues (MOLLE, 1992), de leur évaporation et infiltration (MOLLE, 1989) ;

- étude des mécanismes de reconcentration des sels par évaporation dans les retenues (LARAQUE, 1991) ;
- une étude historique des raisons de la construction et des modes de fonctionnement des açudes dans le Nordeste (MOLLE, 1991b) ;
- étude de synthèse des caractéristiques et potentialités des açudes dans le Nordeste (MOLLE, 1991a) ;
- un manuel du petit açude de 520 pages destiné aux aménageurs et aux hommes de terrain (MOLLE et CADIER, 1992) ;
- plusieurs programmes de simulation conçus pour faciliter le dimensionnement et la gestion des petites retenues, dont le système POMAC, qui nous a permis, par exemple, de proposer les normes de dimensionnement des barrages en fonction des modules, de leur forme et de leur utilisation ;
- plusieurs autres études hydrologiques de base relatives à la constitution de banques de données (JACCON et SÉCHET, 1980), à l'étude des sécheresses (MOLINIER et CADIER, 1984-1985) ou aux mécanismes hydrologiques sur petits bassins (MOLINIER *et al.*, 1989).

Il semble clair que tout le parti que peut offrir leur comparaison avec les études analogues réalisées en Afrique n'a pas encore été tiré.

BIBLIOGRAPHIE

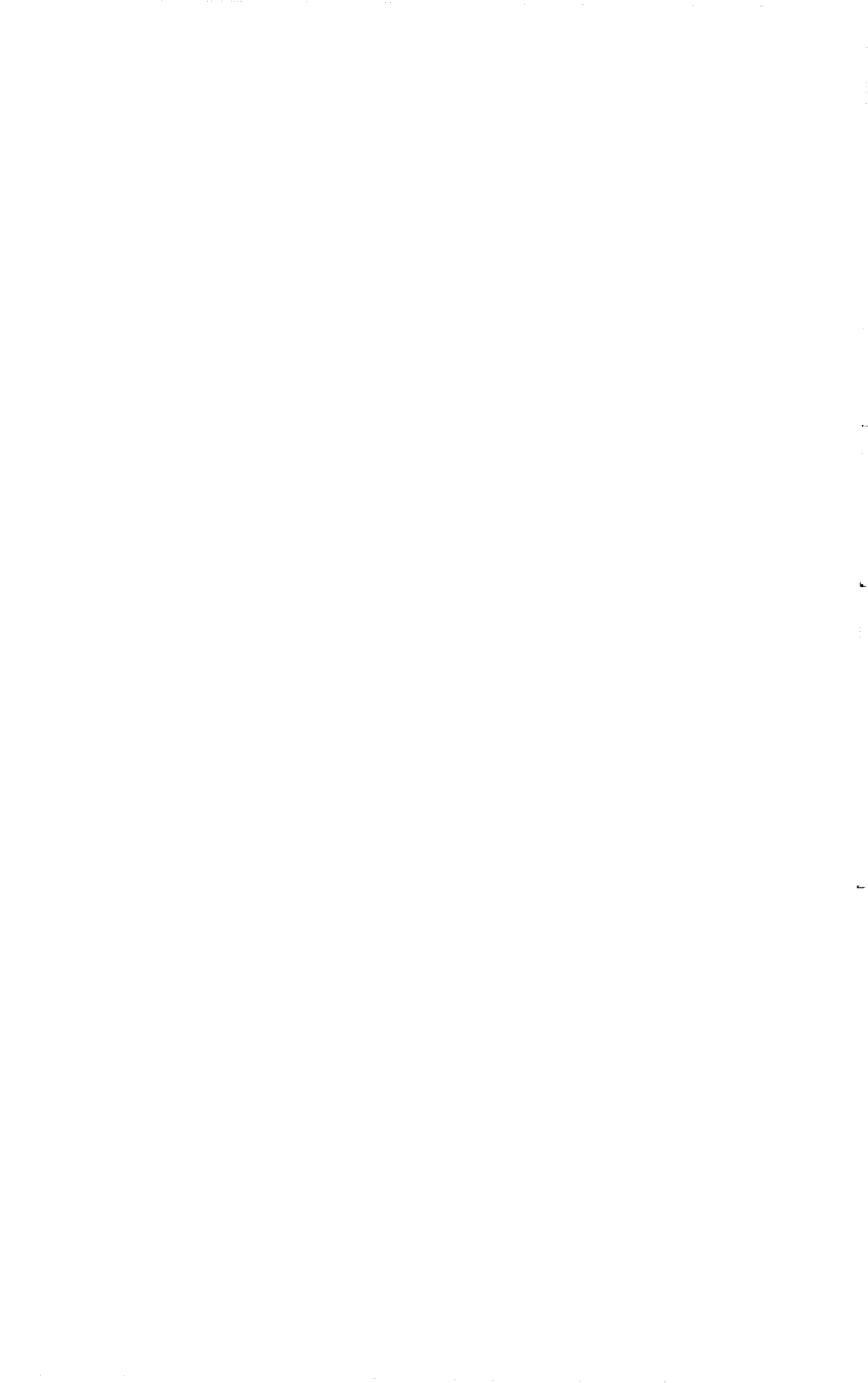
- BRET B., 1989 - Les hommes face aux sécheresses - Nordeste brésilien, Sahel africain. IHEAL & EST - Samuel Tastet Éd. Mayenne, 422 p.
- CADIER E., 1984 - Método de avaliação dos escoamentos nas pequenas bacias do semi-árido. Recife, Sudene-DRN-HME, 75 p. ill. (Brasil, Sudene, Hidrologia, 21). Convênio Sudene/Orstom.
- CADIER E., 1991 - Hydrologie des petits bassins du Nordeste brésilien, thèse de doctorat USTL, Montpellier, 396 p.
- CADIER E., ALBUQUERQUE C.H.C. de., ARAUJO FILHO P.F., NASCIMENTO P.H. de A., MONTGAILLARD M., 1989 - Dimensionamento de pequenos reservatórios superficiais do Nordeste semi-árido. In VIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. ABID, Foz do Iguaçu, Anais do ..., vol.1, 202-225.

- CADIER E., DUBREUIL P., 1986 - Influence de la taille et du nombre de retenues sur le régime hydrologique de petits bassins du Nordeste du Brésil. XIX^e Journées de l'Hydraulique de la Société Hydrotechnique de France, Paris.
- CADIER E., MOLLE F., ALBUQUERQUE C.H.C. de., DOHERTY F.R., MONTGAILLARD M., 1990 - Dimensionnement de petits barrages dans le Nordeste brésilien semi-aride. Journées hydrologiques de Montpellier, 30 p.
- CAMPELLO S., 1979 - Modélisation de l'écoulement sur des petits cours d'eau du Nordeste (Brésil). Paris, Orstom, 121 p. ill. Thèse de doctorat présentée à l'Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.
- CAMPELLO S., SANGUINETTI P., VIEIRA H.J.P., CADIER E., 1983 - Planificação, instalação e operação de uma rede de bacias representativas em fase de rotina : experiência da Sudene. In Anais V Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos, Blumenau. ABRH, vol.1, 25-38. DNAEE (Departamento Nacional de aguas e Energia Eléctrica), 1984 - Mapa de disponibilidade hídrica do Brasil, Recife.
- DOHERTY F.R.O., CADIER E., FRASSINETTE P.F.A., 1992 - Modélisation hydrologique des petits bassins du Nordeste brésilien. Sudene/Orstom, 200 p. (en cours de publication).
- DUBREUIL P., 1965 - Contribution à l'étude d'implantation de bassins représentatifs de régions hydrologiques homogènes. *Cah. Orstom, Série Hydrologie*, n° 2.
- DUBREUIL P., 1966 - Un exemple d'estimation sur carte du volume total emmagasiné dans les petits réservoirs d'une région. In Symposium de Garda AISH. Hydrologie des lacs et des réservoirs, 70 p. Garda, AISH, vol. 2, 551-59.
- DUBREUIL P., GIRARD G., HERBAUD J.M., 1968 - Monographie hydrologique du bassin du Jaguaribe (Ceará-Brésil). Orstom, Paris, 385 p.
- DUBREUIL P., MORELL M., SÉCHET P., 1975 - Comportement et interaction des paramètres physiques de petits bassins versants semi-arides et intertropicaux. *Cah. Orstom, Série Hydrologie*, vol. 12, n° 1, 13-36.

- DUBREUIL P., VUILLAUME G., 1975 - Influence du milieu physico-climatique sur l'écoulement de petits bassins intertropicaux. *In Symposium de Tokyo. Publication de l'AISH*, n° 117, 205-15.
- Embrapa, 1992 - En préparation : Zonage du Nordeste du Brésil.
- GIRARD G., 1966 - L'évaporation d'une nappe d'eau libre dans le bassin du Jaguaribe. Paris, Orstom, juillet, 44 p. + graph. (ronéo.).
- GIRARD G., 1975 - Modèles hydrologiques pour l'évaluation de la lame écoulée en zone sahélienne et leurs contraintes. *Cah. Orstom, Série Hydrologie*, vol. 12, n° 3, 189-221.
- GOMES H. P., SRINIVASAN V. S., CADIER E., GALVAO C. de O., 1987 - Um estudo experimental do escoamento superficial e erosão na região semi-árida paraibana. *In Anais VII Simpósio brasileiro de hidrologia e recursos hídricos. Salvador, ABRH*, vol. 3, 322-337.
- GUSMÃO DA SILVA A.C., JACCON G., SÉCHET P., 1979 - Banco de dados hidroclimatológicos do Nordeste. Recife, Sudene-DRN, Convênio Sudene/Orstom, 15 p.
- HASTENRATH S., 1990 - Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. *J. Clim.*, 3, 8, 893-904.
- HIEZ G., 1977 - L'homogénéité des données pluviométriques. *In Cah. Orstom, Série Hydrologie*, vol. 14, n° 2, 129-172.
- HISARD P., 1990 - Variabilité des précipitations dans l'Atlantique tropical sud-est pendant un El Niño. Orstom, *Hydrologie Continentale*, vol. 5, n° 2, 87-104.
- IBIZA D., 1983 - Un modèle simplifié de calcul des écoulements mensuels par bilan hydrique. Application : variation de quelques paramètres hydrologiques d'après l'aspect des bassins. *Cah. Orstom, Série Hydrologie*, vol. 20, n° 1, 3-46.

- JACCON G., SÉCHET P., 1980 - Base de données hydrologiques du nord-est brésilien. *Cah. Orstom, Série Hydrologie*, vol. 17, n° 3/4, 177-219.
- KOUSKY V.E., 1985 - Atmospheric circulation changes associated with rainfall anomalies over tropical Brazil. *Mon. Weath. Rev.*, 113, 11, 1951-1957.
- LARAQUE A., 1991 - Comportements hydrochimiques des « açudes » du Nordeste brésilien semi-aride. Évolutions et prévisions pour un usage en irrigation. Thèse de doctorat, USTL, Montpellier, 324 + annexes.
- LEPRUN J.C., 1984/1985 - La conservation et la gestion des sols dans le Nordeste brésilien. Particularités, bilan et perspectives. *Cah. Orstom, Série Pédologie*, vol. 21, n° 4, 257-284.
- MOLINIER M., AUDRY P., DESCONNETS J.C., LEPRUN J.C., 1989 - ATP-PIREN : Influence à l'échelle régionale des couvertures pédologiques et végétales sur les bilans hydriques et minéraux des sols. Rapport final - Orstom Recife, Brésil. 25 p. + annexes.
- MOLINIER M., CADIER E., 1984/1985 - Les sécheresses du Nordeste brésilien. In *Cah. Orstom, Série Hydrologie*, vol. XXI (4), 1984/1985, 23-49.
- MOLLE F., 1989 - Perdas por evaporação e infiltração em pequenos açudes. Recife, Sudene-DPG-PRN-GT.HME, 172 p. (Brasil, Sudene, Hidrologia, 25). « Convênio Sudene/Orstom ».
- MOLLE F., 1991a - Caractéristiques et potentialités des « açudes » du Nordeste brésilien, thèse de doctorat, USTL, Montpellier, 381 p.
- MOLLE F., 1991b - Marcos históricos e reflexões sobre a açudagem e seu aproveitamento. *Col. Mossoroense, Série C*, vol. 653, 171 p.
- MOLLE F., 1992 - Geometria dos pequenos açudes. Recife. Sudene-PRN, 126 (Brasil, Sudene, Hidrologia, 29 p.), « Convênio Sudene/Orstom ».
- MOLLE F., CADIER E., 1992 - Manual do pequeno açude. Sudene, Coopération Française, Orstom, ill. 521 p.

- NOUVELOT J.F., 1974 - Planificação da implantação de bacias representativas. Aplicação à área da Sudene. Recife, Sudene-DRN, 91 p. Bibliografia original : Planification de l'implantation de bassins versants représentatifs. « Convênio Sudene/Orstom ».
- RODIER J.A., 1976 - Évaluation de l'écoulement annuel dans les régions tropicales sèches d'Afrique occidentale. *Cah. Orstom, Série Hydrologie*, vol.13, n° 4, 269-306.
- RODIER J.A., 1982 - La transposition des résultats des bassins représentatifs et ses problèmes. *Cah. Orstom, Série Hydrologie*, Vol. XIX, n°2, 115-127, Paris.
- RODIER J.A., Auvray C., 1965 - Estimation des débits de crues décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique occidentale. Orstom/CIEH, Paris, 30 p.
- RODIER J.A., RIBSTEIN P., 1990 - Estimation des caractéristiques de la crue décennale pour les bassins versants du Sahel couvrant 1 à 10 km². Orstom, Montpellier, 133 p.
- TOEBES C., OURYVAEV V., 1970 - Les bassins représentatifs et expérimentaux. Guide International des pratiques en matière de recherche. UNESCO, Études et rapports d'hydrologie n° 4, 380 p.
- VIEIRA H.J.P., CADIER E., LINS M.J.A., ASSUNÇÃO M.S., 1983 - Descrição da rede de bacias representativas e experimentais do Nordeste brasileiro. *In V Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos*, ABRH, Blumenau, Anais de Fortaleza, vol. 1, 39-66.



HYDROCHIMIE DES AÇUDES DU NORDESTE BRÉSILIEU SEMI-ARIDE SYNTHÈSE RÉGIONALE

A. LARAQUE¹

RÉSUMÉ

Dans le Nordeste brésilien, la ressource en eau est à la fois faible et très irrégulière. Aussi, pour essayer de conserver le maximum d'eau, les habitants ont multiplié la création de petits barrages, les «açudes». La qualité de l'eau retenue dans ces ouvrages dépend de la couverture pédologique des bassins versants et évolue au cours du temps, notamment en fonction de l'évaporation. La qualité de l'eau peut donc être un facteur limitant son utilisation.

Dans cette communication, l'auteur expose les principaux résultats d'une étude menée dans l'ensemble du Nordeste sur l'hydrochimie des açudes : typologie des eaux, évolution saisonnière, identification des facteurs limitants, méthodologie de suivi à partir de mesure de conductivités.

¹Orstom Montpellier

OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

Permettre aux irrigants de mieux estimer les apports en eau pour les cultures, en prenant en compte la qualité des eaux utilisées et la variabilité de celles-ci, parmi les autres contraintes liées aux longues et intenses saisons sèches (fortes évaporation et évapotranspiration, besoin d'eau important et diminution des réserves, ...).

MÉTHODOLOGIE ET RÉGIONALISATION DES RÉSULTATS

À partir d'une étude spatio-temporelle des caractéristiques hydrochimiques de 60 **açudes** (représentatifs des principaux types existant dans la partie cristalline du Nordeste semi-aride) qui ont bénéficié d'un suivi mensuel à trimestriel, nous avons pu constituer une banque de données correspondant à 455 analyses physico-chimiques d'eau.

Cela nous a permis, grâce en particulier à l'utilisation des diagrammes de PIPER, SCHOELLER, STABLER, USSL et à un traitement statistique des données, de :

- définir une typologie des eaux des açudes : faciès dominant **chloro-bicarbonaté mixte**, très pauvre en sulfates et potassium (cf triangles - figure 1), évoluant vers la **voie saline neutre en phase évaporatoire** (cf losange - figure 1), par précipitation des bicarbonates alcalino-terreux ;
- mettre en évidence l'influence des couvertures pédologiques. Les eaux aux concentrations alcalines et chlorurées élevées proviennent des planossols (figure 2) ;
- caractériser ces eaux : toujours **sursaturées en gaz carbonique dissous**, mais présentant une bonne homogénéité spatiale des paramètres physico-chimiques ;
- identifier les facteurs limitant dans les eaux d'irrigation : **risques de salinisation et de toxicité dus au chlore prédominant**, qui augmentent parfois de façon alarmante en saison sèche (figure 3) ;
- comprendre et décrire la dynamique hydro-saline de ces retenues au cours de l'année. La succession de saisons sèches et de saisons pluvieuses s'accompagne, au sein des eaux des açudes, d'une alternance de phénomènes de concentration ou de précipitations salines sous l'effet de l'évaporation, puis de dissolution du stock salin et dilution des eaux emmagasinées, par les eaux météoriques et de ruissellement ;
- établir, à partir de la conductivité électrique (CE), (paramètre facilement mesurable sur le terrain), des **corrélations spécifiques des faciès géochimiques de la région étudiée** et cela pour diverses plages de

conductivités électriques. Nous présentons ici la plage la plus couramment rencontrée 0,05 - 5 mS/cm à 25°C (les concentrations ioniques sont en meq/l) :

Tableau 1

Corrélations	r	Ecart-type
$Ca = 1,678 \times CE + 0,556$	0,88	0,817
$Mg = 3,305 \times CE + 0,261$	0,90	1,407
$Na = 4,569 \times CE + 0,187$	0,96	1,167
$K = 0,165 \times CE + 0,15$	0,51	0,247
$Cl = 8,967 \times CE + 1,161$	0,978	1,723
$SO_4 = 0,279 \times CE + 0,104$	0,37	0,626
$HCO_3 = 0,59 \times CE + 1,68$	0,50	0,901
$CD (1) = 0,640 \times CE - 0,858$	0,976	

(1) $CD =$ charge dissoute en g/l

— et d'obtenir une relation de portée régionale entre la CE (mS/cm à 25°C) et la force ionique (I en moles/l), (figure 4) :

$$CE = 77,85 \times I^{1,052} \text{ avec } r = 0,986$$

Cette équation a permis, grâce à l'utilisation de modèles géochimiques basés sur la thermodynamique des solutions, de simuler l'évolution de la conductivité électrique dans les eaux des aqüdes en phase évaporatoire, à partir de la connaissance de leurs principales concentrations ioniques en début de saison sèche.

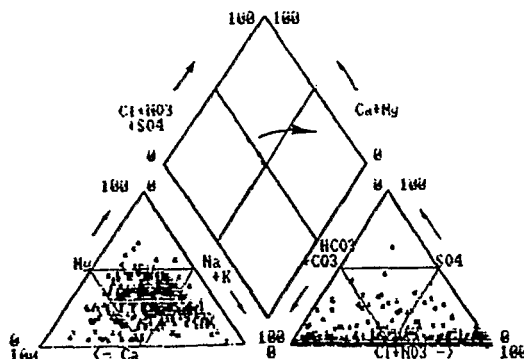


Figure 1

Typologie des eaux (le losange présente l'évolution type des eaux en saison sèche)

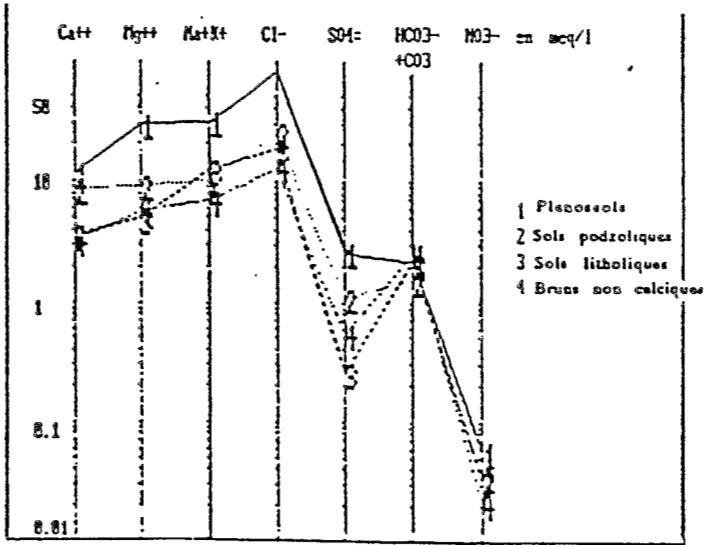
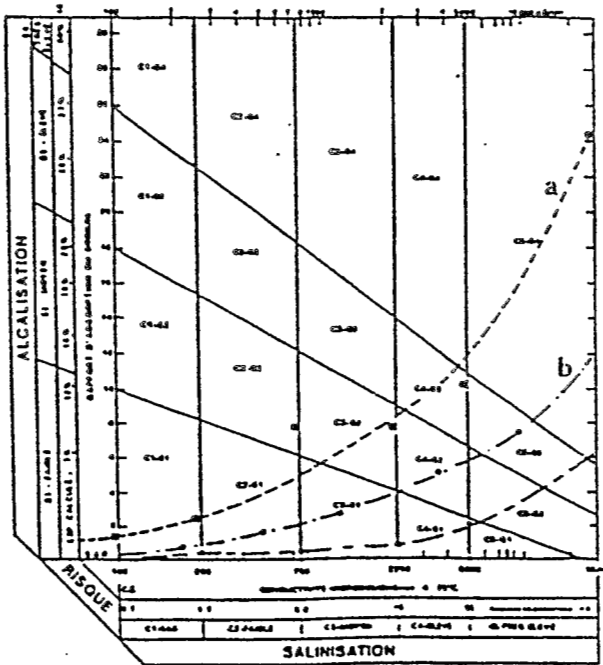


Figure 2
Échantillons moyens par type de sols



CLASSIFICATION DES EAUX D'IRRIGATION
 a = SAR et CE maximums par classe de conductivité
 b = SAR et CE moyens par classe de conductivité
 c = SAR et CE minimums par classe de conductivité

Figure 3
Représentation des eaux étudiées dans le diagramme de l'USSL

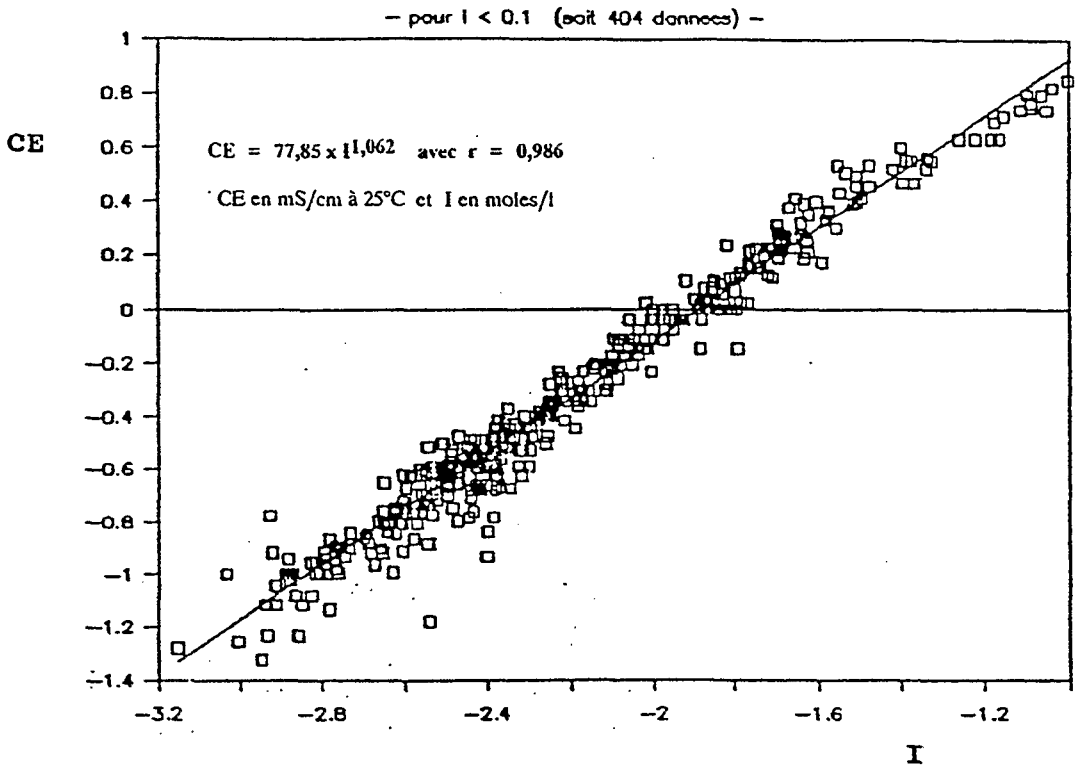


Figure 4
 Relation : conductivité-force ionique

CONCLUSION : APPLICATION AU DÉVELOPPEMENT

Une optimisation de la gestion de ces ressources en eau pour l'irrigation est dès lors possible, à partir d'une meilleure connaissance de leurs particularités hydrochimiques et de leurs dynamiques hydro-salines.

Il est ainsi fortement recommandé d'utiliser les eaux dès le début de la saison sèche. A ce moment, elles sont diluées et leur utilisation permet, outre la production agricole, d'exporter une partie du stock salin et de diminuer la surface évaporante, donc de limiter les effets néfastes de l'évaporation qui se traduisent par des pertes en eau aussi importantes qu'inutiles et une salinisation souvent excessive des eaux restantes.

La prise en compte de l'évolution des facteurs qualitatifs limitants en irrigation permet d'autre part de calculer avec plus d'exactitude les doses de lessivage afin d'éviter les gaspillages de cette ressource, améliorer les rendements cultureux et permettre la pérennisation des périmètres irrigués.

BIBLIOGRAPHIE

- LARAQUE A., 1989. SIMSAL : « Um modelo de previsão da salinização dos açudes do Nordeste brasileiro ». Anais do VIII Simposio Brasileiro de Recursos hidricos, Foz do Iguaçu PR. Recife, Brazil. 13 p.
- LARAQUE A., 1989. « Estudo e previsão da qualidade da agua dos açudes do Nordeste semi-arido brasileiro ». Convênio Sudene/Orstom, seria Hidrologia, n° 26, Sudene/DPG/PRN/HME. Recife, Brazil. 91 p.
- LARAQUE A., 1990. « Critères de qualité des eaux pour un usage en irrigation. Évolutions et prévisions dans les eaux des açudes du Nordeste brésilien semi-aride ». Colloques et séminaires de l'Orstom, Septièmes journées hydrologiques de l'Orstom à Montpellier 11-12 septembre 1990. 28 p.
- LARAQUE A., 1991. « Comportements hydrochimiques des açudes du Nordeste brésilien semi-aride - Évolutions et prévisions pour un usage en irrigation ». Thèse de doctorat. Université de Montpellier II. 362 p.
- LEPRUN J.C., 1988. « Manejo e conservação de solos do Nordeste brasileiro. Primeira avaliação da qualidade das aguas superficiais no Nordeste ». Convênio Sudene/Orstom, Sudene/DPG/PRN/HME. Recife, Brazil, 88-144.

(*) = Surintendance du développement du Nordeste

ÉVALUATION DES RESSOURCES EN EAU NON PÉRENNES : MÉTHODE DE RÉGIONALISATION DE RÉSULTATS OBSERVÉS

A. JOIGNEREZ¹, N. GUIGUEN¹, J-C. OLIVRY¹

RÉSUMÉ

Sur demande du gouvernement malien appuyée par le PNUD, les auteurs ont conduit une recherche pour évaluer l'occurrence de la ressource en eaux superficielles non pérennes, à l'exutoire de l'ensemble des bassins versants de superficie inférieure à 200 km² et situés dans la fraction méridionale, soudanienne à sahélienne (1 200 à 500 mm), du pays. La nature des informations, malheureusement limitées, disponibles sur l'environnement dans la zone d'étude, et l'examen de la littérature consacrée au fonctionnement hydrologique de tels hydro-systèmes, ont amené à structurer la démarche autour des trois étapes suivantes :

- recherche et proposition d'une représentation liant l'écoulement à la pluie, en fonction de la végétation et de la morpho-pédologie, de la superficie et des pentes des bassins ;
- l'influence d'une nappe sub-affleurante a été envisagée, validation de la proposition précédente par une année de campagne d'observations environnementales, de mesures de pluies et débits, sur neuf bassins versants choisis aussi « représentatifs » que possible des conditions hydro-écologiques dominantes dans la zone d'étude ;
- application du modèle à 4 000 bassins, convenablement identifiés à partir de cartes (1/200 000) phyto-géomorphologiques du PIRL (Projet d'Inventaire des Ressources Ligneuses), des fonds topographiques IGN à la même échelle, et des cartes de pluviométrie.

L'ensemble de la démarche précédente est détaillée et des résultats sont présentés.

Mots-clefs : Mali - Petits bassins - Ressources en eau - Régionalisation.

¹Orstom, BP 2528, Bamako, Mali

INTRODUCTION

Le schéma directeur de mise en valeur des ressources en eau du Mali, réalisé par le PNUD et la DNHE, a mis en évidence les connaissances très limitées sur le régime des eaux non pérennes bien que celles-ci représentent un potentiel considérable peu ou mal exploité et d'un grand intérêt pour le développement du pays.

Une étude hydrologique a donc été décidée par le gouvernement malien et le PNUD afin de combler cette lacune. Cette étude avait pour objectifs une bonne compréhension des régimes hydrologiques des écoulements sur petits bassins versants et l'évaluation des ressources en eaux non pérennes pour la fraction méridionale - soudanienne à sahélienne (1 200 à 500 mm) - du Mali.

LA DÉMARCHE SCIENTIFIQUE

Pour répondre au problème posé (chiffrer rapidement une ressource initialement négligée par le schéma directeur), une démarche simple et originale s'imposait.

La première partie de l'étude consistait à mieux connaître les mécanismes d'écoulement au Mali par observations de terrain. Un suivi hydrologique s'est effectué durant l'hivernage 1991 afin d'établir, pour chaque bassin, une relation simple entre précipitations et lames écoulées et d'en estimer ainsi un coefficient d'écoulement médian.

La deuxième partie avait pour but l'extension des résultats à l'ensemble de la zone d'étude et s'est ordonnée de la façon suivante :

- inventaire sur carte IGN au 1/200 000 des bassins inférieurs à 200 km² et calcul des paramètres de forme, superficie et pente ;
- mise à jour des isohyètes médianes ;
- définition d'un indice de perméabilité globale à partir d'une cartographie d'inventaire des sols (végétation, sols, géomorphologie) ;
- recherche d'une relation entre coefficient d'écoulement et rapport relief/perméabilité globale, à partir des résultats de la première partie et d'études antérieures ;
- détermination des écoulements annuels médians et estimation d'un coefficient d'écoulement moyen par grande zone géomorphologique.

RÉSULTATS DE LA CAMPAGNE DE MESURE 1991

À l'issue d'une phase de prospection, 9 bassins jugés aussi représentatifs que possible des grandes tendances hydro-écologiques du territoire étudié (figure 1 et tableau 1 : situation géographique et caractéristiques des bassins) ont été sélectionnés. Le suivi hydrologique comprenait les mesures de pluviométrie

journalière en 3 ou 4 points du bassin, doublées d'un enregistrement pluviographique, l'enregistrement limnigraphique à l'exutoire du bassin, l'étalement de la station ainsi que des mesures régulières dans des puits ou des piézomètres, durant tout l'hivernage.

La saison des pluies a bénéficié de conditions pluviométriques s'approchant des conditions médianes (calculées pour les postes du réseau national) sur l'ensemble du territoire, à l'exception de la région de Kita, relativement déficitaire.

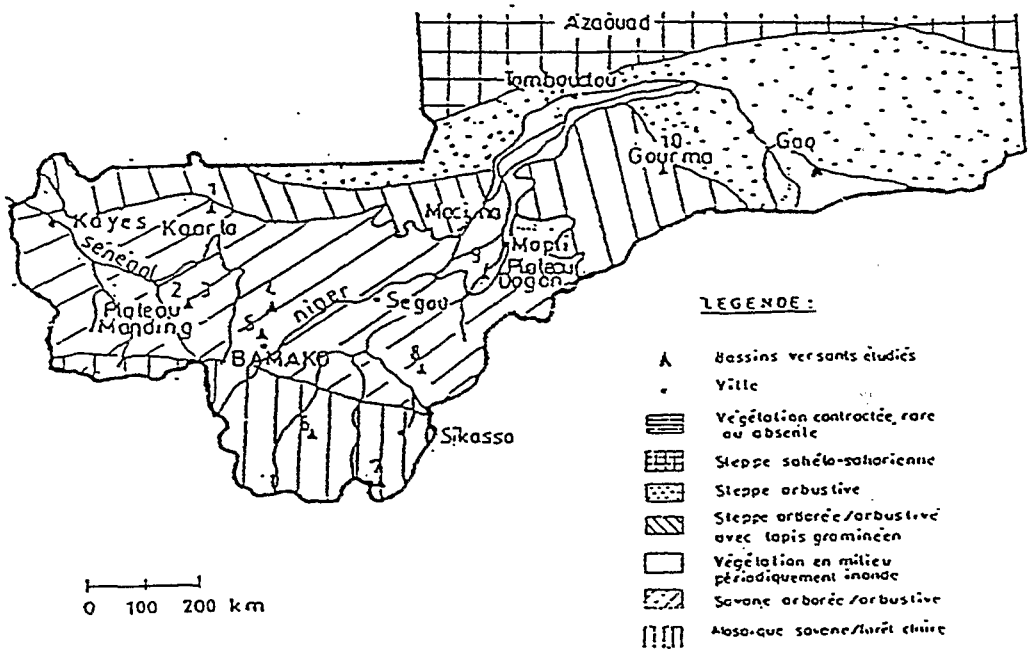


Figure 1
Situation des bassins

ÉVALUATION DES CONDITIONS MÉDIANES D'ÉCOULEMENT

À partir des données journalières de pluies et lames écoulées mesurées durant l'hivernage 1991 sur l'ensemble des bassins, nous avons pu rechercher une relation entre lames écoulées et hauteurs de pluie correspondantes dans le but de constituer des séries d'écoulement annuel pour chaque bassin. Ces relations, qui ne pouvaient être que très simples en raison de la courte durée d'observation, se basent sur des régressions inspirées du modèle simplifié de GIRARD.

Tableau 1
Caractéristiques physiques des bassins

BASSINS		Tinkaré	Seme 1	Seme 2	Diarabougo	Dounfing	Belexeni	Kambo	Kcutiala	Sinkoroni
S. Superficie	km ²	22,60	9,05	5,30	20,60	17,50	120,00	10,00	24,80	9,60
P.Périmètre	km	16,50	12,80	9,50	20,90	18,20	50,00	16,00	19,00	12,00
A.Altitude zéro échelle	m	256,00	315,00	315,00	395,00	425,00	330,00	320,00	350,00	300,00
Kc. Indice de compacité		0,97	1,23	1,16	1,22	1,22	1,26	1,42	1,07	1,08
L. Longueur du rectangle équivalent	m	6,50	4,52	3,00	7,27	6,10	18,60	6,47	6,23	3,60
l. Largeur du rectangle équivalent	m	3,48	1,88	1,76	3,15	2,87	6,50	1,55	3,98	2,70
Ig. Pente moyenne (entre 5 et 95 %)	m/km	3,00	63,05	9,67	6,00	22,00	3,00	2,84	5,52	12,9
Ip. Indice de pente de Roche			0,31	0,099	0,092	0,161	0,04	0,059	0,08	0,058
A. Altitude moyenne d'après courbe	m	263	462	323	419	460	348	332,60	370	346
Aspect du réseau hydrographique		Radial	Rad/Arêt	Arête	Arête	Arête	Arête	Arête	Arête	Arête
PARAMÈTRES MORPHOLOGIQUES										
Casse de relief	(Rodier-Auvray)	P2	R5	R3,5	R2,5	R4,5	R2	R2	R2,5	R4
Casse de relief	(Olivry)	R1,6	R6	R2,8	R2,6	R4,2	R1,2	R1,6	R2,2	R3
Casse de perméabilité		P2,75	P3,5	P4	P3,75	P3	P3,5	P4	P3,5	P2
Casse de couverture végétale	(Olivry)	V1,5	V2	V2,5	V2,5	V2	V3	V2,5	V2,5	V1
Surfaces cultivées	%	35	30	55	65	20	70	65	60	5

LE MODÈLE DE GIRARD

Le modèle simplifié de GIRARD (1975) a été utilisé par RODIER pour une évaluation de l'écoulement annuel dans les régions tropicales sèches d'Afrique occidentale (1976) et le Sahel tropical africain (1975), puis repris en 1990 par RIBSTEIN.

Ce modèle s'appuie sur l'équation de base :

$$E_j = K_o(P_j - P_o)$$

avec :

P_j = hauteur de précipitation journalière (mm) du jour j ,

E_j = lame journalière écoulée (mm) du jour j ,

K_o = coefficient d'écoulement.

H_o s'exprime :

$$\text{pour 1 jour } j : H_j = C(P_j - 1 + H_j - i),$$

$$H_j < H_{\text{omax}} \quad H_o = 0,$$

$$C < H_j < H_{\text{omax}} \quad H_o = H_{\text{omax}} - H_j,$$

$$H_j = 0 \quad H_o = H_{\text{omax}}.$$

H_j , indice de Kholer, représente l'humidité des sols.

C est un paramètre de calage du modèle compris entre 0 et 1 et souvent proche de 0,7 (RODIER, 1976).

APPLICATION AUX BASSINS

Pour chaque bassin, les couples (lames écoulées / lames précipitées journalières) sont portés sur la figure 2. Le tracé des courbes enveloppe des points permet de déterminer graphiquement K_o (pente des droites) et H_{omax} qui représente la hauteur maximale de pluie pour laquelle il n'y a pas d'écoulement.

Pour affiner ces relations, nous avons recherché les meilleures régressions entre lames écoulées d'une part et hauteurs de pluie et indices de Kholer d'autre part. L'indice des pluies antérieures, exprimé avec $C = 0,7$ (Kholer), traduit le fait que les écoulements sont d'autant plus importants que de fortes averses sont tombées les jours précédents l'événement. Cependant, les réactions d'un bassin face aux précipitations peuvent varier au fur et à mesure que l'on avance dans la saison. De plus, les débits de base dépendant du tarissement des nappes obéissent à des lois différentes de celles du ruissellement. C'est pourquoi plusieurs indices de pluies antérieures, combinés entre eux, ont été testés afin de tenter d'exprimer ces divers phénomènes.

Le tableau 2 et la figure 3 présentent les relations trouvées ainsi que les coefficients d'écoulements estimés pour chaque bassin.

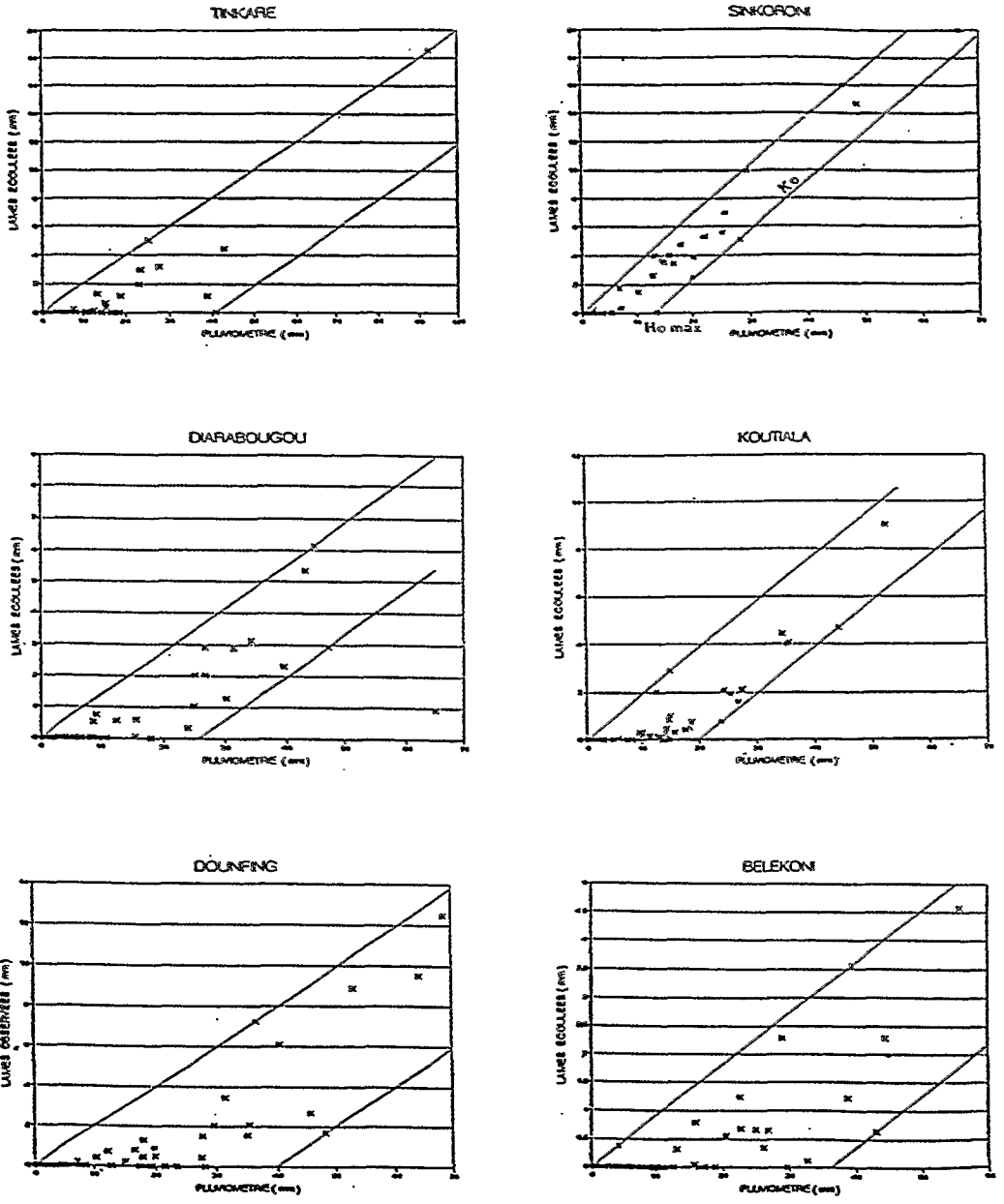


Figure 2
Application du modèle GIRARD

Tableau 2
Relations pluie - écoulement

	TINKARE	DIARABOUGOU	DOUNFING	BELEKONI	KOUTALA	SINKORONI
LEj	$0.076 \cdot P_j + 0.009 \cdot P_j \cdot I_{k j} - 1.5$	$0.076 \cdot P_j + 0.0024 \cdot P_j \cdot I_{k j} - 0.8$	$0.186 \cdot P_j + 0.045 \cdot I_{k j} - 3.9$	$0.052 \cdot P_j + 0.0032 \cdot I_{k j} \cdot P_j - 1.7$	$0.185 \cdot I_{k j} \cdot I_{k j}^2$	$0.26 \cdot P_j + 0.0026 \cdot I_{k j} \cdot P_j - 1.1$
I _{k j}	$0.7 \cdot (P_j - 1 + I_{k j} - 1)$	$0.7 \cdot (P_j - 1 + I_{k j} - 1)$	$0.7 \cdot (P_j - 1 + I_{k j} - 1)$	$0.7 \cdot (P_j - 1 + I_{k j} - 1)$	$0.7 \cdot (I_{k j} - 1 + P_j)$	$0.7 \cdot (P_j - 1 + I_{k j} - 1)$
S	9 mm	4 mm	9 mm	16 mm	9 mm	2.5 mm
R2	0.95	0.79	0.80	0.80	0.93	0.985
N	21	35	31	21	32	27
LBj			$0.0044 \cdot I_{k j} - 0.14$	$0.0134 \cdot I_{k j} - 0.79$		
I _{k j}			$0.97 \cdot (P_j - 1 + I_{k j} - 1)$	$0.94 \cdot (P_j - 1 + I_{k j} - 1)$		
R2			0.77	0.53		
N			172	137		
LTj			$0.0034 \cdot I_{k j}$	$3.5E-4 \cdot I_{k j} - 0.11$		
I _{k j}			$0.97 \cdot (P_j - 1 + I_{k j} - 1)$	$0.99 \cdot (P_j - 1 + I_{k j} - 1)$		
R2			0.96	0.80		
N			42	24		

LEj: Ecoulement rapide de crue (lame écoulée du jour j)

LBj: Ecoulement de base (lame écoulée au jour j - LEj)

LTj: Tassement

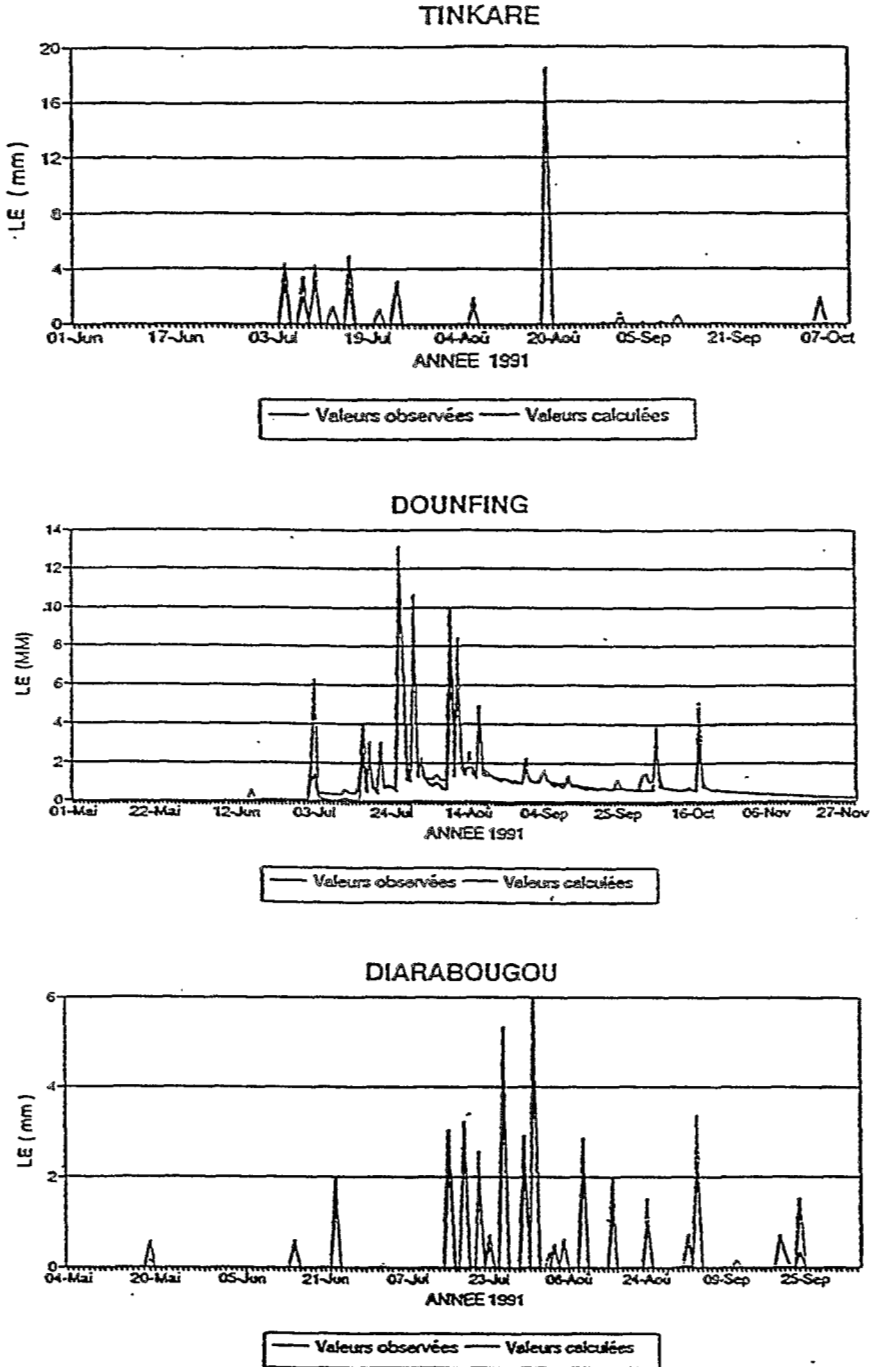


Figure 3
Calage des modèles - Lames écoulées en 1991

LES FACTEURS CONDITIONNELS DE L'ÉCOULEMENT AU MALI

PRÉCIPITATIONS

La carte des isohyètes interannuelles a été réactualisée à partir de 31 postes de la Météorologie nationale, assez bien répartis sur l'ensemble du territoire observé (figure 4) : ce sont les postes les plus anciens du pays dont la plupart totalisent plus de 50 années d'observation.

BASSIN	POSTE PLUVIO.	Nb ANS	LOIS	DECENNALE SECHE (mm)	MEDIANE (mm)	DECENNALE HUMIDE (mm)	Le OBS. 91 (mm)	Ke % MEDIAN
TINKARE	DIEMA	43	GALTON	15	34	73	41	5.6
DIARABOUGOU	KOLOKANI	64	GOODRICH	17	36	58	36	4.6
	BAMAKO	71	GOODRICH	32	52	80		5.0
DOUNFING	BAMAKO	70	GALTON	50	132	190	169	12.8
BELEKONI	BOUGOUNI	71	GALTON	32	73	152	87	6.1
KOUTIALA	KOUTIALA	70	GALTON	25	46	77	50	4.9
SINKORONI	MOPTI	68	GALTON	52	77	122	122	16.0

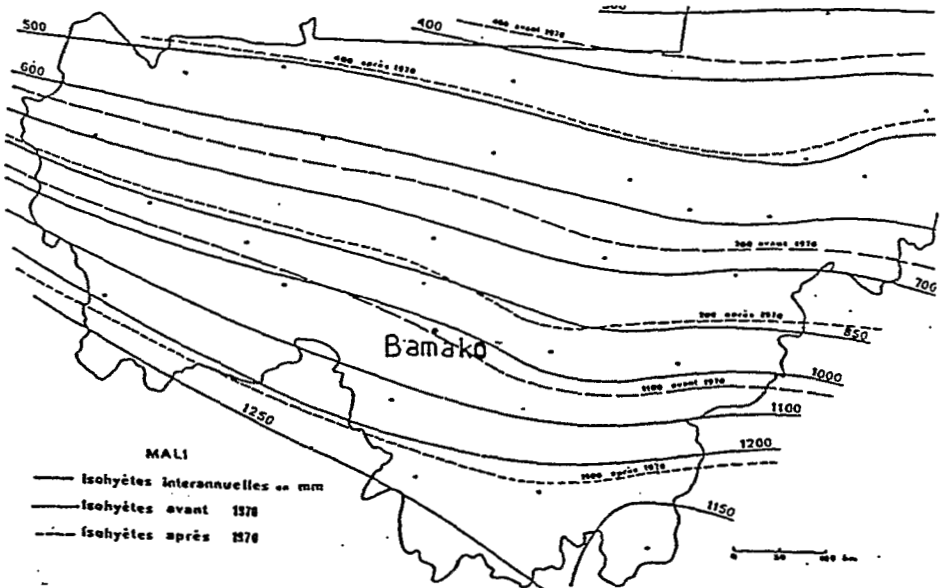


Figure 4

Lames écoulées reconstituées annuelles - Résultats d'ajustements statistiques

FACTEURS PHYSIOGRAPHIQUES

Les informations, malheureusement limitées, disponibles sur l'environnement dans notre zone d'étude et l'examen de la littérature consacrée au fonctionnement hydrologique, ont conduit à choisir 2 paramètres, pente et perméabilité, pour traduire les réactions des bassins face aux précipitations.

PENTE

Étant donné le nombre important de bassins recensés (plus de 4 000), les valeurs de pente ont été calculées de façon simplifiée par le rapport :

$$(\text{Alt.maxi} - \text{alt.mini}) / \text{Longueur du rect. équiv.}$$

en tenant compte des altitudes données par les courbes de niveau uniquement.

Nous avons établi une classification du relief inspirée de celle de RODIER-AUVRAY. L'introduction d'un demi indice permet, en affinant les limites de classes, d'éviter des cassures trop brutales.

SOLS ET VÉGÉTATIONS

Le PIRL (Projet d'Inventaire des Ressources Ligneuses, réalisé par BDPA-SCET-AGRI, CTFT-CIRAD et SYSAME) a édité, pour la fraction méridionale du Mali, une cartographie détaillée au 1/200 000 d'inventaire des unités morphopédologiques et du couvert végétal présents au Mali. Cette cartographie s'est basée sur un inventaire de zones tests des principaux milieux écologiques et une extrapolation à l'ensemble du territoire en utilisant plus de 160 images SPOT acquises entre 1987 et 1989. Cet inventaire confirme en outre l'existence de relations étroites entre les modes de distribution de la végétation et le contexte morphopédologique replacé dans son domaine climatique (PIRL, 1991).

Nous avons donc utilisé cet inventaire en donnant à chaque unité une valeur de Arête « perméabilité globale » d'après la classification RODIER-AUVRAY, selon ses caractéristiques de géologie et de sols ainsi que les caractéristiques du couvert végétal qui lui est associé (tableau 3). Ainsi, après avoir été délimités sur carte IGN au 1/200 000, chacun des quelques 4 000 bassins a pu être caractérisé de façon individuelle et en tenant compte de ses particularités propres (figure 5).

RELATION ENTRE PERMÉABILITÉ, PENTE, ET COEFFICIENT D'ÉCOULEMENT

Le tableau 4 donne la liste des 46 bassins utilisés pour exprimer le coefficient d'écoulement (K_e) en fonction de la superficie (S) et du rapport (R/P) entre pente et perméabilité globale : en plus des 7 bassins étudiés dans le cadre de cette étude, 39 bassins étudiés précédemment par l'Orstom (au Mali mais aussi dans les autres pays de la même zone climatique) ont été retenus (DUBREUIL, 1972 ; RODIER, 1976).

Tableau 3
Unités morphopédologiques et classification de perméabilité

CLAS. PERM.	N° UM	UNITÉS MOPHOLOGIQUES	TOPOGRAPHIE	SOL (matériaux)	VÉGÉTATION	Pan mm	UA	UP
P1	47	Relief gréseux vigoureux (Zone de BANDIAGARA)	Plateaux rocheux, escarpement dissection ruiniforme	Dalle de grès, gradin empillement en place	Sans	500	0	4
P2	46	Relief gréseux	Plateau rocheux, versants en gradins, fractures fréquentes	Lentille de sol, recouvrement sableux superficiel	5% formation hydrophile	800 à 1100	0	4
P2	41	Reliefs tabulaires à	Massif tabulaire, cuirasse bombée	Cuirasse gravillonnaire (bowés)	Bowal arboré	600	0	4
	43	sommets cuirassés, buttes	pentcs fortes, gradins	texture grossière, blocs	savane boisée ou	à	+	4
	44	de dolérites, chaînes témoins d'un ancien massif gréseux	pentcs moyennes.	démantèlement gravillonnaire	forêt claire	1200	0	4
P2	31	Formes cuirass., relief ondulé	Formes cuirass. résistant à l'érosion	Blocs de cuirasse, gravillonnaire	Savane boisée	600	0	4
	32	fossilisé par une cuirasse	pencc 5 à 20%, dissection	altération en boule de dolérite	Forêt claire	à	0	4
	34	glacis d'érosion carapacés	relief résiduel en croupes, versant	sables grossiers, grès en dalles	Bowal nu	1200	0	4
P3	33	Cuirasses démantelées,	Pentes faibles, forme d'érosion	Texture grossière sur sommets	Savane arborée	800	+	2
	35	basses croupes	modèle ondulé, plages cuirassée	moyenne à fine sur versants	savanes, verger	à	++	2
	45	croupes et vallons		et fonds		1200	+	3
P3	51	Basse colline, glacis	modèle irrégulier, mollement ondu	Texture hétérogène sableuse	Steppe arbustive		+	2
	52	influencés par le substratum	2 à 6% pente, localement érosion	à limoneux-sableux, parfois cuirasse	Miche	800	+	2
P4	21	Glacis à épandage	plaine, pente de 2 à 6%, présence de nappe pluvéanique	Texture limono fine à grossière, sol anthropique	Cultures, savanes, verger, parfois forêt claires	600 à 1200	+++	2
P4	11	Forme d'accumulation	Banc médian ou latéral, inondation	Migration matériaux grossiers	Prairies et galeries	600	+	3
	12	dépôts alluviaux récents	chenal longitudinal, inondation	apport alluvial, texture mélangé	hydrophiles		++	3
	14		périodique	apport alluvio-colluvial	formations hydrophiles	à	+++	1
	15		vallée étroite et sinueuse	texture fine, hydromorphie par	galeries de type		+	3
	16		basse plaine, engorgée en hivernage	inondation et remontée nappe	sahélien ou guinéen	1200	+	3
P4	61	Forme alluviale avec	Plaine peu inclinée, drainage Miche	Sable en surface et limono-	Savane arborée	500	++	2
	62	dépression et buttes	plaine horizontale, parfois et dépôt	argileux sur le reste du profil	affectée par hydromorphie	à	+	2
	63	Forme diverse émoscée	éolien, modifié mollement bosselé	Texture sableuse dominante	savane arbust. ou arborée	800	+	3
	64	mamelon et champ de chablis	cordons dunaire	sauf dans les dépressions			+	4
	65	champs de dunes transvers. orientés OSO-ENE	cordons dunaire massif	argilo-limoneuse		400 à	0	4
	66	Forme alluviale diverse	Lit avec chenaux entéromorphes	recouvrement sableux sur dépôt	savane arbustive	800	++	2

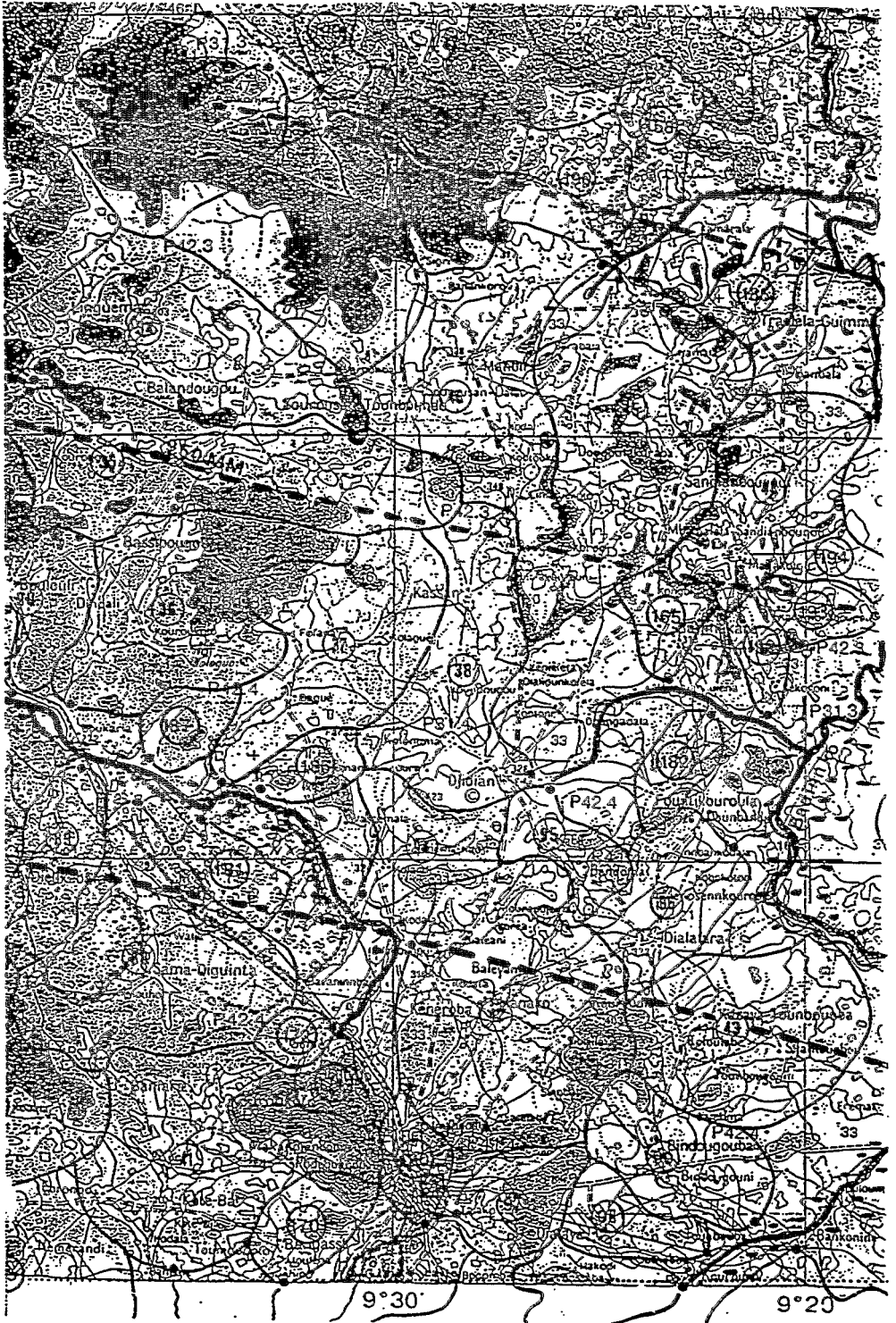


Figure 5

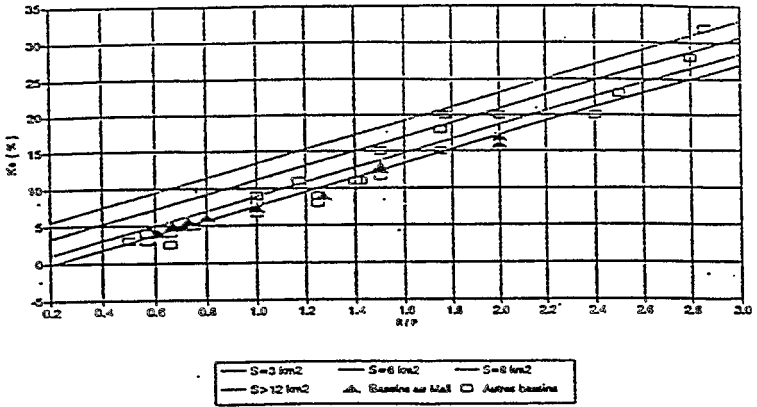
La figure 6 donne la distribution des coefficients Ke en fonction de S et R/P ainsi que les régressions établies à partir des points expérimentaux.

Quelques bassins, situés dans une zone à plus de 1 000 mm de pluviométrie annuelle bénéficient d'un écoulement de surface ; les seuls paramètres sélectionnés ne suffisent alors pas à traduire cet effet de nappe et les résultats obtenus sont sous-estimés. Ne disposant malheureusement pas d'éléments suffisants pour combler cette lacune, nous avons décidé provisoirement de diminuer les indices de perméabilité dans l'extrême sud du Mali, où les niveaux piézométriques sont très souvent subaffleurants (figure 7) et les hauteurs pluviométriques annuelles supérieures à 1 000 mm.

Tableau 4
Information disponible sur les écoulements
dans une zone pluviométrique comprise entre 500 et 1 200 mm

N	BASSIN	PAYS	P. annuelle mm	GEOLOGE	S Km2	R	P	R/P	L _s mm	K _s =	Arr. obs. Modèle
1	TINKATE	MALI	600	Kife	22,6	2,0	2,75	0,73	34	5,6	1+modèle
2	DIARABOUGOU	"	900	Quartzite	20,6	2,5	3,75	0,67	43	4,8	1+modèle
3	DOUNFING	"	1000	Gris séd.	17,5	4,5	3,00	1,50	128	12,5	1+modèle
4	BELEKONI	"	1200	Granite	120,0	2,0	2,50*	0,80	73	6,1	1+modèle
5	KOUTALA	"	950	Gris kar.	24,9	2,5	3,50	0,71	47	4,9	1+modèle
6	SINKORONI	"	600	Gris	9,6	4,0	2,00	2,00	96	16,0	3+modèle
7	KAMBO	"	1150	Granite	10,0	2,0	3,00*	0,67	57	5,0	4
8	BARRANO	"	1100	Gris	251,0	3,5	3,50	1,00	80	7,3	2
9	KOUMBAKAI	"	600	Gris	83,6	3,5	2,75	1,27	54	9,0	3
10	KOUMBAKAI2	"	600	Gris	30,4	3,5	1,75	2,00	102	17,0	2
11	OJIKRO	"	1100	Gris	92,3	3,0	2,0*	1,50	143	13,0	2
12	FARAKO	"	1150	Gris	68,0	3,5	1,75*	2,00	184	16,0	1
13	KIFFA	"	900	Gris	740,0	2,0	3,25	0,61	36	4,0	2
14	BAZOULE	BURKIN.	850	Granite	12,8	3,0	4,50	0,66	21	2,5	2
15	KOGHO	"	750	Gris + Sch	84,7	2,0	3,50	0,57	22	3,0	3
16	KOGHERE	"	750	Granite	22,0	2,0	3,25	0,61	34	4,5	3
17	MORONABA	"	850	Granite	19,1	3,0	3,00	1,00	76	9,0	3
18	ZAGTOULI	"	850	Granite	6,7	3,5	3,00	1,17	93	11,0	2
19	SELOGEN	"	900	Granite	74,0	3,5	2,00	1,75	135	15,0	3
20	DINDI	"	920	Granite	5,1	3,0	2,00	1,50	138	15,0	3+modèle
21	ZAPTINGA	"	920	Granite	15,1	3,0	2,00	1,50	138	15,0	3
22	LOURE	"	920	Granite	98,0	3,0	1,25	2,40	184	20,0	3
23	KAZANGA	"	920	Granite	54,3	3,0	1,25	2,40	184	20,0	3
24	NIEGHA	"	750	Granite	1010,0	2,0	3,50	0,57	30	4,0	3
25	OUAGAI	"	850	Granite	250,0	2,5	4,00	0,62	40	4,5	3
26	NABAGALE	"	875	Granite	470,0	2,0	2,00	1,00*	59	6,7	3
27	BOULBI	"	875	Granite	125,0	2,5	2,00	1,25	70	8,0	3
28	KANGA	"	920	Granite	572,0	2,5	1,25	2,00	150	16,3	3
29	DOHSE	"	825	Granite	182,0	3,0	3,00	1,00	66	8,0	3
30	KAMBOENSE	"	850	Granite	137,0	2,0	4,00	0,50	26	3,0	3
31	BOOEOZ	"	600	Shale	11,2	2,5	3,75	0,66	18	4,0	2
32	KOULOUGOURIA	TOGO	1000	Gris+Sch+GR	189,0	3,0	2,00*	1,50	116	11,5	3
33	NADJOUNDI	"	1050	Granite	21,2	3,5	2,00	1,75	189	18,0	1
34	KOUMFAB	"	1070	Gris	96,2	3,0	1,50*	2,00	182	17,0	3
35	NASAPOUR	"	1070	Gris	61,4	3,5	2,50*	1,40	118	11,0	3
36	BARBOROU	NIGER	840	Gris	17,3	3,0	4,00	0,75	42	5,0	2
37	GODOLA	CAMER.	810	Granite	42,0	4,0	2,00	2,00	162	20,0	2+modèle
38	LELEHG	"	820	Granite	4,0	5,0	1,75	2,86	262	32,0	4+modèle
39	MAKOLO	"	970	Granite	48,9	5,0	2,00	2,50	223	23,0	2+modèle
40	MAYO-KERENG	"	920	Shale	4,0	4,0	2,25	1,77	184	20,0	2
41	BARLOI	TOGAI	800	Granite	17,8	5,0	3,50	1,42	88	11,0	1
42	BATLOZ	"	800	Granite	36,6	5,0	4,00	1,25	72	9,0	2
43	MAYOUGAN	"	900	Granite	41,0	3,5	1,25	2,80	252	28,0	3+modèle
44	TOURCOUL	"	850	Granite	61,3	3,0	2,75	1,09	68	8,0	4
45	BIDURI	"	850	Granite	74,2	3,5	3,50	1,00	59	7,0	4
46	BAMBANI	"	800	Granite	1200,0	1,5	3,50	0,43	24	3,0	9

* Nouvelle classification de P, bassin sous influence de nappe



CORRELATION ENTRE KE, R/P ET S

	TOTAL DES BASSINS	BASSINS < 15 km ²	BASSINS > 15 km ²
Relation	$10,6 \cdot R/P - 2,8$	$9,8 \cdot R/P - 0,74 \cdot S + 5,7$	$9,7 \cdot R/P - 2,1$
R ²	0,93	0,98	0,97
Nb d'obs.	46	35	9

Figure 6
Abaques R / P - Ke en fonction de S

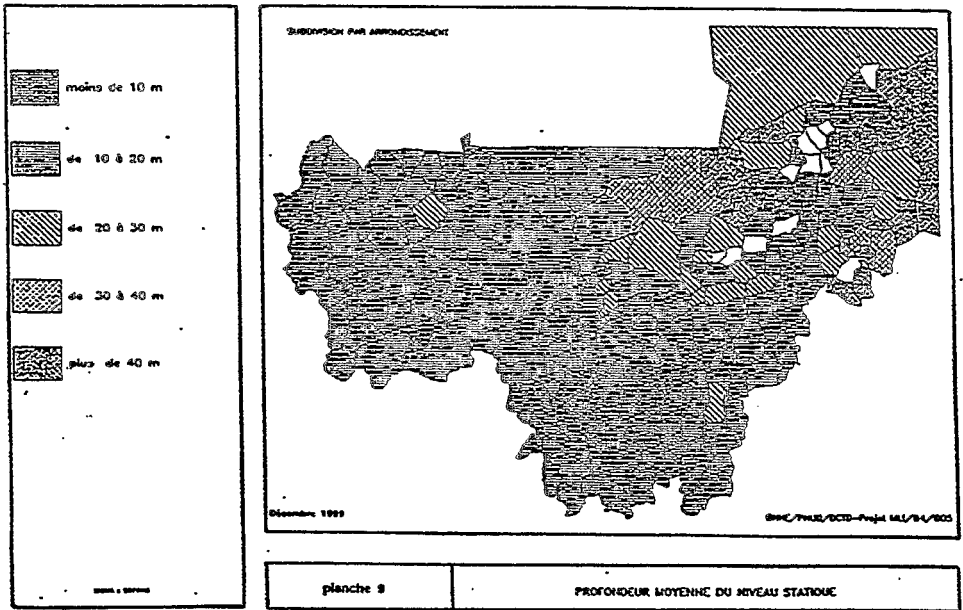


Figure 7
Schéma directeur des ressources en eau du Mali

LES RÉSULTATS

Plus de 4 000 bassins inférieurs à 200 km² ont été caractérisés quant à leurs écoulements annuels potentiels. Ces bassins couvrent la totalité de la fraction méridionale du Mali comprise entre les isohyètes 1 200 mm et 500 mm, à l'exception des grandes vallées fluviales et des zones d'inondation ou d'endoréisme important.

La figure 8 résume les résultats obtenus, avec une tentative de zonation des coefficients d'écoulement moyens mis en relation avec les grandes tendances géomorphologiques du territoire.

Enfin, l'ensemble de ces résultats a permis de constituer une banque de données sur les petits bassins versants du Mali qui comprend :

- 40 calques de délimitation des bassins établis à partir des cartes IGN au 1/200 000 ;
- pour chaque carte, un fichier informatique où sont répertoriés tous les bassins inventoriés (tableau 5).

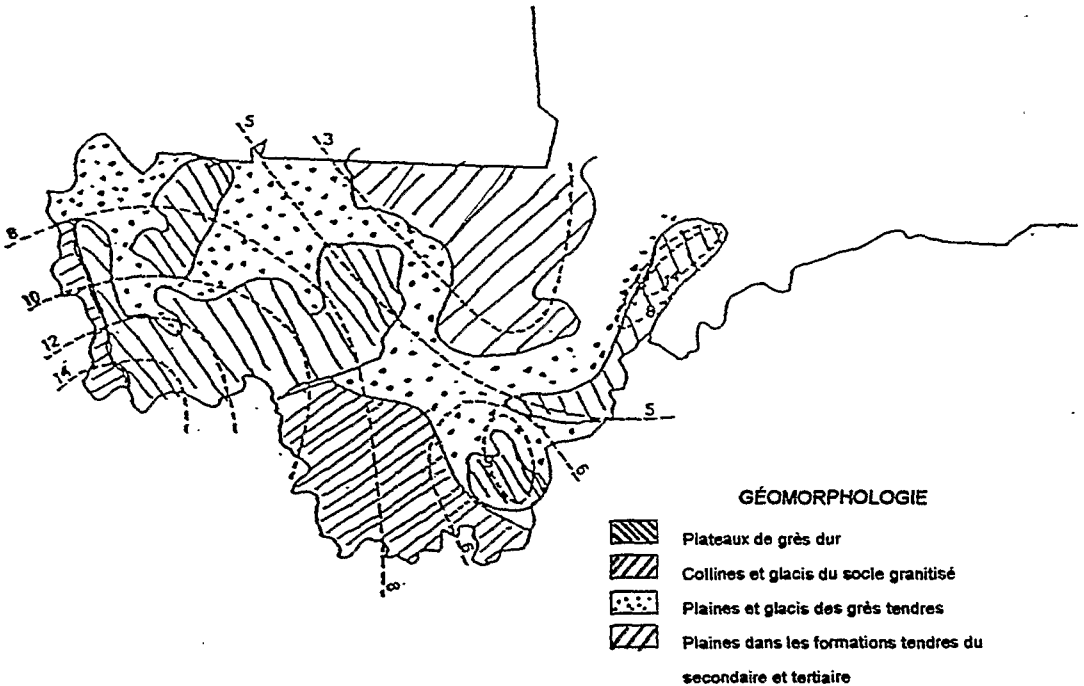


Figure 8
Isovaleurs des coefficients d'écoulement

Tableau 5

N	NOM	RÉSEAU	S Km ²	P Km	Kc	L Km	ALTM	ALTm	IG m/k	GEOL	R	P	Kc %	P mm	Le mm	V 1000
1	Sorotona	Bani	198,6	58,0	1,16	18,5	310	250	3,2	Gk + Ar	2,0	3,50	3,4	750	- 25,6	5091,96
2	Matomo	-	37,2	22,0	1,01	8,1	280	270	1,2	Ar	1,0	4,25	0,2	750	1,2	43,1629
3	Sokoura	-	109,2	43,0	1,15	13,1	320	289	2,4	Gk	1,5	3,25	2,4	750	17,6	1925,91
4	Dobo	-	148,4	53,0	1,21	18,1	400	316	4,6	Gk	2,5	2,75	6,7	750	50,2	7454,06
5	Tébékul	-	167,8	47,0	1,01	17,3	360	320	2,3	Gk	1,5	3,25	2,4	750	17,6	2959,41
6	Toubala	-	186,2	65,2	1,34	25,3	400	360	1,6	Gb+Gk	1,5	1,75	6,2	700	43,4	8071,77
7	Daga	-	187,2	53,0	1,08	16,8	340	290	3,0	Gk	2,0	3,75	3,0	700	21,3	3994,97
8	Nis dara	-	228,8	61,0	1,13	17,4	400	372	1,6	Gb	1,5	1,50	7,6	700	53,1	12140,1
9	Wadian	-	53,2	30,2	1,16	9,5	415	320	10,0	Gb	3,5	1,25	25,1	650	162,9	8665,06
10	Diesso	-	147,06	46,0	1,06	15,4	360	300	3,9	Gk	2,0	2,75	4,9	700	34,5	5095,55
11	Bouossohni	-	114,0	45,0	1,18	14,7	340	300	2,7	Gk	2,0	2,50	5,6	650	36,6	4177,76
12	Bourasso	-	175,6	53,0	1,12	13,3	340	280	4,5	Gk	2,5	2,75	6,7	650	43,5	7644,27
13	Soukarodaga	-	94,4	39,0	1,12	9,7	320	300	2,1	Gk+Gb	1,5	2,50	3,7	650	24,0	2267,87
14	Diamakan	-	35,6	48,0	1,06	16,1	415	300	7,1	Gk+Ar	3,0	3,75	5,6	750	42,3	1505,35
15	Parako	-	58,8	32,6	1,19	10,9	360	300	5,5	Gb	2,5	2,25	8,7	600	52,0	3054,86
16	Koumbaka	-	89,6	42,0	1,24	15,0	424	275	10,0	Gk+Gb	3,5	2,75	10,2	600	61,4	5498,67
17	Blahbougou	-	190,4	61,0	1,24	21,8	404	280	5,7	Gb	2,5	1,50	14,1	650	91,3	17392,4
18	Balaguira	-	89,6	41,6	1,23	14,7	370	355	1,0	Gb	1,0	3,00	1,1	600	6,6	594,944
19	Koulébala	-	30,8	22,0	1,11	6,2	429	320	17,5	Gb	4,0	1,75	20,1	600	120,4	3707,88
20	Sango	-	18,8	21,6	1,39	8,6	365	355	1,2	Gb	1,0	2,00	2,7	600	16,4	307,38
21	Kossia	-	36,8	32,4	1,50	13,5	424	300	9,2	Gg	3,5	1,75	17,3	600	103,7	3817,63
22	Timissa	-	24,8	20,6	1,16	6,5	410	295	17,7	Gb+Gk	4,0	1,75	20,1	600	120,4	2985,57
23	Touroukoro	-	44,0	28,0	1,18	9,2	360	255	14,5	Gk+Gb	3,5	3,00	9,2	600	55,2	2428,36
24	Nioumasso	-	19,2	19,6	1,25	7,1	305	275	4,3	Ar	2,5	3,25	5,3	600	32,0	615,079
25	Kontoni	-	31,6	21,8	1,09	6,8	370	300	10,4	Gb	3,5	1,25	25,1	650	162,9	5146,91
26	Diamana 1	-	12,0	13,2	1,07	4,3	400	350	11,6	Gb	3,5	1,00	31,9	650	207,1	2484,69
27	Diamana 2	-	28,4	20,4	1,07	6,7	404	-350	8,1	Gb	3,0	1,25	21,2	650	137,6	3908,72
28	Téoulé	-	35,6	29,0	1,36	11,4	405	300	9,2	Gb	3,5	2,00	14,9	650	96,6	3439,18
29	Sékélo	-	30,4	21,4	1,09	6,6	320	280	6,0	Gk	3,0	2,75	8,5	650	55,0	1672,23
30	Ningodaga	-	33,6	26,0	1,26	9,5	340	295	4,7	Gk+Gb	2,5	3,00	6,0	650	38,8	1302,03
31	Massadougou	-	12,8	13,8	1,08	4,4	330	320	2,3	Gk	1,5	3,00	2,7	650	17,7	226,72
32	Tiouga	-	16,0	18,0	1,26	6,6	415	320	14,5	Gb	4,0	2,00	17,3	650	112,4	1798,16
33	Sanakoro 1	-	18,4	16,2	1,06	5,4	410	325	15,6	Gb	4,0	1,75	20,1	650	130,4	2399,69
24	Sanakoro 2	-	12,0	13,0	1,05	4,5	420	320	22,5	Gb	5,0	1,00	46,4	650	301,7	3620,76
35	Bororé	-	17,2	19,0	1,28	7,0	448	320	17,8	Gb	4,0	1,00	36,7	650	238,6	4104,18
36	Ouionkoro	-	16,0	15,2	1,06	5,1	400	355	8,9	Gb	3,5	1,25	25,1	700	175,4	2806,5
37	Fahandaha	-	17,6	15,2	1,01	5,6	365	320	8,0	Gb	3,0	2,75	8,5	700	59,2	1042,61
38	Pahakan	-	21,2	18,2	1,11	5,2	360	320	7,7	Gb	3,0	2,75	8,5	650	55,0	1166,16
39	Bourédandi	-	51,2	36,2	1,42	14,7	360	318	2,9	Gk+Gb	2,0	2,75	4,9	650	32,1	1641,31
40	Silo	-	28,0	28,2	1,49	11,7	335	295	3,4	Gk	2,0	2,75	4,9	650	32,1	897,591
41	Bona	-	29,2	22,0	1,14	6,5	370	318	8,0	Gk	3,0	2,50	9,5	700	66,7	1946,3
42	Yérakui	-	17,6	18,4	1,23	6,5	372	322	7,7	Gk	3,0	3,00	7,6	750	56,9	1000,56
43	Bankouma	-	23,6	19,8	1,14	5,9	372	320	8,9	Gk	3,5	3,00	9,2	800	73,6	1736,65
44	Dabola	-	48,4	28,0	1,13	8,0	458	320	17,4	Gk	4,0	3,00	10,8	800	86,5	4188,21
45	Kouna	-	44,8	26,4	1,10	7,8	457	335	15,6	Gb	4,0	1,25	28,9	700	202,6	9076,21
46	Doufiakui	-	56,8	28,0	1,04	9,8	302	280	2,2	Gk	1,5	3,50	2,0	750	15,2	865,389
RESULTATS			3089										8,1	675	54,4	167911

CONCLUSION

Estimer les potentialités des ressources en eau non pérennes à l'échelle du Mali en une seule année semblait être une gageure. Mais la méthode de régionalisation que nous proposons ici a permis une première approche des coefficients et volumes d'écoulement que l'on peut escompter en année médiane sur l'ensemble du territoire malien à vocation agricole.

Cette étude a pour mission de constituer une aide à la décision et à la gestion des ressources dans le cadre d'un « schéma directeur de mise en valeur des ressources en eau du Mali », mais ne prétend en aucun cas remplacer une étude de terrain préalable à la construction d'un ouvrage hydraulique.

Cependant, à cause du temps limité et du peu d'informations disponibles, certains points n'ont pu être développés avec précision. Une étude plus approfondie sur ce type de ressources, initialement négligées par le schéma directeur, serait souhaitable afin d'élaborer un modèle plus performant capable en particulier de prendre en compte les relations entre eaux de surface et eaux souterraines au Mali.

On pourrait également imaginer une confrontation, à l'échelle d'un grand bassin, entre les résultats obtenus par un tel modèle sur les petits bassins versants et les volumes drainés par les cours d'eau principaux mesurés aux stations du réseau principal. Ceci constituerait une validation de la méthode et permettrait de répondre à des questions plus précises sur le devenir de l'eau et les changements d'échelle qui restent une voie de recherche toujours actuelle.

BIBLIOGRAPHIE

- ALBERGEL J., GUIGUEN N., PARIENTE P., PÉPIN Y., 1991 - Projet pilote « Mali sud », Bas-fonds de Kambo, rapport de synthèse : Hydrologie - Hydrogéologie.
- ALBERGEL J., LAMAGAT J.P., MARIEU B., 1991 - Exemple d'application des méthodes de prédétermination de crues décennales : le plan directeur de la haute vallée du fleuve Sénégal, *Hydrologie Continentale*. Orstom.
- BDPA-SCET-AGRI, CTFT-CIRAD, SYSAME, 1991 - Projet Inventaire des Ressources Ligneuses au Mali : cartographie des formations végétales au 1/200 000 et synthèse technique.

- BERTON S., 1988 - Le point sur la maîtrise des crues dans les bas-fonds. Petits et micro-barrages en Afrique de l'Ouest. Éd. GRET / AFVP.
- CARN M., SONKO P.N., GAC J.Y., GUILLOT B., 1991 - EPSAT : Logiciel de traitement d'images pour l'estimation de la pluviométrie à partir de l'imagerie IR-MétéoSat (planche 1 du rapport).
- CASENAVE A., VALENTIN C., 1989 - Les états de surface de la zone sahélienne : influence sur l'infiltration. Didactiques. Éd. Orstom.
- DUBREUIL P., 1972 - Recueil des données de base des bassins représentatifs et expérimentaux 1951-1969. Éd. Orstom.
- GIRARD G., 1975 - Les modèles hydrologiques pour l'évaluation de la lame écoulee en zone sahélienne et leurs contraintes. *Cah. Orstom*, Vol. 12 (3).
- GUIGUEN N., 1991 - Bassin versant de Kambo, région de Kadiolo au Mali : Rapport de campagne 1990 et synthèse des observations 1988-1989-1990 (Programme bas-fonds).
- JOIGNEREZ A., GUIGUEN N., 1991 - Évaluation des ressources en eau non pérennes du Mali.
Rapport I : Prospection (avril 1991)
Rapport II : Installations du dispositif de mesure (juillet 1991)
Rapport III : Rapport de campagne (décembre 1991)
- OLIVRY J.C., 1986 - Méthode simplifiée de prédétermination des crues sur petit bassin versant intertropical : l'exemple du Cameroun. Journées hydrologiques « Crues et inondations ». Strasbourg.
- Orstom / CIEH, 1965 et 1980 - Recueils des précipitations journalières au Mali, de l'origine des postes à 1965 et de 1965 à 1980.
- PNUD-DCTD, 1990 - Schéma directeur de mise en valeur des ressources en eau au Mali. Projet MLI / 84 / 005.
- RIBSTEIN P., 1990 - Modèles de crues et petits bassins au Sahel, Études et Thèses. Éd. Orstom.

RODIER J.A., AUVRAY C., 1965 - Estimation des débits de crues décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique occidentale. Éd. Orstom.

RODIER J.A., 1975 - Évaluation de l'écoulement annuel dans le Sahel tropical africain. Éd. Orstom, Travaux et documents n° 46.

RODIER J.A., 1976 - Évaluation de l'écoulement annuel dans les régions tropicales sèches d'Afrique occidentale. *Cah. Orstom*, Vol. 8 (4).

RODIER J.A., 1982 - La transposition des résultats des bassins représentatifs et ses problèmes. *Cah. Orstom, série Hydrologie*, Vol. 19 (4).

RODIER J.A., RIBSTEIN P., 1988 - Estimation des caractéristiques de la crue décennale pour les petits bassins versants du Sahel couvrant de 1 à 10 km². Éd. Orstom.

MÉTÉOROLOGIE NATIONALE DU MALI - Annales climatologiques.



RÉGIONALISATION DES PARAMÈTRES HYDROLOGIQUES À PRENDRE EN CONSIDÉRATION POUR L'AMÉNAGEMENT D'UN BAS-FOND RIZICOLE DANS L'ESTUAIRE DE LA CASAMANCE (SÉNÉGAL)

J. ALBERGEL¹, H. DACOSTA², Y. PÉPIN¹

RÉSUMÉ

L'aménagement d'un petit bas-fond nécessite la connaissance d'un minimum de paramètres caractérisant son fonctionnement hydrologique. La prédétermination, plus ou moins précise, de ces paramètres, permet de prendre une décision sur le type d'aménagement à réaliser, de dimensionner les ouvrages de génie rural et d'élaborer les règles de la gestion des eaux. À partir des données climatiques observées en Casamance, des mesures effectuées sur le réseau de marégraphes et des études menées sur des bassins versants représentatifs, les auteurs de cette communication ont élaboré des méthodes simples d'utilisation pour estimer les paramètres de la ressource en eau, de la crue de projet, des amplitudes de marée et du fonctionnement des nappes d'eau souterraines superficielles. La précision des estimations obtenues par ces méthodes est suffisante à la construction de petits barrages anti-sel dans des bas-fonds dont la superficie varie de la dizaine d'hectares au km² et dont la durée de vie espérée est de l'ordre de quinze ans.

¹ Hydrologues DEC, UR. 2B

² Assistant de l'Université C.A.D, Chercheur associé, Centre Orstom de Dakar Hann

INTRODUCTION

Dans les bas-fonds estuariens, les aménagements ont d'abord pour but de protéger les rizières contre la salinisation. Traditionnellement, les paysans construisaient des petites diguettes isolant les rizières des eaux marines. La pluie, combinée avec les ruissellements, suffisait à dessaler le sol et à permettre le repiquage du riz sur billons (PÉLISSIER, 1966).

Tous les systèmes impliquant une irrigation intensive avec drainage ont été des échecs : dès que le sol est exondé, l'acidité se développe, engendrant des éléments toxiques (aluminium, fer) qui provoquent un déséquilibre dans l'alimentation minérale du riz (LACO, 1967).

L'aménagement type qui s'est montré performant consiste à construire une digue entre la rizière et la mer, résistant aux plus hautes marées (USAID, SOMIVAC, ISRA, 1985 ; ALBERGEL *et al.* 1991 a). Un ouvrage bétonné, muni d'un dispositif d'ouverture de fond (vanne), permet le stockage des eaux de ruissellement et l'évacuation des eaux lessivant les sols salés au début de la saison des pluies. Les règles de gestion de l'ouvrage sont simples :

- on limite la hauteur maximale de l'eau dans la rizière à moins de 50 cm, compatible avec le riz rustique ;
- les ruissellements remplissent la plaine en début de saison des pluies ;
- dès que le niveau dans la plaine atteint la cote maximale, on ouvre les vannes de l'ouvrage au moment des marées basses. Pour être sûr que l'écoulement a bien lieu de la plaine vers la mer, on fait en sorte de n'ouvrir les vannes que lorsque le niveau de la mer est d'au moins 3 cm inférieur à celui dans la plaine. On arrête la vidange si le niveau a baissé de 5 cm dans la plaine ;
- à partir d'août, les sols sont suffisamment dessalés pour permettre le repiquage du riz. Celui-ci est ensuite récolté dans l'eau en fin de saison des pluies.

L'énorme succès qu'ont connu les petits aménagements anti-sel durant ces dernières années, que ce soit en Casamance, ou plus au sud dans les estuaires des fleuves de Guinée Bissau, nous a poussé à proposer des méthodes simples pour l'estimation des paramètres hydrologiques nécessaires à la conception de ces ouvrages (ALBERGEL, 1988 ; ALBERGEL, 1990). Ces méthodes sont basées sur la régionalisation des paramètres observés.

Lors de la conception d'un ouvrage anti-sel, l'hydrologue devrait déterminer les paramètres suivants :

- **ressource pluviométrique** : une statistique des pluies à l'échelle annuelle et à l'échelle journalière sur un poste de longue durée proche du site à aménager donne les paramètres d'entrée aux méthodes de prédétermination de la ressource en eau ;
- **ressource annuelle en eau** : la détermination du coefficient annuel d'écoulement est suffisante pour estimer les surfaces possibles à mettre en culture en admettant que 80 % de la ressource sera évacuée pour dessaler les terres ;
- **crue d'étude** : la prédétermination de la crue décennale permet de savoir si l'ouvrage d'évacuation des eaux est suffisamment dimensionné et si la construction d'un évacuateur de crue supplémentaire est nécessaire ;
- **amplitudes extrêmes des marées** : la prédétermination des amplitudes extrêmes des marées permet de définir la hauteur de l'ouvrage d'évacuation et la hauteur de la digue à protéger contre le battement de la marée ;
- **fonctionnement de la nappe et qualité des eaux souterraines** : détermination des surfaces sous l'influence des résurgences de la nappe des plateaux.

DONNÉES ET MÉTHODES

La régionalisation des paramètres climatiques est présentée sous forme de carte des pluviométries annuelle, moyenne, décennale humide et décennale sèche. Une autre carte présente les pluies maximales journalières de récurrence sur dix ans. Les données utilisées pour la réalisation de ces cartes proviennent de trente-deux stations pluviométriques homogénéisées et complétées sur la période commune 1951-1980 (DACOSTA, 1989) (figure 1). La méthode d'homogénéisation des précipitations employée est celle du vecteur régional de (BRUNET-MORET, 1980). Les ajustements statistiques aux pluviométries annuelles ont été réalisés à partir du logiciel Dixlois (LEBEL, 1987) sur les dix-sept stations possédant plus de trente années d'observation. La loi d'ajustement est choisie au sens du test statistique de (BRUNET-MORET, 1977). La figure 2 montre l'ajustement des lois de Gauss et de Goodrich aux valeurs des pluies annuelles à Ziguinchor. La loi statistique Pearson 3 a été ajustée sur les chroniques des pluies journalières suivant la méthode préconisée par (BRUNET-MORET, 1971) et automatisée. Ces données servent d'entrée aux méthodes d'estimation des paramètres hydrologiques utiles au dimensionnement des ouvrages de génie rural.

L'étude des pluviométries journalières de sept stations a permis de présenter les dates de début et de fin de la saison des pluies pour 25, 50 et 75 % des années en fonction de leur éloignement à la mer (représenté par la longitude). Ces données sont utiles aux choix des variétés cultivées (longueur du cycle, calendrier cultural). Pour définir le début et la fin de la saison des pluies, la même démarche a été suivie : on a éliminé les jours de pluie isolés, séparés du corps de la saison des pluies de huit jours secs au moins lorsque le jour de pluie isolé a reçu 25 mm au plus ; douze jours secs au moins lorsque le jour isolé avait reçu 30 mm au plus.

Les observations hydrologiques faites sur petits bassins versants représentatifs ont été comparées à leurs caractéristiques morphométriques. Cette comparaison a permis d'élaborer des méthodes simples de prédétermination des apports annuels, des paramètres de la crue décennale, et un schéma de fonctionnement des nappes de bas-fond qui permet de délimiter les zones où la riziculture en eau douce est possible. Le tableau 1 donne la liste des bassins versants où le bilan hydrologique a été observé et les résultats ont été utilisés dans ce travail. Par bassin continental, on entend un bassin versant où l'écoulement n'est pas influencé par la marée et par bassin maritime, un bassin dont le lit mineur est envahi par les eaux marines pendant le flot.

Tableau 1
Liste de bassins versants utilisés dans l'étude de régionalisation

Nom du bassin	Type de bassin	Surface en km ²	Période observée	Références
DJINANYOE	C	11	1966/67	Brunet Moret (1970)
TANKORON	C	43	1966/67 & 70/71	Brunet Moret (1970) Olivry et Chouret (1981)
DJANGO	C	135	1966/67 & 70/71	Brunet Moret (1970) Olivry et Chouret (1981)
SINDIAN	C	11,9	1970/71	Olivry et Chouret (1981)
SANDOUGOU	C	85,7	1970/71	Olivry et Chouret (1981)
TOUKARA	C	324	1979/88	Gallaire (1980) Olivry et Dacosta (1984) Saos et al (1987)
V. LE BRUSQ	C	2,56	1989/90	Marieu et al (1991)
DJIGUINOUM	M	16,8	1988/90	Albergel et al (1990)
DJILAKOUN	M	25,2	1988/90	Albergel et al (1990)

C = bassin continental, M = bassin maritime

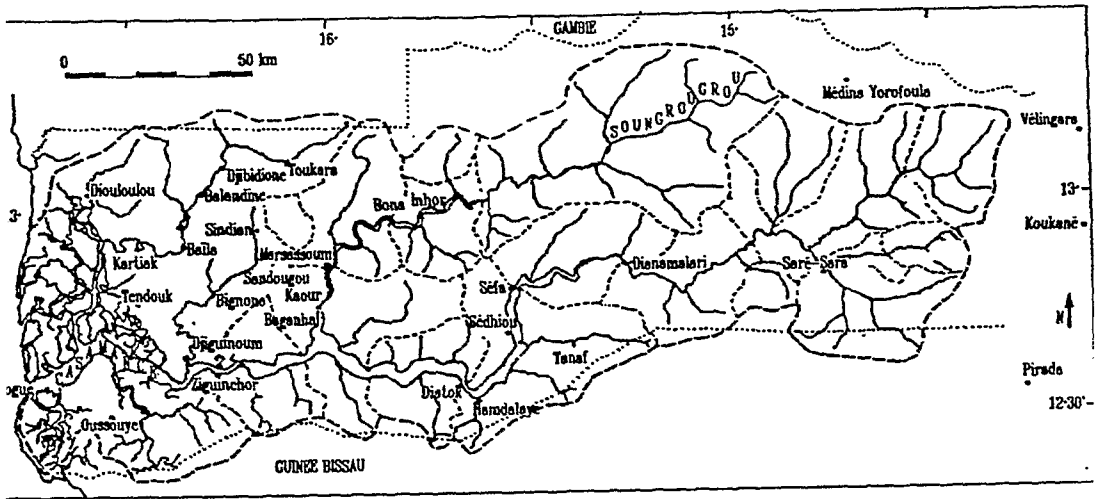


Figure 1
Carte de situation

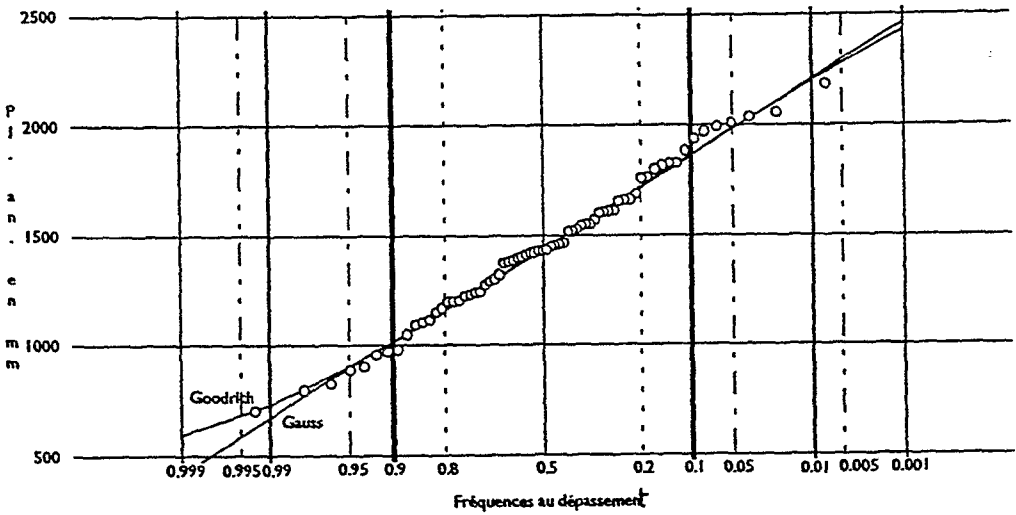


Figure 2
Ajustement statistique aux pluviométries de Ziguinchor (1922-1990)

Les données marégraphiques sur le bief maritime de la Casamance sont répertoriées dans la banque de donnée Hydrom (l'informatisation des données archivées par le service hydrologique de la Direction Générale du Génie Rural et de l'Hydraulique est en cours). Les amplitudes entre les points extrêmes de marée sont calculées. Les amplitudes maximales et minimales des marées journalières ont été mises en relation avec la distance depuis l'embouchure (méthode déjà utilisée par BRUNET-MORET, 1970). Un aménageur peut déterminer les amplitudes des marées en tout point de la Casamance à partir de cette relation et avoir une bonne estimation du batillage en aval de la digue anti-sel qu'il projette.

LA RESSOURCE PLUVIOMÉTRIQUE

LA PLUVIOMÉTRIE ANNUELLE

Les hauteurs des précipitations annuelles se caractérisent par leur variabilité dans le temps et dans l'espace, phénomène vivement ressenti en période de sécheresse mais souvent masqué par les valeurs moyennes. Les paramètres à prendre en compte pour un petit aménagement rizicole sont les hauteurs des pluviométries annuelle, moyenne, décennale sèche, décennale humide et les dates probables de début et de fin de saison des pluies.

La figure 3 montre la disposition des isohyètes interannuelles sur le bassin de la Casamance. Leur orientation est ouest nord-ouest/sud-est. L'ensemble du bassin est situé entre les isohyètes 1 000 mm au nord et 1 600 mm au sud.

À l'exception de Inhor, de Kolda et de Sédhiou, les lois statistiques qui s'ajustent le mieux aux séries observées sont des lois de distribution hyponormales dont la concavité des courbes est légèrement tournée vers l'axe des fréquences (loi de Goodrich ou loi de Galton). Une distribution gaussienne convient aux stations de Inhor et de Kolda, tandis qu'une distribution de Goodrich, avec une concavité tournée vers l'axe de la pluviométrie s'ajuste aux données de Sédhiou. La figure 4 montre les courbes isovaleurs des précipitations annuelles de fréquence décennale sèche et décennale humide. Des relations entre la valeur de la pluie moyenne et les pluies décennales ont été recherchées à partir des dix-sept postes qui ont fait l'objet de l'étude statistique :

$$P_{decs} = 0,646 P_{moy} + 69,6 \quad r = 0,963 \quad nb = 17$$

$$P_{dech} = 1,280 P_{moy} + 30,8 \quad r = 0,988 \quad nb = 17$$

où :

- P_{decs} = pluviométrie annuelle de récurrence décennale sèche ;
- P_{dech} = pluviométrie annuelle de récurrence décennale humide ;
- P_{moy} = pluviométrie annuelle moyenne ;
- r = coefficient de corrélation et nb = nombre de stations.

Ces relations permettent une estimation aisée des pluviométries caractéristiques à l'emplacement d'un aménagement.

La figure 5 présente les différentes dates de début et de fin de saison des pluies pour un transect ouest-est. La première ligne représente la date à laquelle la saison des pluies a commencé pour 25 % des années observées, la seconde pour 50 % et la troisième pour 75 %. Dès le 15 juin, la saison des pluies est bien installée sur toute la Casamance. Les pluies commencent à l'est et on peut espérer un début de saison des pluies dès le 20 mai à l'est du 15^e méridien. La durée médiane de la saison des pluies est de 143 jours à Vélingara, Kolda, Sédhiou, Ziguinchor et Oussoye ; à Inhor, elle est de 136 et à Diouloulou de 124. Pour la fin de la saison des pluies, on peut retenir, à quelques différences près, la dernière décade d'octobre. Cette durée de la saison des pluies permet la culture de céréales à cycle long (120 jours et plus).

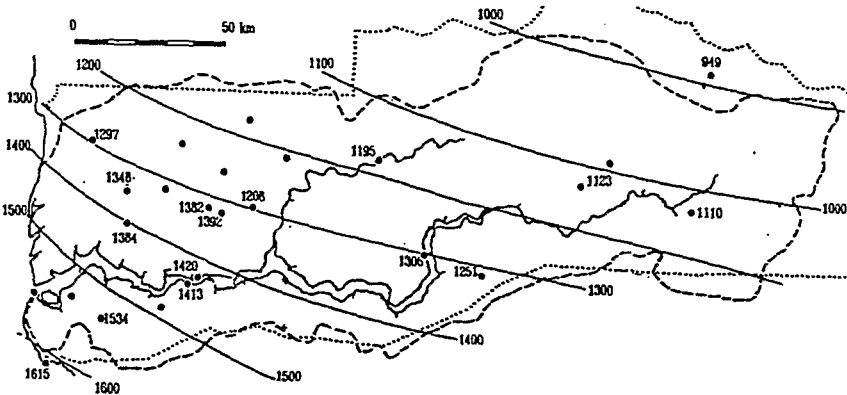


Figure 3
Isohyètes interannuelles 1951-1980

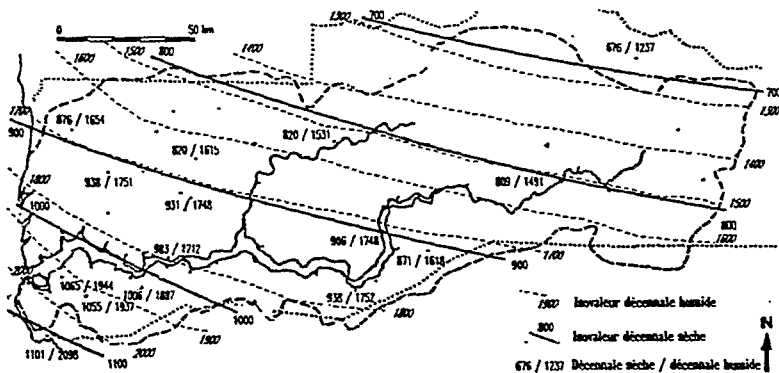


Figure 4
Courbes isovaleurs des précipitations annuelles de fréquence décennale sèche et humide (1951-1980)

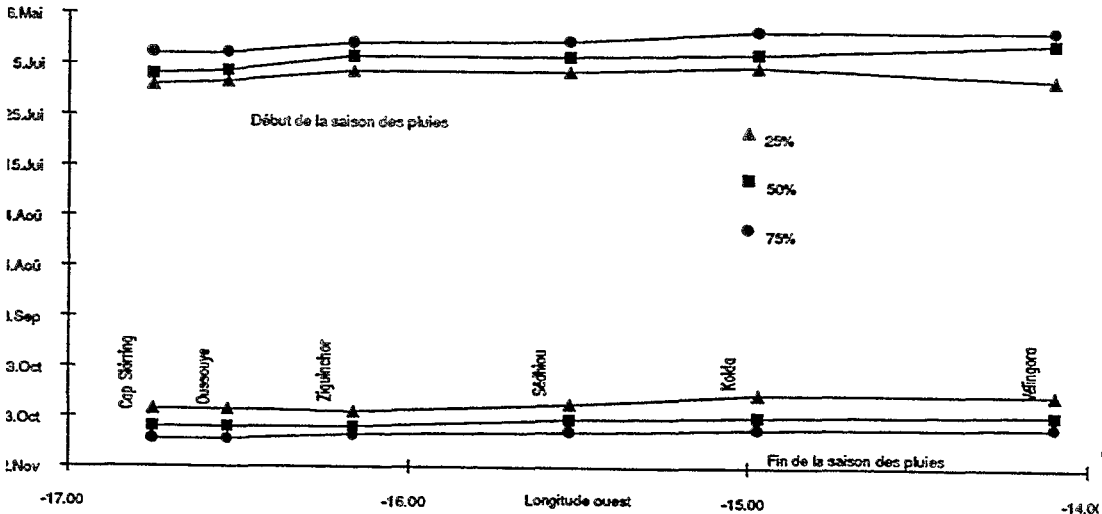


Figure 5
Début et fin de la saison des pluies

LA PLUVIOMÉTRIE MAXIMALE JOURNALIÈRE

La figure 6 donne les courbes d'égal hauteur des précipitations journalières d'occurrence une fois tous les dix ans. La distribution des averses journalières extrêmes d'Oussouye et Diouloulou rend bien compte des fortes précipitations reçues par la basse Casamance. Une hauteur de pluie journalière de 180 mm serait attendue tous les 10 ans. En moyenne et haute Casamance, les très fortes averses sont plus exceptionnelles. L'averse décennale serait de l'ordre de 135 mm aux postes de Sédhiou, Tanaf et Kolda. La position des courbes d'isovaleurs de l'averse décennale suit celle des isohyètes annuelles. Nous avons cherché une relation entre l'averse décennale et la moyenne interannuelle, cette dernière variable étant plus facilement accessible pour un projet d'aménagement. La régression linéaire n'est pas satisfaisante : le coefficient de corrélation est de 0,60 pour 24 couples de valeurs et il est préférable de prendre une valeur moyenne en fonction de la pluviométrie interannuelle donnée par le tableau 2.

Tableau 2
Valeur de la pluviométrie journalière de récurrence décennale

Pluviométrie inter-annuelle	Pluie journalière de récurrence décennale (mm)
Entre les isohyètes 1600/1500 mm	180
Entre les isohyètes 1500/1400 mm	155
Entre les isohyètes 1400/1300 mm	145
Entre les isohyètes 1300/1200 mm	135
Entre les isohyètes 1200/1100 mm	125
Entre les isohyètes 1000/1100 mm	120

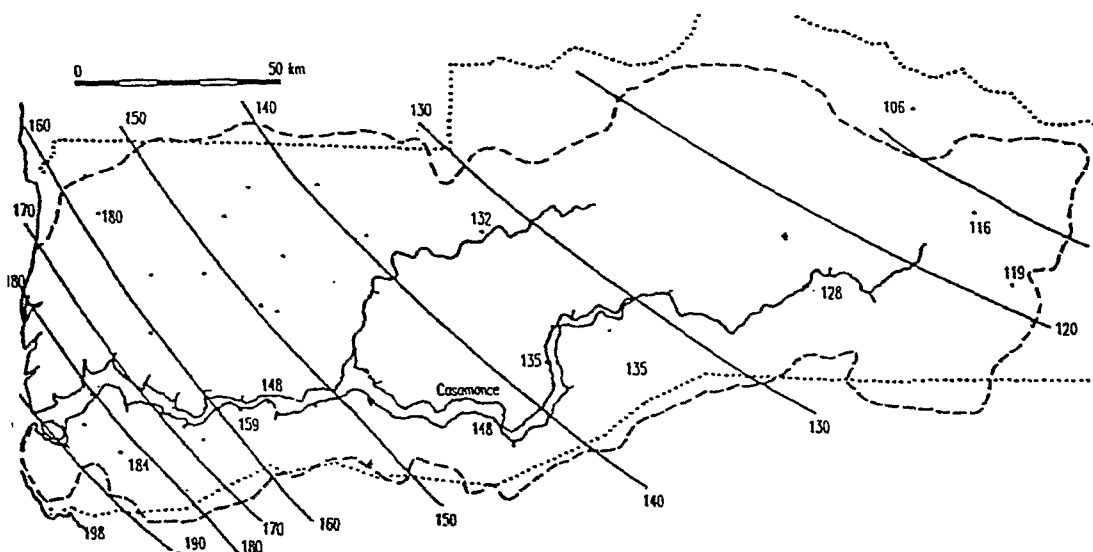


Figure 6
*Courbes d'égale hauteur de précipitations journalières
d'occurrence une fois tous les dix ans*

RÉGIONALISATION DE L'ÉCOULEMENT

RÉGIONALISATION DES PARAMÈTRES DE LA RESSOURCE ANNUELLE

L'étude statistique des lames écoulées sur les bassins versants strictement continentaux a montré que le coefficient d'écoulement annuel ne varie guère avec la surface du bassin (pour des bassins dont la superficie varie entre 10 et 1 000 km²) (DACOSTA, 1989). Les valeurs retenues pour les coefficients d'écoulement sont les suivantes :

- Ke = 0,17 % en année décennale sèche ;
- Ke = 6 % en année médiane ;
- Ke = 10 % en année décennale humide.

Dans l'étude des bassins versants maritimes du marigot de Baïla, (GALLAIRE, 1980) propose d'exprimer l'écoulement annuel par la composition d'un coefficient d'écoulement sur les plateaux continentaux, déterminé à partir de la station la plus en amont et non influencée par la marée (Toukara), et d'un coefficient d'écoulement moyen estimé, pour toutes les zones basses, à 80 %. Dans une étude de synthèse sur l'écoulement des petits bassins maritimes de basse Casamance, LAMAGAT et LOYER (1985 in USAID/SOMIVAC/ISRA) écrivent que les apports en eau douce peuvent être estimés en année moyenne en adoptant un même coefficient d'écoulement de 80 % pour les zones basses et de 5 à 6 % pour les zones de plateau. Pour évaluer la ressource en eau douce de ces bassins, (ALBERGEL, 1988) applique à onze sites faisant l'objet d'une étude de faisabilité d'un ouvrage anti-sel, la formule suivante :

— Le (décennale sèche)	$= (0,002 * P_s * (S_b - S_{zi}) / S_b) + (0,8 * P_s * S_{zi} / S_b)$
— Le (médiane)	$= (0,06 * P_m * (S_b - S_{zi}) / S_b) + (0,8 * P_m * S_{zi} / S_b)$
— Le (décennale humide)	$= (0,1 * P_h * (S_b - S_{zi}) / S_b) + (0,8 * P_h * S_{zi} / S_b)$

P_s , P_m et P_h sont respectivement les pluviométries annuelles de fréquence 0,1, 0,5 et 0,9 (mm), S_b est la surface du bassin (km²), S_{zi} est la surface inondable (km²).

L'application de cette méthode au bassin versant de Djiguinoum et de Djilakoun donne les résultats suivants :

	Pluie	DJIGUINOUM	DJILAKOU
Le (décennale sèche)	1010 mm	35,2 mm	53,6 mm
Le (médiane)	1437 mm	48,7 mm	76,3 mm
Le (décennale humide)	1862 mm	63,1 mm	98,9 mm

On peut comparer ces résultats aux observations de 1989 (année de fréquence 0,2 ; 1 145 mm de pluie) et de 1990 (année de fréquence 0,1 ; pluviométrie 1 000 mm) sur les bassins maritimes de Djiguinoum et de Djilakoun.

	Pluie	DJIGUINOUM	Pluie	DJILAKOUN
1989	1144 mm	61,1 mm	1148 mm	51,8 mm
1990	989 mm	27,3 mm	1008 mm	40,9 mm

Cette méthode donne une bonne approximation pour les années déficitaires. Des observations en années plus humides devraient permettre une vérification de la méthode.

RÉGIONALISATION DE LA CRUE D'ÉTUDE

La méthode d'estimation des crues décennales de (RODIER et AUVRAY, 1965) est couramment utilisée pour la prédétermination des crues dans les projets de faisabilité des barrages anti-sel. Elle a été validée par rapport aux observations sur les bassins de Sindian et de Sandougou par (OLIVRY et CHOURET, 1981) et sur le bassin de Toukara par (GALLAIRE, 1980). Pour l'ensemble des petits bassins de Casamance, les clefs d'entrée pour cette méthode sont les suivantes :

- on choisit les abaques correspondant au climat : « régimes tropicaux et tropicaux de transition » ;
- les classes de relief sont à choisir entre R2 et R3 en fonction des pentes des interfluves (R2 pour des pentes inférieures à 0,5 % et R3 pour des pentes comprises entre 0,5 et 1 %) ;
- les classes de perméabilité sont à choisir entre P3 et P4 (P3, si les plateaux sont plutôt cultivés ou si les parties basses dépassent 10 % de la surface totale du bassin, P4 si les interfluves sont plutôt boisés ou si les parties basses représentent moins de 10 % de la surface totale du bassin ;
- la valeur de la pluie décennale est celle calculée à Ziguinchor (158,8 mm), elle est multipliée par un coefficient d'abattement qui est fonction de la surface du bassin.

L'application de cette méthode donne les résultats consignés dans le tableau 3. Une comparaison avec les résultats observés montre une bonne adéquation de la méthode pour le bassin continental de la vallée Le Brusq. Par contre, la crue de projet estimée pour les bassins maritimes ne correspond pas au débit à évacuer par l'ouvrage, dans la mesure où l'ancien bief soumis à marée en amont du barrage va jouer le rôle de réservoir amortisseur ; elle en est tout au plus la limite supérieure (pour l'événement décennal). L'évacuation des crues devient un problème de gestion en fonction des niveaux maximaux que

l'on se fixe en amont (cultures) et des niveaux à l'aval de l'ouvrage (marée haute ou basse). Le volume de la crue est surestimé, les temps de montée et de baisse de la crue sont sous-estimés.

Tableau 3
Crue d'étude, la méthode Rodier et Auvray

Bassin	Kec	Keo	Vol. C	Vol. O	T.Mc	T.Mo	Tbc	Tbo	Qc	Qo
	%	%	m ³	m ³	h:mn	h:mn	h:mn	h:mn	m ³ /s	m ³ /s
LE BRUSQ	15	11	49000	36000	0:45	0:45	5:00	3:55	8,1	7,2
DJIGUINOUM	13	2,4	275000	50000	3:00	5:00	20:00	30:00	9,9	1,9
DJILAKOUN	12	6,9	366000	210000	4:00	10:00	25:00	36:00	10,6	5,2

Kec et Keo = coefficient d'écoulement Rodier et Auvray observé ;
 Vol.c et Vol.o = volume écoulé Rodier et Auvray observé ;
 T.Mc et T.Mo = temps montée Rodier et Auvray observé ;
 Tbc et Tbo = temps de base Rodier et Auvray observé ;
 Qc et Qo = débit maximal Rodier et Auvray observé.

La description physiographique détaillée des bassins versants sert à connaître leur aptitude au ruissellement et à définir différentes aires contributives de l'écoulement. Pour les petits bassins de Casamance, six unités de paysage peuvent être retenues :

- les zones humides comprenant les bas-fonds ;
- les sols cultivés sur versants ou plateaux ;
- les jachères récentes ;
- la végétation ligneuse dense ;
- la végétation ligneuse claire ;
- les sols nus.

Chaque unité paysagique correspond à un ensemble d'états de surface élémentaires au sens de (CASNAVE et VALENTIN, 1989) et il est possible de lui attribuer un coefficient de ruissellement pour l'averse décennale à partir d'un protocole de simulation de pluies (tableau 4).

(ALBERGEL *et al.*, 1992) montrent qu'il est possible d'estimer le coefficient de ruissellement de la crue décennale sur le bassin à partir de la composition des coefficients de ruissellement de chaque unité paysagique proportionnellement à son taux d'occupation sur le bassin (figure 7).

Tableau 4
Coefficient de ruissellement de l'averse décennale
pour les différentes unités paysagiques

	Zones humides bas-fond	Culture sur versant	Jachères	Végétation		
	%	%	%	dense %	clair %	sol nu %
DJILAKOUN	6	15	10	32	37	0
Estimation du coefficient de ruissellement décennal	0,8	0,4	0,2	0,1	0,1	0,8

La relation entre les coefficients d'écoulement entre « unité paysagique » et « bassin » est :

$$K_{eb} = 0,38 K_{eup} - 1,76 \quad r = 0.913 \quad (5 \text{ bassins})$$

Cette relation est du même ordre de grandeur que le coefficient de calage moyen donné par (RODIER, 1992) entre les lames ruisselées reconstituées par la méthode simulateur et les lames ruisselées observées sur les bassins perméables (0,40-0,50).

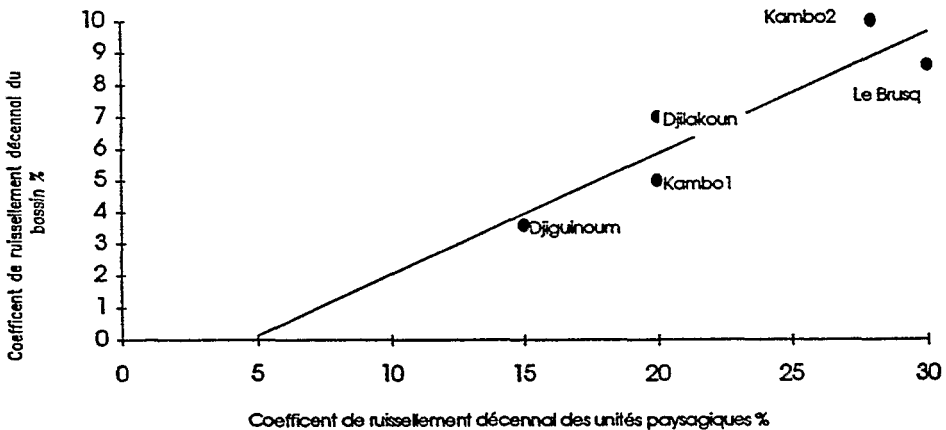


Figure 7

Estimation du coefficient de ruissellement d'un bassin à partir des unités paysagiques

Le tableau 5 donne les caractéristiques des crues décennales pour tous les bassins où elle a pu être déterminée à partir d'observations (méthode de l'hydrogramme unitaire ou adoption d'une crue observée comme crue d'étude). À partir de ce tableau, il a été possible de proposer un abaque pour l'estimation des paramètres de la crue décennale (figures 8 et 9).

Tableau 5
Crues décennales, caractéristiques observées

Bassin	Surface	SBF	Volume	T.M	T.base	Q.max	Q.s.max	Ke
unité	Km ²	Km ²	m ³	heure	heure	m ³ /s	l/s/Km ²	%
TOUKARA	324	0	2494800	20h	84h	16,8	52	8
SINDIAN	11,9	0	206600	4h30	24h	7,65	640	14
SANDOUGOU	85,7	0	720000	11h	70h	8,3	100	8
DJILAKOUN	25,2	1,55	210000	10h	36h30	5,22	174	6,9
DJIGUINOUM	16,78	0,67	50000	5h	30h	1,9	108	2,4
LE BRUSQ	2,56	0	36000	0h45	3h55	7,2	2667	11,2

SBF = surface en bas-fond ; TM = temps de montée ;
Q max et Qs max = débits et débits spécifiques maximaux.

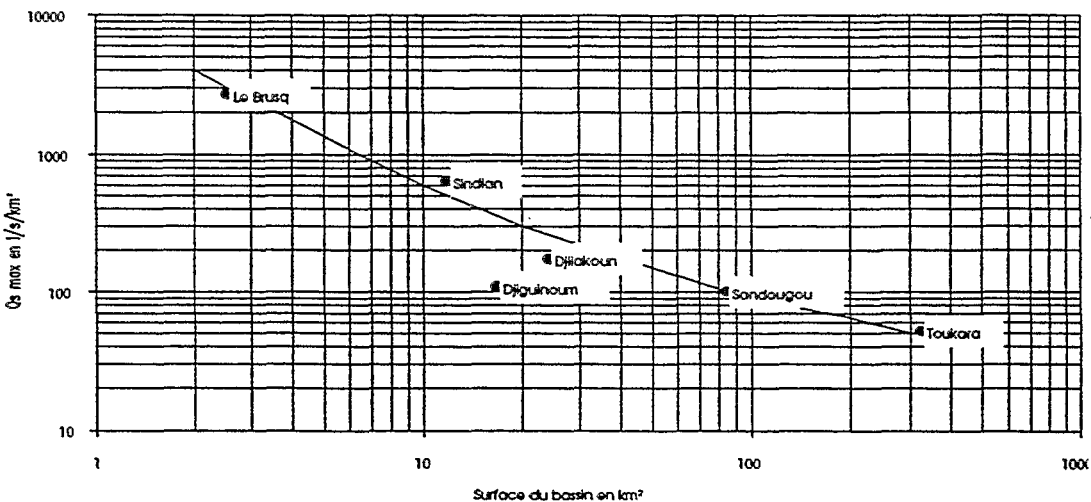


Figure 8
Abaque de prédétermination des débits spécifiques

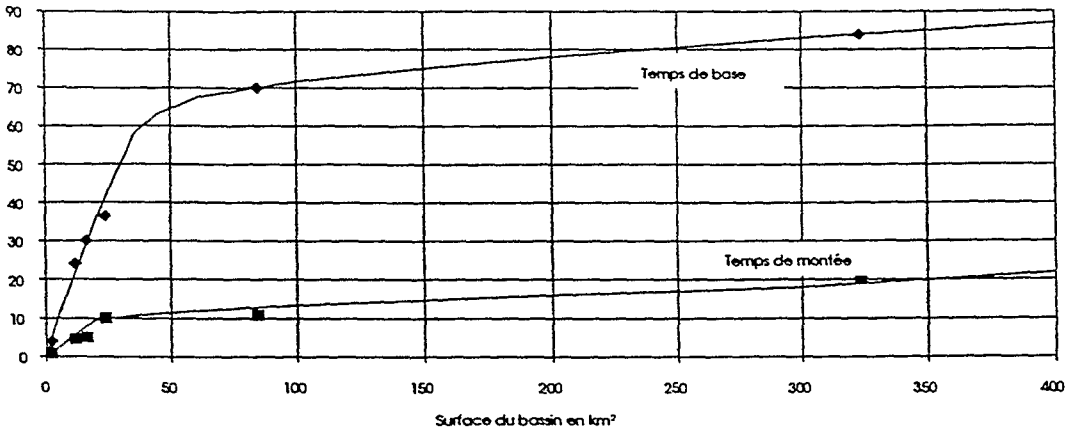


Figure 9

Abaque de prédétermination des temps caractéristiques de la crue décennale

RÉGIONALISATION DES PARAMÈTRES DE MARÉE

L'onde de marée qui se produit devant l'embouchure d'un fleuve donne naissance à une onde dérivée qui remonte le fleuve vers l'amont. Il s'agit d'un phénomène hydraulique beaucoup plus complexe que celui de la marée qui est à son origine, car le débit fluvial, la pente et la forme du lit, interviennent.

En assimilant l'onde de marée pénétrant dans un fleuve à une onde de translation, sa vitesse de propagation est, dans une section donnée :

$$v = (g(H+h))^{1/2} - u$$

avec :

- g : intensité de la pesanteur ;
- H : profondeur moyenne dans la section pour $h = 0$;
- h : hauteur de l'onde ;
- u : vitesse moyenne dans la section du débit d'eau douce.

On voit, d'après cette formule, que la propagation de l'onde de marée est maximale à marée haute et minimale à marée basse, d'où une déformation systématique de l'onde qui perd la forme quasi-sinusoidale qu'elle avait à l'embouchure. En principe, la durée du flot diminue, celle du jusant augmente.

L'amplitude de la marée diminue lorsque l'onde remonte vers l'amont, car cette amplitude est proportionnelle à la racine carrée de l'énergie que possède l'onde et qui diminue par frottement pendant sa translation. Cependant, un resserrement des rives peut provoquer localement des amplitudes de marées supérieures à celles qui s'observent dans le bassin élargi à l'aval.

La marée a été suivie durant les deux années 89 et 90 en aval de la digue de Djilakoun. La marée haute journalière la plus forte atteint la cote 72 cm IGN et la marée basse la plus faible la cote -5 cm IGN. La durée moyenne de la marée montante est de 6 h 30 et celle de la marée descendante est de 5 h 55. Les vitesses de translation sont plus rapides à marée basse qu'à marée haute, ce qui est en contradiction avec la formule de translation de l'onde dans l'embouchure d'un fleuve, énoncée ci-dessus. Les frottements diminuant l'énergie de l'onde de marée, et par suite, sa vitesse de translation, sont bien plus importants à marée haute, du fait des vastes zones envahies et occupées en partie par les palétuviers, qu'à marée basse où ces frottements se limitent aux berges du lit mineur du marigot. Ce coefficient de frottement ou de freinage à appliquer à la vitesse maximale possible de l'onde est plus déterminant que la variation de hauteur. En 1981, CHOURET et OLIVRY observent le même phénomène sur le marigot de Bignona où la vitesse de propagation de l'onde de marée est plus forte pendant le jusant (5,8 m/s) que pendant le flot (3,2 m/s) dans tout le bief médian.

Le décalage horaire moyen entre la marée à Diogue au bord de l'océan et la station de Djilakoun est de 4 h 10, ce qui correspond à une vitesse de propagation de l'onde de marée de 19,5 km/h (1 600 km/h environ dans l'océan). Les amplitudes et la propagation des marées annuelles et semi-mensuelles n'ont pas été étudiées (étant moins importantes dans l'étude et la conception des ouvrages anti-sel).

À partir du réseau de marégraphes du fleuve Casamance, les amplitudes maximales et minimales de la marée ont été mises en relation avec la distance depuis l'embouchure. Un aménageur peut déterminer les hauteurs des marées en tout point de la Casamance à partir de ce graphique (figure 10).

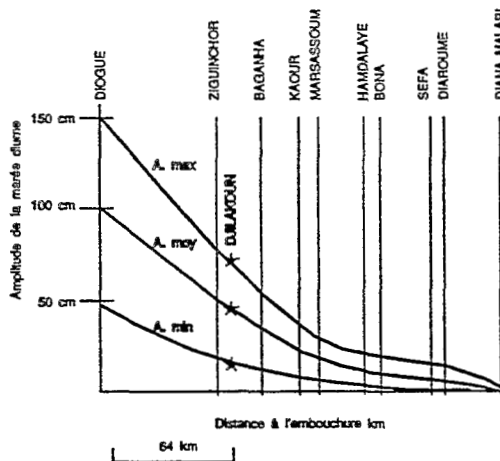


Figure 10

Abaque de prédétermination des amplitudes de marée

SCHÉMA DU FONCTIONNEMENT GÉNÉRAL DE LA NAPPE PHRÉATIQUE SOUTERRAINE DES BAS-FONDS DE CASAMANCE

Cette étude ne concerne que la nappe superficielle qui a été observée à Djiginoum et pour laquelle nous avons des données pour d'autres bas-fonds (MALOU, à paraître).

La nappe superficielle se trouve dans les différentes formations mises en évidence par la géomorphologie : sables rouges des plateaux, couche latéritique de la base des sables rouges, sables des terrasses. Le niveau imperméable est constitué par les argiles jaunes du Continental Terminal.

L'observation des cartes piézométriques réalisées sur quelques vallées de Casamance permet de tirer les grandes lignes du fonctionnement de la nappe superficielle :

- la surface piézométrique reflète fidèlement la morphologie du terrain avec des gradients très faibles sous la surface des plateaux et une accentuation de la pente vers les versants ;
- le marigot draine la nappe dès les premières pluies importantes; la ligne de contact entre l'aquifère et le bas-fond drainants suit toutes les ramifications des marigots ;
- de part et d'autre des lignes de séparation des eaux, la largeur de la nappe qui s'écoule est relativement faible, l'aquifère général se subdivise en éléments longilignes étroits et sinueux ;
- les eaux souterraines douces s'écoulent vers les affluents latéraux sur la quasi-totalité des berges et « rivalisent » sur un front continu avec les eaux salées. Les rizières d'eau douce longent toutes les berges ;
- dans la partie amont, l'écoulement vient des plateaux durant toute l'année, tandis qu'en aval, on remarque un drainage des parties les plus basses du bas-fond vers la zone de contact avec les plateaux en saison sèche. Il se forme alors un fort creux piézométrique sous les terrasses alluviales.

Les eaux douces des plateaux se mélangent aux eaux plus salées sous les terrasses alluviales ; sous le lit mineur du marigot ce mélange devient imperceptible. Dans tout le bas-fond, il existe un fort gradient de la salinité dans la nappe, et la tranche de l'aquifère qui subit un adoucissement est d'autant plus réduite que l'on s'approche du marigot. La figure 11 schématise le fonctionnement des eaux souterraines superficielles des petits bassins versants.

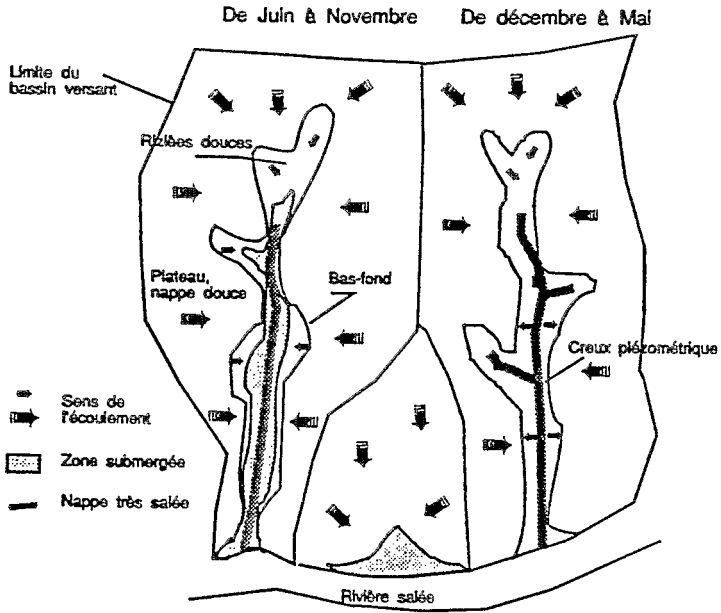


Figure 11

Schéma de fonctionnement de la nappe souterraine

CONCLUSION

Cette contribution montre comment il est possible de tirer profit de l'ensemble de l'information hydrologique existante dans une région pour proposer des méthodes d'estimation simples des paramètres nécessaires à la conception de petits ouvrages. Nous nous sommes mis à la place d'un technicien d'un organisme de développement (service national, société de développement, ONG, etc.) qui projette l'aménagement d'un bas-fond rizicole en basse Casamance et qui a accès à un minimum de données. Il connaît les pluviométries annuelles de la station climatologique la plus proche de son projet, les surfaces et les occupations du sol dans le bassin versant où il travaille. Il peut alors estimer par étapes successives les pluviométries caractéristiques sur son bassin, les écoulements annuels moyen, décennal sec et décennal humide dans le bas-fond, les paramètres de la crue d'étude, l'amplitude maximale de la marée en aval de son barrage et les limites des apports en eau douce par les nappes de plateau. Ces méthodes ont été validées en basse Casamance, elles restent à être vérifiées en moyenne Casamance. Par analogie, en changeant les données

climatiques, elles ont été utilisées dans les estuaires plus arrosés de Guinée Bissau, mais elles devraient être confrontées à des mesures de terrain (ALBERGEL et PÉPIN, 1991).

En procédant de la même façon, une méthode de régionalisation des paramètres hydrologiques utiles à la conception des barrages semi-souterrains dans les petits bas-fonds du Sud du Mali a été mise au point (ALBERGEL et *al.*, 1991 b).

BIBLIOGRAPHIE

ALBERGEL J., 1988 - Hydrological survey of 11 sites in the lower and middle Casamance. 25, annex G.1.d *in* Southern Zone Water Management, Paper Project, USAID (685-0295).

ALBERGEL J., 1990 - Une méthode « expert » pour la conception des barrages dans les bas-fonds de basse et moyenne Casamance. Séminaire « Conservation et utilisation durable des ressources naturelles du bassin hydrographique de la Casamance », 22-26 octobre 1990, Ziguinchor (Sénégal), 13 p.

ALBERGEL J., BRUNET D., DUBET G., MARIEU B., MONTOROI J.P., PÉPIN Y., ZANTE P., 1991a - Projet Pilote « Casamance », Bas-fond de Djiguinoum. Rapport de synthèse : Hydrologie - Hydrogéologie.

ALBERGEL J., GUIGUEN N., PARIENTE P., PÉPIN Y., 1991b - Projet Pilote « Mali-Sud », Bas-fond de Kambo. Rapport de synthèse : Hydrologie - Hydrogéologie.

ALBERGEL J., LAMACHÈRE J.M., LIDON B., 1992 - Mise en valeur des bas-fonds au Sahel. Typologie, fonctionnement hydrologique, potentialités agricoles (à paraître).

ALBERGEL J., PÉPIN Y., 1991 - Étude d'évaluation et inventaire des ressources en eau de la Guinée Bissau, rapport de synthèse, projet GBS/87/002, programme des nations unies pour le développement en coopération technique, Dakar, 132 p.

BRUNET-MORET Y., 1970 - Études hydrologiques en Casamance, rapport définitif. 52 p, figures et tableaux.

- BRUNET-MORET Y., 1971 - Fonction de distribution en développement limité. *Cah. Orstom, Série Hydrologie*, vol. VIII, n° 1.
- BRUNET-MORET Y., 1977 - Test d'homogénéité. *Cah. Orstom, Série Hydrologie*, vol. XIV, n° 2.
- BRUNET-MORET Y., 1980 - Retour sur l'homogénéisation des pluies annuelles par vecteur régional. *Météorologie*, VI^e série, n° 20-21.
- CASENAVE A., VALENTIN C., 1989 - Les états de surface de la zone sahéenne. Éd. de l'Orstom, collection Didactiques, 227 p.
- CHOURET A., OLIVRY J.C., 1981 - Étude hydrologique du marigot de Bignona, quelques aspects intéressants des mesures réalisées en 1970-1971, 93 p.
- DACOSTA H., 1989 - Précipitations et écoulement sur le bassin de la Casamance. Thèse UCAD.
- GALLAIRE R., 1980 - Étude hydrologique du marigot de Baïla, 104 p.
- ILACO, 1967 - Aménagements hydro-agricoles en Casamance. Rapport de gestion des casiers pilotes de Médina et Diéba, juillet 1965-juillet 1967. Ministère de l'économie rurale, Sénégal, 126 p.
- LAMAGAT J.P., LOYER J.Y., 1985 - Typologie des petits bassins versants de basse Casamance, in « Actes de la II^e table ronde sur les barrages anti-sel », 12-15 juin, Ziguinchor.
- LEBEL T., BOYER J.F., 1987 - Notice d'utilisation du Logiciel Dixloi. Un ensemble de programmes Fortran pour l'ajustement des lois statistiques et leur représentation graphique.
- MALOU R., 1992 - Étude des aquifères superficiels en basse Casamance : bilan hydrique. Thèse UCAD, Dakar/Orstom, 116 p.
- OLIVRY J.C., DACOSTA H., 1984 - Le marigot de Baïla, bilan des apports hydriques et évolution de la salinité, campagnes 1980-1983, 145 p.
- PÉLISSIER, 1966 - Les paysans du Sénégal. Imprimerie Fabrègue, St Yrieux.

RODIER J., 1992 - Du simulateur de pluie aux bassins représentatifs sahéliens. Coll. Études et Thèses, Orstom Paris.

RODIER J.A, AUVRAY C., 1965 - Estimation des débits des crues décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique occidentale. Paris, Orstom-CIEH, 44 p.

SÂOS J.L., DACOSTA H., LE TROQUER Y., OLIVRY J.C., 1987 - Le marigot de Baïla (basse Casamance), pluviométries et écoulements (résultats des campagnes 1983-1986), 49 p.

SOMIVAC/USAID/ISRA, 1985 - Actes de la II^e table ronde sur les barrages anti-sel, Ziguinchor, 12-15 juin 1985.

RÉGIONALISATION DE CERTAINES CARACTÉRISTIQUES DES ÉCOULEMENTS BÉNINOIS

G. ALÉ¹, L. LE BARBÉ²

RÉSUMÉ

Les stations hydrométriques du Bénin sont bien réparties sur l'ensemble du pays et permettent un suivi satisfaisant des principales rivières du pays. Le réseau, en revanche, est peu dense et sa résolution spatiale est d'environ 7 500 km². Il n'y a par ailleurs que peu de données concernant les petits bassins versants puisque seuls trois d'entre eux ont été étudiés à la fin des années cinquante.

Dans ces conditions il n'était pas possible de fonder une étude régionale des écoulements sur une analyse fine des différents processus. Nous désirions cependant fournir une estimation des distributions des lames écoulées annuelles et des débits maximaux sur l'ensemble du pays.

S'il n'y a pas de pertes sur un réseau hydrographique, on peut admettre que le volume écoulé à l'exutoire résulte d'une intégration spatiale de lames écoulées ponctuelles. Le problème est donc de répartir ce volume dans l'espace en tenant compte des facteurs qui conditionnent la production des écoulements.

Le premier facteur est la pluie. Les lames écoulées ponctuelles annuelles résultent de la somme de celles correspondant à chacune des averses. Il faut donc connaître d'une part la fonction de production ponctuelle au niveau de l'averse et d'autre part la répartition spatio-temporelle des pluies.

Le second facteur est l'hétérogénéité spatiale des conditions géomorphologiques qui influencent la fonction de production.

¹Chef du service de l'hydrologie du Bénin,

²Chargé de recherche Orstom

Compte tenu de ces considérations pour régionaliser les écoulements nous avons suivi la démarche suivante :

- nous avons d'abord défini une fonction de production élémentaire à un seul paramètre, dont l'expression mathématique respecte les contraintes du phénomène à décrire ;
- nous en avons déduit l'expression de la fonction de production annuelle en fonction du nombre d'averses et en supposant exponentielle la répartition des hauteurs ;
- nous avons identifié six zones où on pouvait considérer comme homogène la fonction de production ;
- à partir de l'ensemble des observations, et non pas bassin par bassin, nous avons calé les différentes fonctions ;
- ce qui nous a permis d'établir une chronique des champs des lames écoulées ponctuelles à partir desquelles il est facile de calculer celles des modules à l'exutoire des bassins jaugés ou non, dès que leur taille est suffisante pour gommer l'effet des hétérogénéités à petite échelle (100 km²).

Cette méthode permet donc d'estimer de façon régionale les distributions des apports annuels. L'estimation de celles des débits maximaux se fait en utilisant une relation statistique empirique entre les caractéristiques de ces distributions.

INTRODUCTION

Nous avons été chargés de réaliser une synthèse sur les ressources en eaux superficielles du Bénin. Les données dont nous disposions étaient constituées d'une part des chroniques des débits observés depuis le début des années cinquante sur les stations du réseau hydrométrique national et d'autre part de sept années d'observations hydro-pluviométriques faites sur 3 bassins versants représentatifs dont les superficies étaient de 3 km², 32 km² et 45 km². On trouvera sur la figure 1 la situation de ces différents sites de mesure.

Les stations du réseau sont assez bien réparties sur l'ensemble du pays et les surfaces contrôlées sont de l'ordre de 7 500 km². Une analyse classique des chroniques observées sur ce réseau nous a donc permis de préciser les régimes hydrologiques des principales rivières du pays. Nous n'en parlerons pas ici. En revanche les données collectées sur les petits bassins étaient beaucoup trop fragmentaires pour que l'on puisse espérer extrapoler sur la totalité du territoire les résultats de leur analyse. Or l'aménagement des petits bassins présente pour le Bénin un intérêt économique évident. Il était donc nécessaire d'essayer de trouver une méthode qui permette d'estimer, à partir des données du réseau, les

LES APPORTS ANNUELS

Si on fait l'hypothèse qu'il n'y a pas de pertes sur le réseau hydrographique, on peut admettre que le volume annuel observé à l'exutoire d'un bassin, résulte de la sommation des apports en provenance des bassins élémentaires. Le problème de la régionalisation est donc celui de répartir dans l'espace ce volume en tenant compte des principaux facteurs qui conditionnent la production des écoulements : la pluie et le *paysage*. Nous englobons dans le terme *paysage* l'ensemble des caractéristiques physique des bassins : géologie, relief, pédologie, végétation, etc. Si on admet qu'il est possible de définir des régions homogènes du point de vue du paysage, on peut utiliser la notion de *bassin ponctuel*. Ce concept a un sens non pas physique mais statistique. Il permet de travailler sur un milieu continu. La démarche est un peu comparable à celle classiquement suivie en hydrogéologie où les caractéristiques hydrodynamique du sol sont supposées être des variables continues alors que cela n'est vrai qu'à partir d'un certain volume d'intégration.

PARAMÉTRISATION DES FONCTIONS DE PRODUCTION SUR UN BASSIN PONCTUEL

La régionalisation impose de paramétrer les fonctions de production ponctuelles, au niveau de l'averse d'abord au niveau de l'année ensuite.

L'écoulement ponctuel, E , causé par une averse de hauteur P , peut s'écrire :

$$E = P - D$$

Où D est le déficit d'écoulement qui résulte de multiples causes : infiltration, évaporation, stockage superficiel, etc. Le manque de données et la complexité des mécanismes rendent inopérante une analyse physique des facteurs explicatifs de ce déficit. Nous avons donc, pour paramétrer D , préféré utiliser une expression mathématique qui respecte les contraintes imposées par la nature du phénomène à décrire, à savoir :

- D est toujours inférieur à P (il ne peut disparaître plus d'eau qu'il n'en tombe) ;
- D tend vers une valeur finie quand P tend vers l'infini (tout ruisselle sur un sol saturé) ;
- D tend vers 1 quand P tend vers 0 (en début d'averse tout s'infiltré) ;
- D est toujours décroissante (plus il pleut, plus ça ruisselle).

Parmi les diverses fonctions qui respectent ces contraintes, nous avons choisi l'expression suivante à un seul paramètre :

$$D = \frac{a.P}{\sqrt{a^2 + P^2}} \quad (1)$$

Où a représente la capacité maximale d'absorption juste avant l'averse.

Si on suppose que a reste constant et si P_m est la somme de N averses tirées dans une distribution exponentielle, l'expression suivante donne une bonne approximation de la somme, E_m , des écoulements causés par chacune des averses :

$$E_m = P_m * \exp(-0,75 * (a * N / P_m)^{0,75}) \quad (2)$$

Pour paramétriser l'écoulement ponctuel annuel, nous avons admis :

- que seules les averses de la saison des pluies (mai à octobre) donnaient lieu à des écoulements notables ;
- que ces averses étaient issues d'une loi exponentielle ;
- que leur nombre pouvait être estimé par la somme des nombres les plus probables d'averses au cours de chacun des mois connaissant la pluviométrie mensuelle ;
- qu'il existait une liaison statistique étroite entre la valeur de la somme des pluviométries des mois d'hivernage et le coefficient moyen d'absorption calculé avec la formule (2).

Pour un bassin ponctuel, la relation entre pluie et écoulements est donc donnée par la formule (2) où P_m représente la pluviométrie des mois de saison des pluies, où a représente la capacité moyenne d'absorption au cours de l'hivernage et est donc une fonction (décroissante) de P_m , et où N est égal à :

$$N = \sum n_i$$

où

n_i = nombre le plus probable d'averses au cours du mois i sachant la hauteur p_i tombée au cours du mois ;

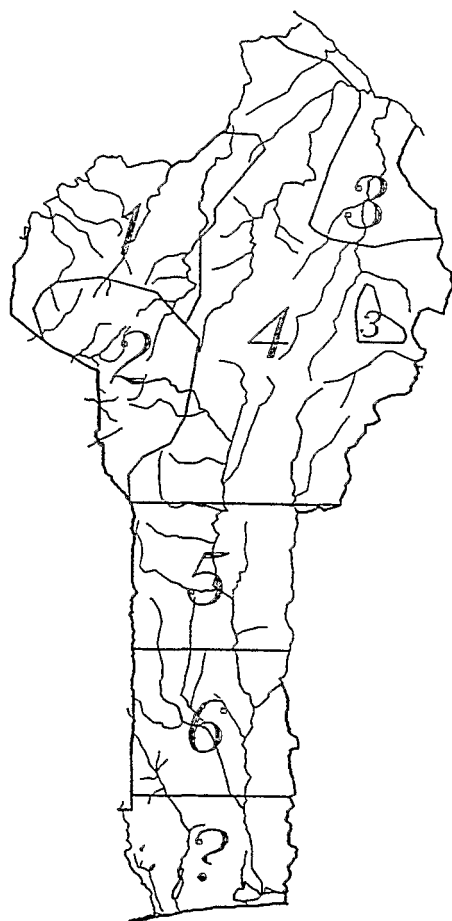
$$n_i = \left\lfloor -0,5 + \sqrt{\frac{S_i \cdot p_i}{H_i}} + 0,25 \right\rfloor$$

où S_i et H_i sont les paramètres de forme et d'échelle de la loi des fuites décrivant la pluviométrie du mois i et où p_i est la pluie tombée au cours du mois i .

DÉFINITION DES RÉGIONS HOMOGÈNES

Une première analyse faite bassin par bassin, nous a permis d'identifier 7 régions homogènes (figure 2) :

- la région numéro 1 correspond à la zone la plus basse de la chaîne de l'Atakora et s'étend sur des formations géologiques composées essentiellement de gneiss, quartzites et schistes quartziteux ;
- la région numéro 2, correspond aux reliefs les plus importants du Bénin ;
- la région numéro 3 s'étend sur les plateaux gréseux du continental terminal ;
- les régions numéros 4, 5 et 6, correspondent à la pénéplaine dahoméenne; leurs comportements hydrologiques sont très voisins ;
- la région marquée par un point d'interrogation correspond au bassin du sédimentaire côtier pour lequel le manque d'observation nous interdit tout essai de régionalisation des écoulements.



LES CHIFFRES INDICUES DANS CHAQUE ZONE
SONT LES NUMÉROS DE LA FONCTION DE PRODUCTION

Figure 2
Fonctions de production de l'écoulement

LE CALAGE DU MODÈLE

Il fallait donc déterminer les fonctions, $\alpha = f(Pm)$, correspondant à chacune des zones. Nous avons en premier lieu constitué des fichiers en point de grille (au 1/4 de degré) des pluies mensuelles et des paramètres des lois des fuites décrivant leurs distributions. Nous avons ensuite utilisé ces fichiers pour optimiser les fonctions de production de façon à obtenir la meilleure reconstitution possible des modules observés sur l'ensemble des bassins.

La figure 3a montre que la reconstitution des lames écoulées est satisfaisante. La figure 3b représente les fonctions de production obtenues.

On notera l'allure très différente de celle correspondant aux plateaux gréseux du Nord. L'importance de l'infiltration fait que, à l'inverse de ce qui se passe sur les autres régions, la capacité moyenne d'absorption est constante.

On notera également que les courbes correspondant aux régions de la pénéplaine dahoméenne, sont très voisines les unes des autres. Les nuances qui existent entre elles pourraient surtout être dues aux différences dans la répartition temporelle des pluies.

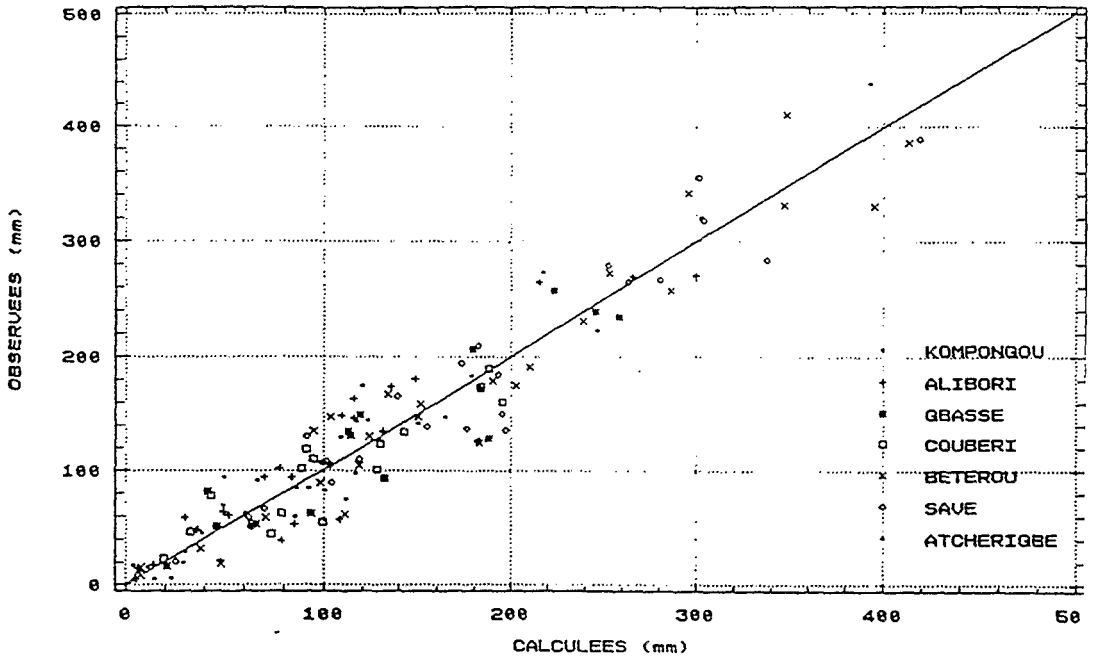


Figure 3a

Lames écoulées annuelles aux principales stations hydrométriques du Bénin

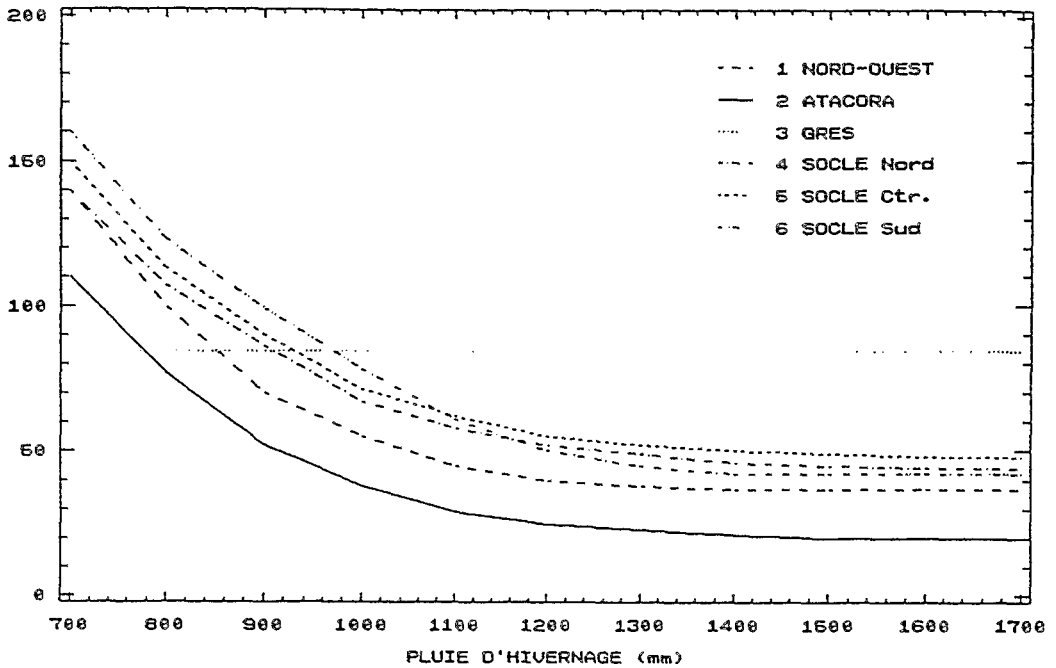


Figure 3b
Fonctions de production de l'écoulement

LES RÉSULTATS

Une fois calées les fonctions de production, nous avons donc pu constituer, une chronique annuelle des champs spatiaux des écoulements ponctuels (sous forme de fichiers en point de grille). Il est facile alors d'en déduire par simple intégration spatiale la chronique des modules sur tout bassin dont on connaît le contour et donc de préciser les caractéristiques de leurs distributions.

On trouvera sur la figure 4 les cartes des écoulements de certaines années exceptionnelles.

Sur la figure 5, sont cartographiées les différences des caractéristiques des écoulements avant et après 1968. Sauf sur les plateaux gréseux, les lames écoulées ont chuté en moyenne de 40 % alors que leurs coefficients de variation ont augmenté de 20 %. Sur les grès, la baisse des écoulements a été moins importante et a été accompagnée d'une baisse du coefficient de variation.

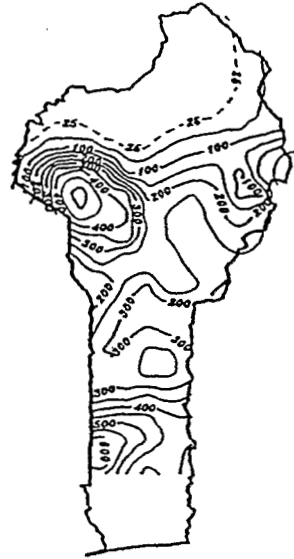
ANNEES HUMIDES



1962



1963



1968

ANNEES SECHES



1958



1976



1983

Figure 4
Lames écoulées. Années exceptionnelles

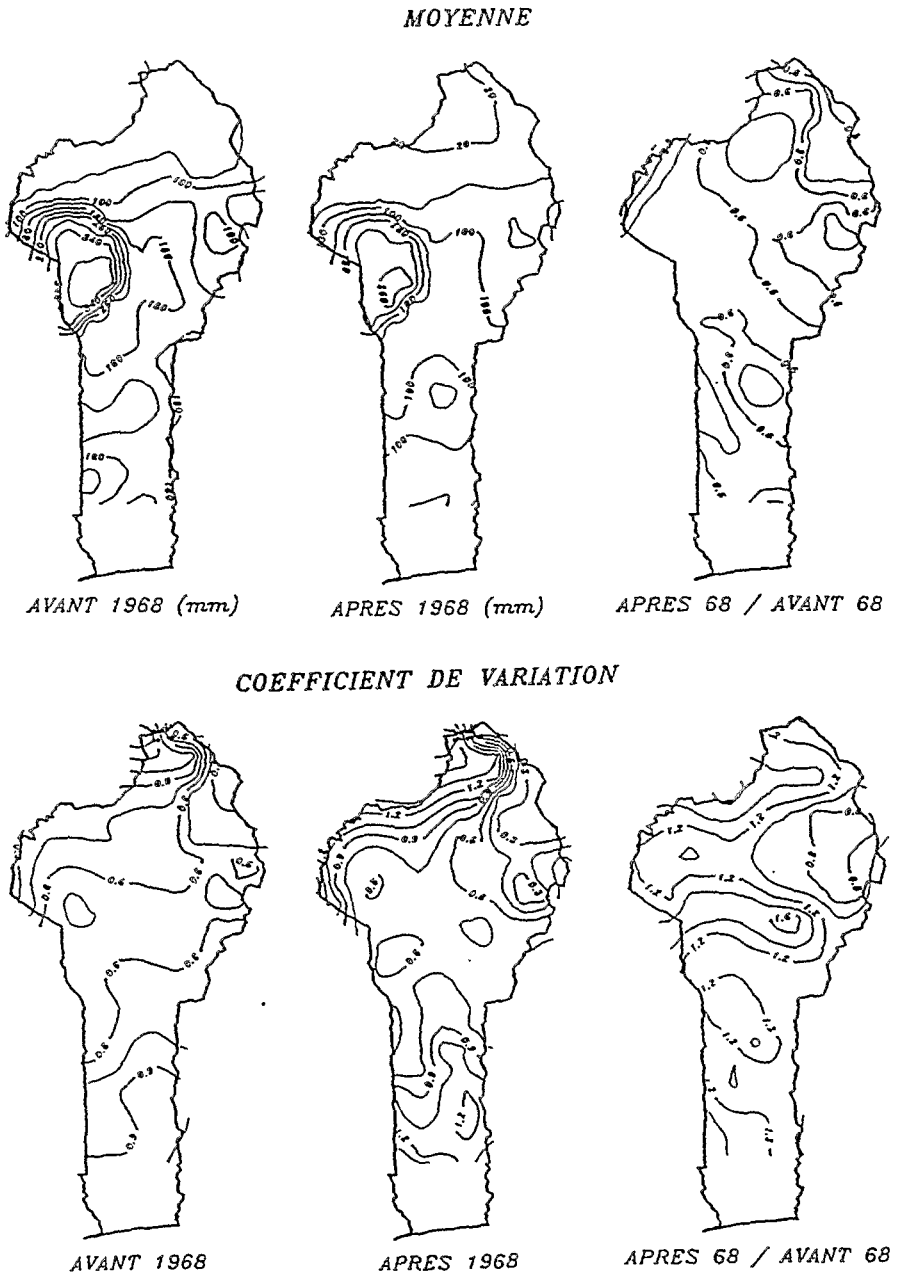


Figure 5
Distributions des lames écoulées annuelles avant et après 1968

UNE VALIDATION PARTIELLE

Pour valider, au mois partiellement la méthodologie proposée, nous avons comparé les lames écoulées observées aux trois bassins représentatifs, à celles calculées à partir des champs reconstitués des champs d'écoulements ponctuels. Les résultats sont étonnamment bons comme le montre le tableau ci après :

	Lame observée (millimètres)	Lame calculée (millimètres)
Bassin de la Lhoto (45km ²)		
1956	0	19
1957	198	220
1958	0	6
1959	101	111
Bassin de la Tero (32 km ²)		
1956	286	250
1957	511	540
Bassin de Boukombe (3,2 km ²)		
1960	323	295

LES DÉBITS MAXIMAUX

Pour l'estimation de la distribution des débits maximaux, notre démarche a été très empirique. Aux différentes stations hydrométriques du Bénin, nous avons constaté que c'est la loi des fuites qui s'ajuste le mieux aux distributions observées des modules comme des débits maximaux et que leurs paramètres sont très fortement corrélés entre eux.

Si M_x et M_m , sont les moyennes des lois ajustées des débits maximaux et des modules, et si F_x et F_m sont leurs paramètres de forme, nous avons en effet :

$$M_x = 24,3 * M_m^{0,711} \quad R^2 = 0,97$$

et

$$F_x = 1,29 * F_m \quad R^2 = 0,97$$

Ces formules permettent d'estimer dans plus de 90 % des cas le débit décennal avec moins de 25 % d'erreur.

L'estimation des distributions des crues aux bassins non jaugés se fait donc en trois temps :

- en suivant la méthodologie décrite au chapitre précédent, on reconstitue les chroniques des modules ;
- on ajuste à cette chronique une loi des Fuites ;
- on en déduit à l'aide des formules ci-dessus l'expression de la loi des fuites estimant la distribution des débits maximaux.

CONCLUSION

Les résultats que nous venons de présenter ne sont que partiels. Des travaux sont en cours pour tenter d'améliorer la méthode (meilleure définition des régions homogènes et des fonctions de production, reconstitution des écoulements mensuels, etc).

La méthodologie que nous avons adoptée pour l'estimation des apports annuels sur les petits bassins obéit une démarche *désagrégative* qui s'oppose à celles plus classiquement suivies qui sont surtout *intégratives*. Le manque de données nous a imposé ce choix, mais on peut se demander si cette approche n'est pas plus satisfaisante dans la mesure il paraît un peu illusoire d'espérer identifier, à partir d'observations à très petites échelles, à la fois tous les processus élémentaires et toutes les conditions aux limites, qui influent sur la production de l'écoulement.

BIBLIOGRAPHIE

LE BARBÉ L., ALÉ G., MILLET B., TEXIER H., et GUALDE R., 1993. Les ressources en eaux superficielles de la république du Bénin. Monographie hydrologique de l'Orstom.

FONCTIONNEMENT D'UN SYSTÈME D'EAU SOUS DIFFÉRENTES HYPOTHÈSES DE RESSOURCES EN EAU. CAS DU BASSIN DU SASSANDRA EN CÔTE D'IVOIRE

E. SERVAT¹, M. SAKHO²

RÉSUMÉ

Après avoir constaté la diminution des ressources en eau de surface observée depuis une vingtaine d'années en Afrique de l'ouest, on décrit les aménagements projetés sur le bassin du Sassandra, zone d'étude retenue. Les méthodes utilisées pour générer les chroniques de deux cents ans d'apports aux différents ouvrages sont ensuite présentées. Ces chroniques permettent de procéder à des simulations de fonctionnement sur de longues durées dans des cas de figures correspondant aux contextes climatiques observés avant et depuis la sécheresse de la fin des années soixante. Les résultats montrent une nette baisse des performances du système d'eau en relation avec les conditions qui règnent depuis le début de la sécheresse. Les conclusions tirées de ces comparaisons et analyses mettent en évidence que, si la situation actuelle devait se prolonger en Afrique de l'ouest, les ressources en eau de surface ne seraient plus en correspondance avec des besoins déterminés et planifiés à partir de chroniques de données présentant des caractéristiques différentes de celles observées aujourd'hui. Les fréquences de défaillances seraient alors beaucoup plus élevées provoquant d'importantes chutes de production des aménagements réalisés. Les modifications apportées au fonctionnement du barrage de Buyo sont également analysées.

¹Orstom, antenne hydrologique, 06 BP 1203, cedex 1, Abidjan, Côte d'Ivoire.

²Direction de l'eau, Ministère des Travaux Publics, BP V161, Abidjan, Côte d'Ivoire.

INTRODUCTION

L'activité économique de la Côte d'Ivoire est principalement liée à l'agriculture, et à un degré moindre à une relative industrialisation dont l'énergie est tirée à 60 % de l'hydro-électricité. C'est dire l'importance considérable que revêt la disponibilité des ressources en eau. Parallèlement, les études réalisées dans les domaines de l'aménagement et de la gestion de cette ressource tablent, en général, sur l'hypothèse de stationnarité des chroniques de données climatologiques et hydrologiques. Or, l'analyse de ces données (SIRCOULON, 1990) montre qu'en certains endroits, et en Afrique de l'ouest en particulier, cette hypothèse pourrait ne plus être vérifiée ; les effets tangibles en étant la persistance des déficits pluviométriques aux conséquences dramatiques. Une telle instabilité, si elle se vérifie, pose alors le problème de ses conséquences sur les performances des équipements et conduit à envisager une nouvelle démarche en matière de planification des aménagements et de gestion de la ressource. En nous basant sur les projets agricoles et hydro-électriques envisageables à moyen terme sur le bassin du Sassandra en amont de Buyo, aujourd'hui très faiblement équipé, nous avons cherché à évaluer quelle pourrait être l'incidence de cette instabilité des ressources en eau sur le fonctionnement d'un système d'eau aménagé.

SCHÉMA D'AMÉNAGEMENT RETENU ET DONNÉES GÉNÉRÉES

SCHÉMA D'AMÉNAGEMENT RETENU POUR LE BASSIN DU SASSANDRA

Le bassin versant du Sassandra en amont de Buyo, importante retenue de quelques 9 milliards de mètres cubes à vocation exclusivement hydro-électrique, couvre près de 45 000 km². C'est une zone qui, aujourd'hui encore, est très faiblement aménagée et dont les données hydrométriques disponibles peuvent être considérées comme représentatives de l'état naturel. À partir des reconnaissances de sites de retenues qui avaient été effectuées par EDF dans les années 1970, et des projets de développement envisageables à moyen terme, nous avons élaboré un schéma réaliste d'aménagement hydraulique de cette région.

Le nord du bassin, situé en zone de savane et pour lequel on observe une saison des pluies unique est une zone à vocation agropastorale. Les trois ouvrages que nous y avons situés sont donc de capacité relativement réduite et à utilisation principalement agricole. Le sud du bassin, quant à lui, est déjà en zone de forêt et présente deux saisons des pluies dans l'année. Les aménagements retenus pour cette zone sont d'une dimension beaucoup plus importante, et à vocation hydro-électrique en priorité.

Le tableau 1 présente les différentes caractéristiques et contraintes de gestion de ces ouvrages. Un premier essai avait été effectué avec un barrage supplémentaire portant le numéro 4, mais cette hypothèse, peu réaliste, a été abandonnée. Par contre, la numérotation des retenues n'a pas été modifiée par la suite. Les relations fonctionnelles des ouvrages, entre eux, ont été représentées en figure 1.

Tableau 1
Caractéristiques du système d'eau aménagé

Retenue	Capacité (Mm ³)	Module interann.	Objectif	Débit réservé	Besoins en irrigation	Production hydro-élec.
1	62	5m ³ /s	Agricole	0,32 m ³ /s	12000 ha soja en amont	—
2	32,5	35 m ³ /s	Agricole	2,3 m ³ /s	10000 ha de canne à sucre en amont	—
3	30	65 m ³ /s	Agri/Élec	3m ³ /s	500 ha de riz 2 cultures/an 250 ha vivrier	2 turbines Q = 40 m ³ /s
5	5000	247 m ³ /s	Électricité	10m ³ /s	—	2 turbines Q = 160 m ³ /s
6	1450	65m ³ /s	Agri/Élec	3,5 m ³ /s	1000 ha de riz 200 ha vivrier	2 turbines Q = 50 m ³ /s

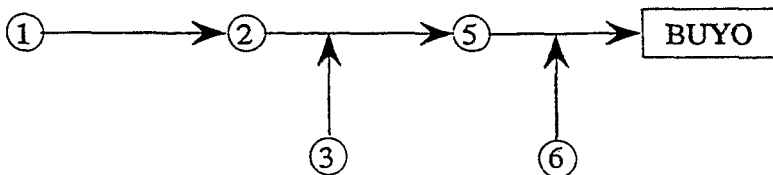


Figure 1

Relations fonctionnelles des différents ouvrages composant le schéma d'aménagement retenu pour le bassin du Sassandra en amont de Buyo

DONNÉES GÉNÉRÉES

Pour simuler le fonctionnement de ce système d'eau, nous avons été amenés à générer deux séries de deux cents ans de données décennales de pluies et de débits en différents points du bassin versant, correspondant à cinq postes pluviométriques du réseau ivoirien et aux stations hydrométriques contrôlant les sites potentiellement aménagés. La génération de ces données a été précédée d'une étude visant à confirmer l'instabilité des chroniques de précipitations et à fixer l'année de la « rupture » observée dans ces séries chronologiques. Nous étions alors en mesure de générer une série de deux cents ans ayant les caractéristiques observées avant cette date, et une autre série, de même longueur, représentative de ce qui est observé depuis.

ÉTUDE DE L'INSTABILITÉ DES SÉRIES PLUVIOMÉTRIQUES

Les travaux de NICHOLSON *et al* (1988) permettent d'apprécier commodément les variations pluviométriques depuis le début du siècle en zone sahélienne, en s'appuyant simplement sur les écarts pluviométriques annuels standardisés. Nous avons utilisé la même méthode pour tenter de détecter une éventuelle rupture des séries climatiques dont nous disposons et qui concernent les postes d'Odiénné, Man, Touba, Guiglo et Duékoué dont la période d'observation commune débute en 1957. Sur la période 1957-1987, nous avons donc calculé pour chaque poste et annuellement, la variable $(x_i - \bar{x})/s$ (x_i : pluviométrie de l'année i , \bar{x} : pluviométrie annuelle moyenne, s : écart-type). L'examen des tracés qui en résultent fait apparaître des « ruptures » qui varient entre 1968 et 1971. Ces ruptures apparaissent plus nettement encore lorsque les variables sont lissées par l'utilisation d'une moyenne mobile. La figure 2 présente, à titre d'exemple, le cas de la station de Touba. À l'issue de cette étude, nous distinguerons donc la période « avant 1969 » et la période « après 1969 », ce qui est en accord avec les résultats présentés par SIRCOULON (1990) et HUBERT *et al* (1989).

GÉNÉRATION DE LA PLUVIOMÉTRIE DÉCADAIRE

Notre objectif n'était pas de mettre au point un modèle stochastique complet de génération de chroniques de données pluviométriques décennales, mais de fabriquer des chroniques d'apports réalistes. Nous avons donc opté pour une procédure simplifiée dont les résultats se sont montrés suffisamment représentatifs.

Pour chacun des postes pluviométriques, une loi des fuites a été ajustée pour chaque décennie à partir des données observées. Puis, par tirage au hasard dans ces différentes lois ajustées, nous avons généré deux cents ans de pluviométrie décennale. De manière à conserver au système une certaine cohérence (une année à tendance sèche est ressentie de façon à peu près identique sur l'ensemble

de la région, et il en va de même pour les années pluvieuses), ce sont les mêmes séries de nombres tirés au hasard qui ont été utilisées en chacun des postes pour générer les chroniques de données par tirage dans les lois des fuites. De même, pour respecter l'alternance des périodes sèches et humides et n'avoir à juger que de l'incidence de la diminution de la ressource, les mêmes séries ont été utilisées « avant 1969 » et « après 1969 ». En procédant ainsi, nous avons obtenu des séries générées dont les caractéristiques sont très voisines des séries observées tout en offrant un éventail de situations variées (SAKHO, 1991).

GÉNÉRATION DES APPORTS NATURELS AUX STATIONS HYDROMÉTRIQUES DE RÉFÉRENCE

Disposant des séries pluviométriques générées, nous avons choisi de représenter la relation pluie-débit à l'aide de modèles autorégressifs et corrélatifs, fonctionnant au pas de temps décennal. Les coefficients de corrélation des différentes équations établies pour générer les chroniques de débits étaient tous supérieurs à 0,80, voire à 0,90 pour les stations aval du Sassandra, ce qui est satisfaisant au vu des objectifs visés par cette étude.

L'ensemble des hypothèses qui ont été faites, tant au niveau de la génération des pluies qu'au niveau des débits n'a pas pour effet de « dénaturer » le régime des eaux au point de lisser les écarts ou au contraire de créer des différences fictives. Elles permettent, en fait, de reconstituer des chroniques « plausibles », qui sont compatibles avec ce que l'on connaît, et qui se résume à une information pluie-débit concomitante très réduite.

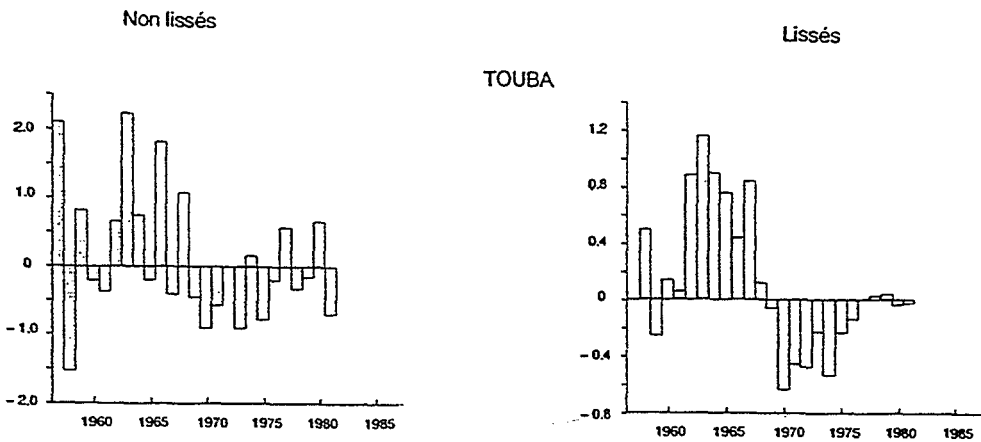


Figure 2
Indices pluviométriques réduits $((x_i - \bar{x})/s)$ à la station de Touba

LE MODÈLE DE SIMULATION DE FONCTIONNEMENT

Le modèle de simulation de fonctionnement du système d'eau aménagé doit prendre en compte, essentiellement, deux types de besoins, tout en tenant compte d'un débit garanti aval :

(a) irrigation : en amont de la retenue (le pompage est alors effectué directement dans la retenue), ou en aval de la retenue avec, cette fois, un pompage au fil de l'eau dans le bief aval ;

(b) hydro-électricité : certaines des retenues envisagées devant en effet être équipées de turbines.

En établissant un bilan complet sur chacune des retenues, le modèle doit être en mesure de fournir, à chaque pas de temps (donc à chaque décennie), l'état de chacun des ouvrages et les niveaux de satisfaction des différentes contraintes de gestion. Il sera alors possible de mettre en évidence et de mesurer l'incidence de ressources en eau moins abondantes sur les performances de ces ouvrages en établissant, par exemple, des comparaisons en terme de défaillances.

ORGANISATION GÉNÉRALE ET FONCTIONNEMENT DU MODÈLE DE SIMULATION

Nous ne donnerons ici qu'une rapide description de l'organisation du modèle, décrit par ailleurs (SAKHO, 1991). À chaque pas de temps, les six retenues sont traitées successivement, de l'amont vers l'aval. Pour un ouvrage donné, le modèle effectue un bilan complet des entrées-sorties sur la retenue au pas de temps considéré. Il détermine, selon les cas, les volumes fournis à l'agriculture amont, la lâchure (qui est la somme du débit garanti et du volume fourni par l'agriculture aval), les éventuels débordements et la production électrique. À l'issue de cet ensemble de calculs, on connaît l'état de la retenue (c'est-à-dire la cote du plan d'eau) à la fin du pas de temps.

ANALYSE DES RÉPONSES DU SYSTÈME D'EAU AMÉNAGÉ AUX SIMULATIONS DE FONCTIONNEMENT

Le fonctionnement du système d'eau aménagé a été simulé au pas de temps décennaire durant deux cents années dans les conditions de type « avant 1969 » et « après 1969 ». L'analyse des résultats s'est effectuée selon des niveaux de complexité et de détails croissants :

- (a) analyse globale des réactions du système dans chacun des cas ;
- (b) analyse globale par ouvrage ;

(c) analyse de quelques cas particuliers de défaillances.

Notre étude nous a également conduits à considérer l'impact de l'aménagement de ce système d'eau sur le barrage de Buyo existant, à vocation hydro-électrique, et dont le fonctionnement est aujourd'hui satisfaisant.

ANALYSE GLOBALE DES RÉACTIONS

Le modèle de simulation permet de calculer les apports à chaque retenue en l'état aménagé du système d'eau pour chacune des situations. Les différences sont très marquées et, bien entendu, à l'avantage de la série « avant 1969 ». Elles s'accroissent en valeur absolue avec la superficie des bassins, et du nord vers le sud. Sur les barrages 5 et 6, ces écarts entre apports « avant 1969 » et « après 1969 » peuvent atteindre jusqu'à plusieurs centaines de millions de mètres cubes par an. Les volumes annuels de déversement s'inscrivent également dans la logique de la diminution de la ressource « après 1969 », puisque les débordements constatés pour cette simulation sont systématiquement les plus faibles. Dans le cas du barrage 6, par exemple, on n'y observe pratiquement jamais de déversement alors qu'ils oscillaient régulièrement autour de 150 millions de mètres cubes par an « avant 1969 ». L'algorithme utilisé permet d'estimer, par une méthode simplifiée (SAKHO, 1991), des volumes de pertes dans le bief situé en aval de la retenue. Elles apparaissent plus importantes pour la série « après 1969 » que pour la série « avant 1969 », et ce pour les barrages à faible capacité (barrages 1 et 2), indiquant par là que la diminution des ressources induit une baisse du niveau des lâchures au sens large ; ce qui entraîne une diminution des volumes qui transitent dans les biefs situés en aval des retenues à faible capacité. Ces pertes restent cependant relativement faibles en valeur absolue.

ANALYSE DES DÉFAILLANCES AU REGARD DES CONTRAINTES

SATISFACTION DE LA DEMANDE AGRICOLE

L'évaluation des performances du système par rapport à cette contrainte est faite à partir des moyennes décennales des 200 années de simulation et exprimée en pourcentage de satisfaction. Les ouvrages du nord du bassin (1, 2 et 3), dont la vocation est hydro-agricole, présentent des défaillances vers fin mars/début avril. Ces défaillances prennent beaucoup d'ampleur pour la série des apports « après 1969 ». Les retenues situées en tête de bassin ont des réactions brutales à la diminution des apports, la cote du plan d'eau chutant très rapidement. Cela est dû à la faible capacité de ces ouvrages, ce qui ne leur permet pas de jouer un rôle tampon lorsque les apports diminuent au plus fort de la saison sèche.

DÉBIT GARANTI

La satisfaction de la contrainte débit garanti est liée à celle des besoins agricoles. Cependant, le niveau de défaillance est moindre (seuls les barrages 1 et 2 montrent des défaillances) dans la mesure où, dans le modèle de simulation, une priorité a été affectée au débit garanti par rapport aux besoins hydro-agricoles. La gestion de la pénurie se fait donc au détriment de l'agriculture, mais plus sévèrement « après 1969 » qu'« avant 1969 ».

PRODUCTION HYDRO-ÉLECTRIQUE

La production d'hydro-électricité est grande consommatrice des ressources en eau. Par comparaison avec l'agriculture, on peut donc s'attendre à une plus grande sensibilité du système face à la diminution des ressources. Sur les trois barrages équipés de turbines (3, 5 et 6), des déficits de production hydro-électrique apparaissent de façon beaucoup plus accentués dans la période « après 1969 ». Le barrage 3 a la production la plus stable et la plus proche de son niveau nominal tout au long de l'année. En effet, c'est de janvier à fin mars, que l'on assiste aux défaillances de cet ouvrage qui peuvent atteindre 25 % sur la période « après 1969 » au plus fort de la saison sèche, alors qu'elles dépassent à peine 10 % « avant 1969 ». Le barrage 5 présente une baisse de performance systématique, de l'ordre de 5 % en moyenne par décennie sur toute l'année, de la série « après 1969 » par rapport à la série « avant 1969 ». Le barrage 6 illustre, quant à lui, le cas le plus criant de contre-performance due à la diminution de la ressource (figure 3). « Avant 1969 », la production est plus ou moins constante et se situe autour de 90 % de satisfaction de la contrainte hydro-électrique. « Après 1969 », à la fin de la saison sèche, on se trouve, en moyenne, à peine à 55 % de satisfaction de la production décennale nominale, ce qui représente un déficit de l'ordre de 30 % par rapport à la série d'« avant 1969 ». En outre, la courbe de production hydro-électrique de la série « après 1969 » ne dépasse que très rarement les 80 % de la production nominale. On observe également, et toujours pour cette série, aux alentours de la 21^{ème} décennie, une légère diminution de la production, conséquence de la petite saison sèche qui s'observe dans le sud du pays. De plus, la production montre une grande variabilité tout au long de l'année, pouvant atteindre une amplitude de 25 % entre les valeurs les plus basses et les valeurs les plus élevées, alors qu'elle n'est que de 10 % « avant 1969 ».

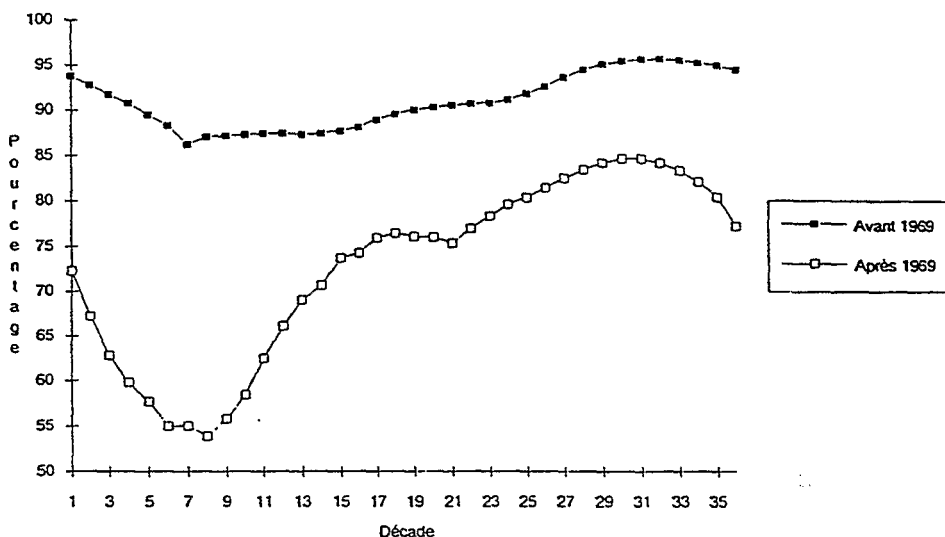


Figure 3

Niveau moyen décadaire de satisfaction de la production électrique pour le barrage 6 (niveau nominal 100 %)

ÉTUDE DE QUELQUES DÉFAILLANCES PARTICULIÈRES

Nous nous sommes particulièrement intéressés à certaines années des séries chronologiques générées afin de tenter de mieux appréhender les situations pouvant conduire à des défaillances du système. Elles ont été choisies parmi celles qui présentent le plus grand nombre de décades défaillantes consécutives, ce qui a pour effet d'augmenter leur sévérité. Cette étude était possible dans la mesure où le système que nous avons mis en place offre « avant 1969 » et « après 1969 » les mêmes successions d'années sèches et humides du fait de la génération des données à partir des mêmes séries de nombres au hasard. Cette analyse a montré (SAKHO, 1991) que pour les barrages à faible capacité la différence est très minime qui fait passer d'une situation satisfaisante à une défaillance. Généralement la chute est brutale, les retenues ne pouvant jouer un véritable rôle de tampon. En cas d'apports déficitaires prolongés, la situation persiste, occasionnant principalement de sérieuses difficultés à l'agriculture irriguée. Pour les barrages à capacité plus importante, la progressivité des défaillances est plus accentuée, les retenues pouvant compenser quelques temps la faiblesse des apports. Cependant, aucun seuil d'apports minimum sur une période donnée, en-dessous duquel se produisent rupture et défaillance, n'a pu réellement être mis en évidence.

IMPACT DE L'AMÉNAGEMENT AMONT SUR BUYO

La réalisation d'un aménagement du type de celui que nous venons de décrire pourrait avoir un sérieux impact sur le fonctionnement du barrage de Buyo (9 milliards de mètres cubes et un productible garanti de 610 GWh). Les apports de cette retenue avaient été évalués à partir des données des stations du N'Zo à Guiglo et du Sassandra à Guessabo sur la période 1955-1974, c'est-à-dire avant la période de sécheresse. Dans le cadre du système d'eau aménagé, les sorties des barrages 5 et 6 correspondent respectivement à ces deux stations. Ne disposant pas des consignes de turbinage propres à Buyo, nous n'avons pas pu évaluer l'impact de l'aménagement à partir de la production électrique correspondant aux différents cas envisagés : pas d'aménagement amont, aménagement amont et apports type « avant 1969 », aménagement amont et apports type « après 1969 ». Nous avons donc fait porter la comparaison sur les apports, cherchant à évaluer et à chiffrer l'impact de l'aménagement sur la régularité et l'abondance des ressources disponibles pour Buyo dans les différents cas de figure.

Les apports au barrage de Buyo, issus des aménagements, ont été calculés pour les années décennales sèches et humides (tableau 2). Ils ont ensuite été comparés aux conditions moyennes de fonctionnement de Buyo. L'aménagement du bassin versant du Sassandra en amont de Buyo entraînerait d'une manière générale une forte diminution de la variabilité des apports annuels, ce que confirment les figures 4 et 5. La série de type « avant 1969 » entraîne, en effet, une nette régularisation des apports mensuels, en particulier en saison sèche, pour un niveau de performance global comparable, voire légèrement supérieur, à celui de l'état naturel. La série de type « après 1969 » conduit, quant à elle, à un déficit d'apports de près d'un milliard de mètres cubes en année moyenne, ce qui ne serait pas sans conséquences sur le fonctionnement de l'ouvrage. Cette analyse de l'impact sur Buyo montre l'incidence que pourrait avoir, sur des aménagements déjà existants, une sécheresse qui irait en se prolongeant.

Tableau 2

Apports annuels à Buyo, en milliers de mètres cubes, pour différents cas de figure

	Apports moyens annuels (Mm ³)	Année décennale humide (Mm ³)	Année décennale sèche (Mm ³)
Situation naturelle	9 681	14 037	6 100
Situation aménagée «avant 1969»	9 858	11 528	8 468
Situation aménagée «après 1969»	8 790	9 732	7 594

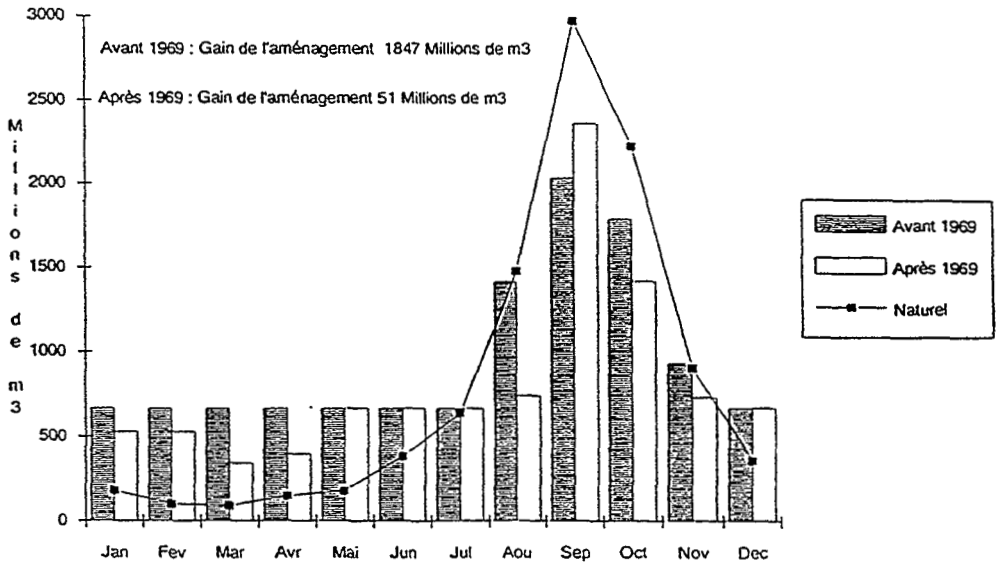


Figure 4

Apports, dans le barrage de Buyo, de l'année décennale humide en situation de système d'eau aménagé comparés aux apports « naturels » moyens

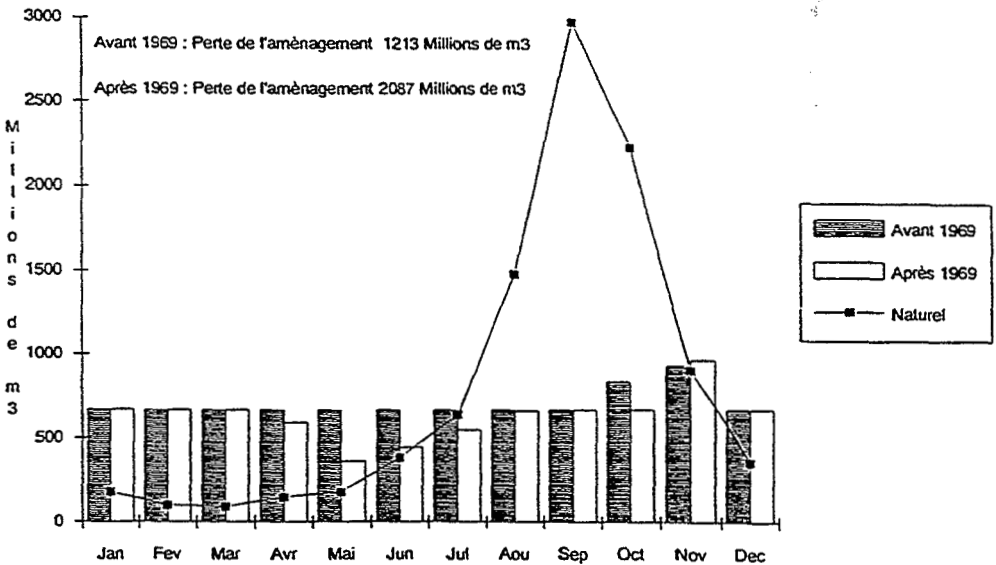


Figure 5

Apports, dans le barrage de Buyo, de l'année décennale sèche en situation de système d'eau aménagé comparés aux apports « naturels » moyens

CONCLUSION

Cette étude menée à partir d'une situation réelle, s'est appuyée sur la nette diminution des ressources en eau constatée depuis la fin des années 1960 dans toute la zone intertropicale africaine. L'exemple choisi pour en mesurer l'impact a le mérite de figurer au nombre des futurs projets d'équipement de la Côte d'Ivoire, ce qui lui confère une forte connotation d'utilité dans le cadre de la gestion des ressources naturelles ivoiriennes.

Certes, pour pallier l'absence de données, des moyens qui ont pu paraître audacieux ont été utilisés (génération de la pluviométrie, modélisation pluie-débit) ; leur pertinence est peut-être discutable, mais en l'occurrence, la rigueur la plus absolue a dû laisser la place à la nécessité.

On a alors pu montrer que la diminution des ressources, comme on l'observe depuis la fin des années 1960, entraîne des défaillances plus sévères et plus longues au regard de contraintes qui, par contre, sont satisfaites lorsque les chroniques d'apports ont les caractéristiques des séries observées avant 1969. Ainsi, bien que la pluviométrie reste plus abondante et mieux répartie que plus au nord en région sahélienne, la zone forestière humide présente, elle aussi, des situations critiques vis-à-vis de ressources en baisse, reflet de la tendance climatique générale observée aujourd'hui dans toute la région. Si la situation actuelle devait se prolonger en Afrique de l'ouest, les ressources en eau de surface ne seraient plus en correspondance avec des besoins déterminés et planifiés à partir de chroniques de données présentant des caractéristiques différentes de celles observées aujourd'hui. Les fréquences de défaillances seraient alors beaucoup plus élevées provoquant d'importantes chutes de production des aménagements réalisés.

Au vu de ces fluctuations et des difficultés d'adaptation présentées par les ouvrages, il faudrait pouvoir développer une réflexion allant dans le sens d'une conception dynamique des systèmes d'eau qui intégrerait, en partie, cette instabilité. On s'orienterait, ainsi, vers une reformulation de la notion de « normes hydrologiques » dont le caractère figé apparaît aujourd'hui comme un sérieux handicap à la réalisation de nouveaux aménagements.

BIBLIOGRAPHIE

HUBERT P., CARBONNEL J.P. et CHAOUCHE A., 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'ouest. *Journal of hydrology*, n°110, 349-367.

NICHOLSON S.E., KIM J., HOOPINGARNER., 1988. Atlas of african rainfall and its interannual variability. Department of Meteorology, the Florida State University, 237 p.

SAKHO M., 1991. Incidences de l'instabilité des ressources en eau de surface sur les performances simulées d'un système d'eau. Exemple du Sassandra en Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat. Université de Montpellier II, novembre 1991.

SIRCOULON J., 1990. Impact possible des changements climatiques sur les ressources en eau des régions arides et semi-arides. WMO/TD - n°380.

ESTIMATION DES CRUES RARES ET EXTRÊMES PAR LE MODÈLE AGREGÉE. ÉTUDE DE CAS

V. OANCEA¹, M. MARGOUM², G. OBERLIN³

RÉSUMÉ

Dans communication, les auteurs présentent le modèle Agregée permettant l'estimation des crues rares et extrêmes, pour différentes périodes de retour et pour différents pas de temps. Ils en donnent un exemple d'application à un bassin de 520 km², celui du Rival.

Le modèle Agregée reprend les hypothèses fondamentales de la méthode du Gradex, à savoir :

- asymptotiquement, les distributions des crues et des pluies tendent à être parallèles, puisque à saturation la totalité de la pluie ruisselle ;
- asymptotiquement, ces distributions sont exponentielles.

Il en élargit cependant le domaine d'action.

¹Cemagref, Lyon (div. hydrologie hydraulique)
INMH, Bucarest (Projet Unesco PHI IV - Friend/AMHY)

²Cemagref, Lyon (div. hydrologie hydraulique)
École des Mines, Paris, (GIS Friend/AMHY)

³Cemagref, Lyon (div. hydrologie hydraulique)

INTRODUCTION

L'estimation des crues rares et extrêmes est liée à une bonne connaissance des pluies rares et extrêmes. L'exploitation de cette forte liaison a donné naissance à la méthode du Gradex (GUILLOT ET DUBAND, 1967), puis au modèle Agregee (Adaptation du modèle du Gradex à toutes crues Rares et Extrêmes par Généralisation de ses Estimateurs Élémentaires, OBERLIN ET MARGOUM, 1991) qui élargit le domaine d'action du précédent. Les hypothèses de base d'Agregee sont établies et vérifiées pour des pas de temps (pdt) proches d'une durée caractéristique de crue du bassin versant, par exemple le D de Socose (MICHEL, 1981), déterminables sur des observations (à la rigueur sur des simulations de modèles Q(P)), et pour des débits (moyens) de type VCXd sur ces pas de temps (OBERLIN, 1988), c'est à dire des débits maximaux sur une durée continue d (figure 1). Mais ces modèles d'extrapolation ne sont pas *a priori* adaptés à des pas de temps très différents. Or les besoins en aménagement des cours d'eau exigent divers pas de temps, voire des hydrogrammes complets et bien mesurés en fréquences, comme dans le modèle Inondabilité (GAUTIER, 1992) qui, lorsqu'il travaille en régime hydraulique transitoire (non obligatoire), exige des Hydrogrammes Synthétiques Mono-Fréquences (HSMF), en quelque sorte des « réunions » de couples « débit-durée », c'est à dire des débits-seuils de type QCXd (OBERLIN, 1988 ; OANCEA *et al.*, 1992). On résout ce problème par composition de lois exploitant les sorties d'Agregee et les observations complémentaires disponibles, comme ces débits-seuils de type QCXd (débit Q-seuil dépassé sur une durée continue d) et les liaisons entre ces différentes données.

On recherche donc une modélisation possible d'une telle composition, sachant que dans ce domaine des crues rares et extrêmes, les lois non normales sont la règle, et que les variables sont souvent liées entre elles, mais de manière variable avec la fréquence, à cause des phénomènes de saturations qui s'y développent. Le modèle linéaire (loi de Gauss multivariable) ne s'applique donc plus et c'est pour cela que le modèle Agregee choisit une fonction à deux variables, qui élargit des travaux antérieurs limités aux variables indépendantes (COLIN *et al.*, 1977), et exploite les travaux de (SINGH ET SINGH, 1991), (COHEN, 1984) et (FINCH ET GROBLICKI, 1984).

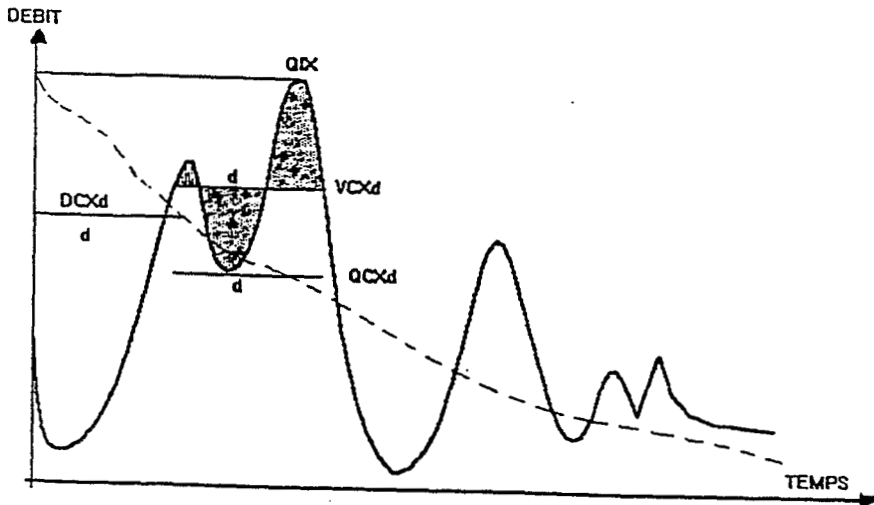


Figure 1
Définitions des débits sur la durée d

LE MODÈLE AGREGEE (rappel sommaire)

Le modèle Agregée s'inspire fortement du modèle du Gradex, qui combine l'analyse statistiques et les aspects analytiques dans l'estimation des crues rares et extrêmes, mais a pour buts complémentaires d'estimer les quantiles de crues de « toutes » définitions, de « toutes » durées et correspondant à une très large plage de périodes moyennes de retour T .

Le modèle Agregée vise aussi à résoudre des points délicats rencontrés lors de la mise en œuvre de ces estimations des crues, y compris lors de l'application du Gradex :

- refus d'envisager des méthodes basées sur de simples extrapolations des distributions de débits (encore en usage dans beaucoup de pays) ;
- prise de conscience des limitations du Gradex à cause du caractère trop strict de ses modalités de mise en œuvre, et en particulier à cause de l'introduction d'un parallélisme immédiat et « brutal » entre pluies et débits, à partir d'une fréquence encore observable, occasionnant le plus souvent une très nette cassure de la distribution qui surestime visiblement les débits seulement rares ; le Gradex a d'ailleurs été créé pour estimer

les débits extrêmes, et son usage pour les crues seulement rares est une extension ; la progressivité du passage de la distribution des débits à la distribution des pluies, dans Agregee, lève cette limitation et élargit le domaine d'application de la méthode aux crues seulement rares et aux bassins perméables (dans certaines limites) ;

- la difficulté de localisation du quantile (seuil) à partir duquel on extrapole la distribution des débits ; Agregee développe une modélisation qui évite de lui donner trop d'importance, par généralisation des variantes progressives, d'ailleurs antérieurement initiées sous le Gradex (variantes), et ceci en meilleur accord avec toutes les informations disponibles ;
- la difficulté d'estimer la qualité de la distribution des pluies, en particulier lorsque celle-ci n'est pas uniforme ; la méthode initiale du Gradex est limitée aux lois strictement exponentielles, alors qu'Agregee peut travailler avec beaucoup de lois, avec la recommandation qu'elles aient au moins un comportement asymptotique exponentiel ;
- la quantification de la précision avec laquelle le débit de pointe est estimé : Agregee intègre certains résultats théoriques issus de l'étude et de la composition des branches asymptotiques des lois statistiques (COLIN *et al.*, 1977), en les élargissant (cf introduction).

Un des points forts du modèle Agregee est une bonne formulation mathématique de la progressivité de la distribution des VCXd, pour des durées d voisines de D , reliant continûment trois domaines de fonctionnement différent des crues : domaine observable, où les observations sont les plus pertinentes (historiques incluses) ;

- domaine rare où les pluies relayent progressivement les débits ;
- domaine extrême lié au comportement asymptotique des lois des pluies, et ce pratiquement sans contrainte obligatoire sur le type de lois, tant en pluies qu'en débits.

HYPOTHÈSES DE BASE

Agregee repose sur deux hypothèses simples, la première est de nature déterministe, d'ailleurs strictement conforme à celle du Gradex, et la deuxième est de nature statistique :

- a) en période de hautes eaux, quand on approche de la saturation du bassin versant, tout accroissement dP de précipitations, mesuré sur un pas de temps adéquat, produit un accroissement du débit dQ écoulé (directement) qui tend à devenir égal à dP ;
- b) la fonction de distribution des pluies a un comportement asymptotiquement exponentiel tel que :

$$\lim dP/d(\text{Log}(T)) = A_0 \text{ quand } P \rightarrow \infty \quad (1)$$

FORMULATIONS D'AGREGEE

Le modèle propose, dans la conception actuelle, plusieurs formulations concernant la branche rare et extrême des débits extrapolés, la branche « observable » étant supposée connue (traitement des observations, historiques incluses) :

1. esthétique : généralisation approfondie (MARGOUM, 1992) du modèle antérieur dit « Gradex esthétique » (MICHEL, 1981) ;
2. brutale : très proche du Gradex initial (MARGOUM, 1992) ;
3. progressive : basée sur une fonction de rendement de type S.C.S. (USDA), « accélérée » (MARGOUM, 1992) ;
4. intégrée : approche qui se voudrait analogue (mais formulation actuellement très provisoire et mal résolue) à la variante « esthétique », mais sans seuil (T_g de début d'extrapolation) et avec calage simultané des débits observés et de la branche asymptotique progressive (MICHEL et OBERLIN, 1990).

Les trois dernières formulations n'ont eu d'intérêt que dans les phases de recherches, validations, comparaisons et contrôles, et ne sont actuellement pas recommandées au stade opérationnel, même si la troisième est en principe la formulation d'avenir. Pour l'instant, seule la première formulation est recommandée, et c'est donc elle qui fait l'objet des détails qui suivent.

AGREGEE ESTHÉTIQUE

Cette formulation est considérée comme une généralisation approfondie du modèle antérieur dit « Gradex esthétique » de (MICHEL, 1981). Elle s'appuie sur les exigences et hypothèses de base de ce modèle initial, mais elle permet la généralisation à d'autres lois de pluies, et en particulier aux lois sans « gradex », ou n'admettant un gradex que de façon parabolique, comme avec la loi de Pearson III, ou asymptotique, comme avec les deux exponentielles mélangées. Ce modèle a nécessité :

- a) l'étude des branches asymptotiques des lois suivies par des pluies ;
obtention du paramètre :

$$A_0 = \lim (dP/d(\log(T))) \text{ quand } P \rightarrow \infty \quad (2)$$

qui est un pseudo-gradex des pluies valable à l'infini ;

- b) l'étude des distributions des pluies et des débits au voisinage du seuil de début d'extrapolation (T_g), pour l'obtention des lois $F(P)$ et $F(Q)$ ajustées aux observations. Les trois paramètres A_0 , A_{pg} , et A_{qg} , nous permettent ensuite d'exprimer ce pseudo-gradex des débits A_q au delà du seuil d'extrapolation T_g , sous une forme (résolvable) :

$$A_q = f(A_0, A_{pg}, A_{qg}, T_g, T) \quad (3)$$

traduisant une évolution progressive de A_q vers A_o , tout en assurant une continuité du premier ordre entre les domaines d'extrapolation et d'avant-gradex (branche calée sur des observations ou sur des données simulées).

FORMULATION MATHÉMATIQUE DÉTAILLÉE

Connaissant A_{pg} , A_{qg} et A_o on veut exprimer le pseudo-gradex des débits $A_q(T)$ dans le domaine des fréquences rares afin d'y extrapoler les débits.

L'idée directrice du Gradex esthétique consiste à chercher une forme mathématique pour A_q telle qu'aux fréquences extrêmes celui-ci soit identique au gradex des pluies. Mathématiquement, on peut la formuler comme suit :

$$\lim A_q(T) = A_p(T) \text{ quand } T \rightarrow \infty \quad (4)$$

Initialement, le Gradex esthétique exigeait $A_p(T) = \text{cte.}$, quelque soit T . Le modèle Agrégée utilise un $A_p(T)$ qui peut être variable. Par souci de ne pas inutilement s'éloigner du Gradex dans le domaine des extrêmes, où rien n'est réellement validable, on a finalement imposé l'existence d'une limite A_o . La formulation mathématique de cette idée nécessite la connaissance de cette limite A_o . Or, dans certains cas, cette limite n'est connue que d'une manière parabolique, voire n'existe pas pour les lois $F(P)$. On fait alors l'hypothèse que A_o est toujours estimable, fut-ce de manière approchée. Cette hypothèse apparaît *a priori* raisonnable et n'infirme en rien la formulation de ce qui va suivre. Dans le domaine des crues rares, A_o n'a d'ailleurs qu'une influence relative et pourrait même être artificiellement prise égale à une valeur régionale « admise » pour une fréquence (T_o) *a priori*, par exemple $T_o = 10^4$ ans.

Dans toute la suite, on admet donc que la condition :

$$\lim A_p(T) = A_o \text{ quand } T \rightarrow \infty \quad (5)$$

est toujours réalisée ou, à la limite, satisfaisante. Si on prend pour le pseudo-gradex des pluies l'expression suivante :

$$A_p(T) = A_o * T / (T + K_p) \quad (6)$$

elle répond bien à la condition (5).

De même, répondre à l'exigence (4) pour A_q est possible avec la formulation :

$$A_q(T) = A_p(T) * T / (T + K_q) \quad (7)$$

La définition du pseudo-Gradex :

$$dQ/d(\log(T)) = A_q \quad (8)$$

et les relations (6) et (7) donnent :

$$dQ = A_o * T / ((T + K_p) * (T + K_q)) dT \quad (9)$$

ou encore :

$$dQ = A_o / (K_p - K_q) * (K_p / (T + K_p) - K_q / (T + K_q)) dT \quad (10)$$

L'intégration de (10) entre les bornes T_g et T donne :

$$Q(T) = \frac{A_o}{K_p - K_q} * \left[K_p * \text{Log} \frac{(T + K_p)}{(T_g + K_p)} - K_q * \text{Log} \frac{(T + K_q)}{(T_g + K_q)} \right] + C_{te} \quad (11)$$

où les paramètres K_p et K_q sont déterminés en prenant :

$$A_{pg} = A_p(T_g) \quad \text{et} \quad A_{qg} = A_q(T_g)$$

On obtient donc, avec les relations (6) et (7) :

$$K_p = (A_o / A_{pg} - 1) * T_g \quad (12)$$

et :

$$K_q = (A_{pg} / A_{qg} - 1) * T_g \quad (13)$$

L'équation (11) représente donc l'expression du débit extrapolé progressivement de $T = T_g$ à T tendant vers l'infini, avec une continuité de premier ordre à T_g avec la loi F(Q).

Les lois qui ont un comportement asymptotique exponentiel à l'infini (existence de la limite A_o), utilisables dans la version actuelle du logiciel Agregee, sont : Gumbel, Exponentielle simple, mélange de deux Exponentielles, Pearson III.

Sont aussi disponibles les distributions statistiques suivantes n'ayant pas mathématiquement de A_o : log-Pearson, log-normale, Weibull, Galton et Goodrich. Pour celles-ci, A_o est estimé à $T_g = 10^4$: $A_o = dX/dT$ à $T_o = 10^4$.

REMARQUES :

- a) dans le cas particulier où la fonction de distribution des pluies est une loi exponentielle simple, alors $K_p = 0$, puisqu'on a égalité des pseudo-gradex pour toute période de retour T ($A_p(T) = A_o$). La relation (11) s'écrit dans ce cas :

$$Q(T) = Q_g + A_o * \text{Log} \left(1 + \frac{A_{qg}}{A_o} * \frac{T - T_g}{T_g} \right) \quad (14)$$

qui n'est autre que l'expression du débit formulée dans le cas du Gradex esthétique antérieur, habituellement utilisé par le Cemagref (MICHEL, 1981) ;

- b) le seuil du début d'extrapolation T_g étant déterminé, il suffit de calculer A_{pg} et A_{qg} . Quelque soit la loi F(X) choisie pour les débits ou pour les pluies, les pseudo-gradex A_{xg} au point de coordonnées (T_g, X_g) sont donnés par la formule suivante :

$$A_{xg} = 1 / (T_g * g_x(X_g)) \quad (15)$$

où : $g_x(X_g)$ est la densité de probabilité de x au seuil d'extrapolation T_g .

LE LOGICIEL AGREGEE

Le logiciel est construit sous système VAX/VMS. Il est écrit en Fortran 77 (5 000 lignes environ), exploite les fonctions graphiques du logiciel Uniras, et travaille en conversationnel pour les parties délicates. Il peut traiter un ensemble important de fichiers de pluies et débits. L'ensemble des résultats intermédiaires et définitifs peut être affiché graphiquement à l'écran, ou imprimé sur différents supports (laser postscript, laser HP, Versatec couleurs, Benson, etc.), et bien sûr récupéré en fichiers codés pour d'éventuels transferts de données, ou pour une exploitation aval par d'autres logiciels. Des menus déroulants facilitent l'utilisation du programme, la saisie des choix et options proposés pouvant intervenir à tout moment. On peut aussi suspendre le parcours arborescent du programme pour se détourner vers des besoins particuliers. L'organigramme (figure 2) représente les étapes les plus importantes du programme (pour la lisibilité de l'organigramme, certains branchements et boucles n'y sont pas représentés).

Le programme repose sur deux types de données :

- les données hydrologiques proprement dites : échantillons de pluies, de débits, données historiques, couples (Q_s, t), etc. ;
- des données « constantes » : longueur de la série d'observations, surface du bassin versant, pas de temps de l'échantillon, etc.

LES TRAITEMENTS PRÉALABLES

Les données d'entrées initiales dans le modèle Agregée sont donc, soit des échantillons de pluies et de crues de diverses durées d (moyennes $VCXd$ et seuils $QCXd$), constituées de valeurs supérieures à un seuil (P_s et Q_s), ou de maximums saisonniers (P_x et Q_x), soit des chroniques de variables annexes (temps caractéristiques de crues t_p , débits de pointe QIX , etc.).

De tels échantillons sont disponibles en aval des traitements classiques de chroniques hydrologiques continues. Cependant, pour le bon déroulement de la démarche, la souplesse du modèle Agregée n'autorise en rien d'être négligent sur les contrôles habituels : vérifier les homogénéités (toutes les données appartiennent à la même population), les stationnarités (les principales caractéristiques du point de mesure n'ont pas changées), l'indépendance des valeurs successives analysées (surtout dans l'approche sup-seuil), la qualité des tarages pour les débits, etc. Concernant les critères d'indépendance chronologique il s'agit, pour les pluies, au minimum d'exclure le recouvrement de deux épisodes pluvieux et, pour les débits, de ne retenir que les crues ayant dépassées de façon continue un seuil d'échantillonnage pris égal, par exemple, à 4 fois le module (MICHEL, 1981). On peut aussi introduire une distance temporelle minimale entre deux variables.

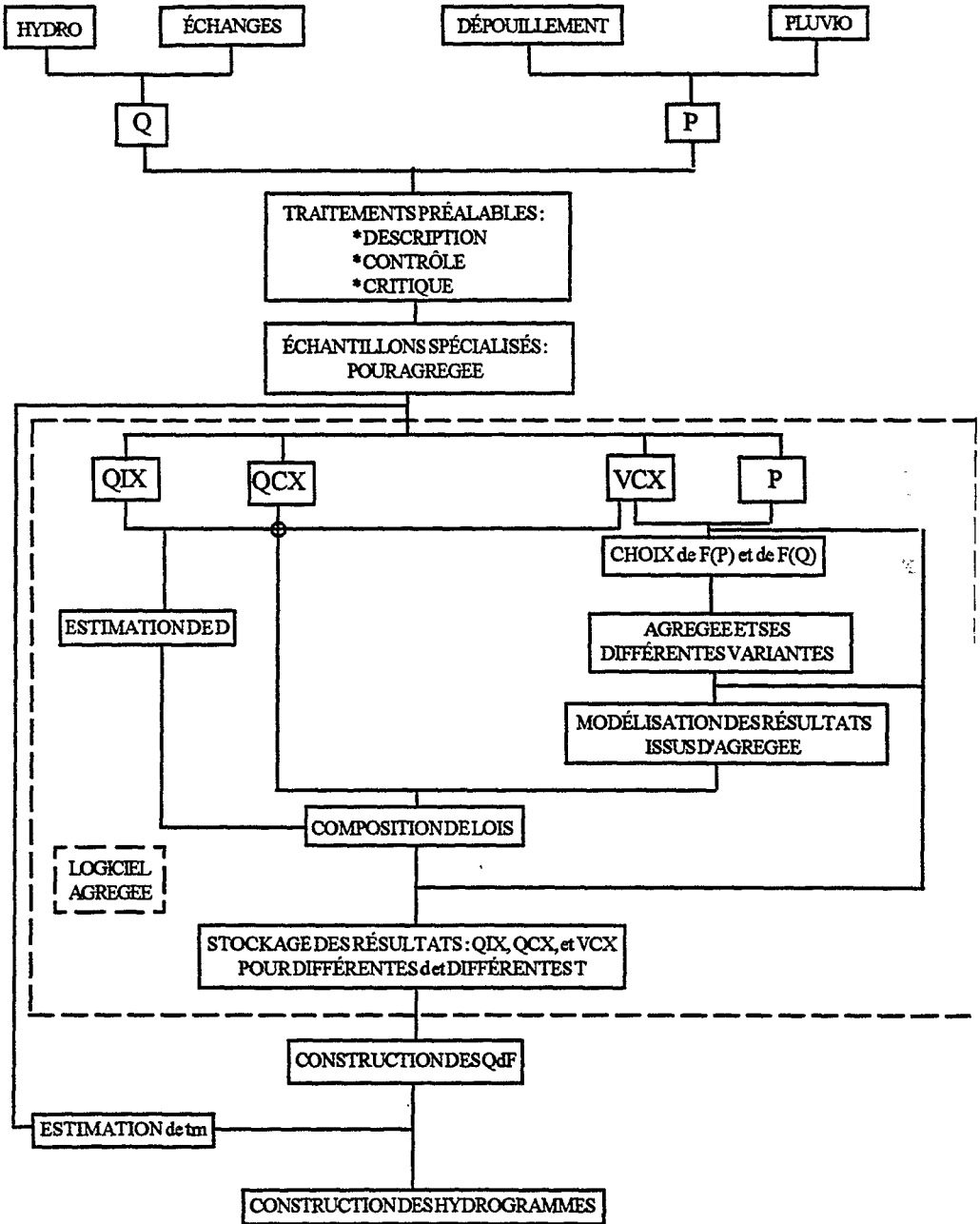


Figure 2
Organigramme simplifié d'agregée

ÉTUDE DE CAS (NON CLASSIQUE) SUR LE BASSIN DU RIVAL

PRÉSENTATION GÉNÉRALE DU BASSIN DU RIVAL

On choisit à dessein un cas plutôt délicat pour illustrer les potentialités d'Agregee. Le bassin versant du Rival est situé dans la plaine de Bièvre-Valloire, et la partie analysée a une superficie de 520 km². (figure 3). Dans le bassin, on dispose de trois stations hydrométriques : St Geoires, sur le ruisseau de Combe Robert (S=12,4 km², en service depuis 1970) ; Brezins, sur le Rival (S=144 km², en service depuis 1981) ; Beaufort, sur le Rival (S=460 km², en service depuis 1978). Il y a en outre plusieurs stations pluviométriques, mais dans notre étude on n'a utilisé comme station de référence que St Etienne de St Geoires, qui est située au milieu du bassin du Rival (figure 3).

Une première étude hydrologique, effectuée par le SRAE Rhône Alpes dans tout le bassin du Rival, a mis en évidence des particularités tout à fait remarquables en ce qui concerne la formation de l'écoulement. D'après ces premières estimations, on constate qu'un fort pourcentage du bassin n'est pas drainé superficiellement, et ne possède pas un réseau hydrographique raccordé à un exutoire final. C'est surtout le cas de la rive droite du Rival. La rive gauche, de surface plus petite, a un comportement tout à fait « normal ». En rive droite, les infiltrations sont extrêmement fortes et l'écoulement souterrain beaucoup plus important que celui de surface, y compris en crues déjà assez rares. Pour certains affluents, la superficie réelle est nettement plus faible que celle du bassin apparent, allant jusqu'à moins de 50 % de celui-ci. Par exemple le Rival à Beaufort, immédiatement avant sa confluence avec les émergences de St Barthelemy de Beaurepaire, possède un bassin versant apparent de 460 km², mais la surface participante réelle en écoulements superficiels n'est que de l'ordre de 165 km² (figure 3).

En outre, pour les crues très rares (entre 10 et 100 ans), il semble que la rive droite devienne assez soudainement productive en surface.

Il est évident que, dans ces conditions, l'évaluation de l'écoulement maximal sur le bassin du Rival pose des problèmes tout à fait spéciaux. Grâce à la souplesse d'Agregee, et à un fort appel aux pluies sans ignorer les débits, ce modèle peut être tout à fait adapté à ce cas d'espèce.

LES PRINCIPAUX RÉSULTATS

Les illustrations qui suivent sont assez détaillées pour tenter de bien présenter plusieurs des étapes intermédiaires du modèle Agregee. Par contre, ne sont représentés que les résultats à la station observée du Rival à Brezins.

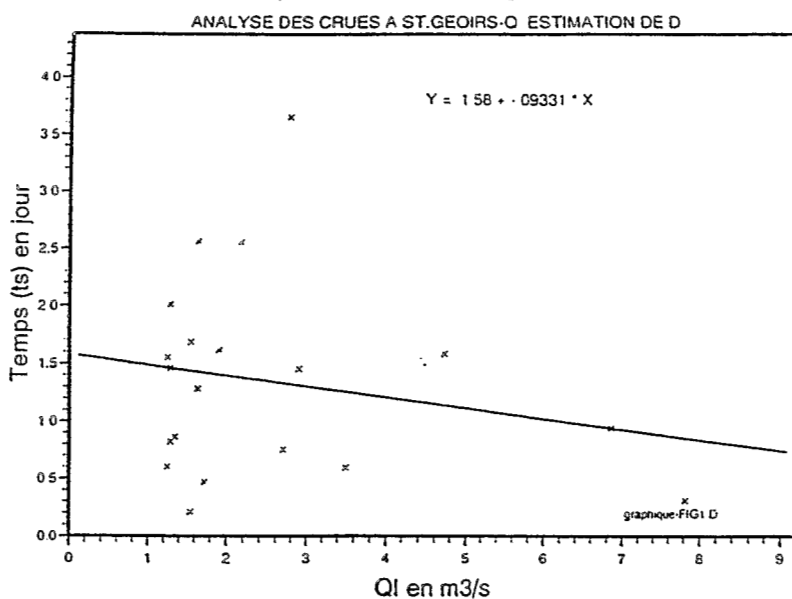


Figure 4
Estimation d'une durée caractéristique de crue de type D de Socose

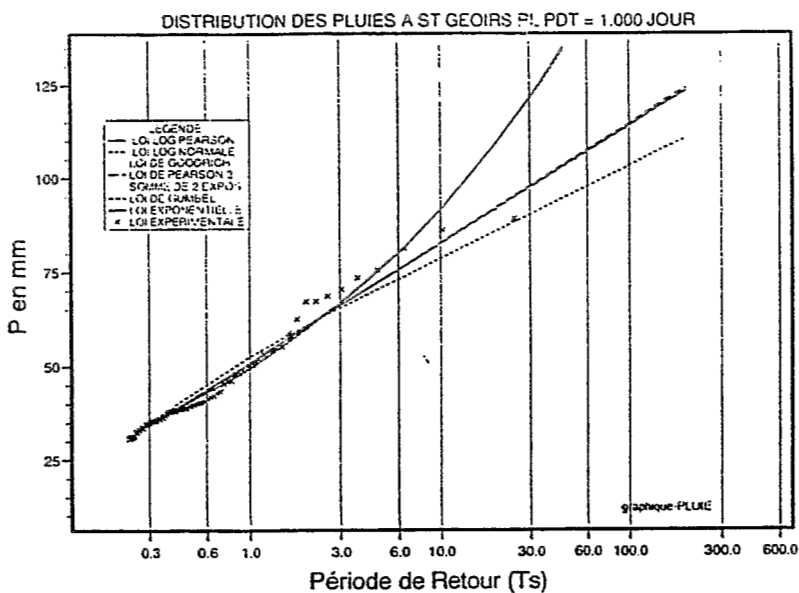


Figure 5
L'analyse des fonctions de distributions des pluies St-Geoirs

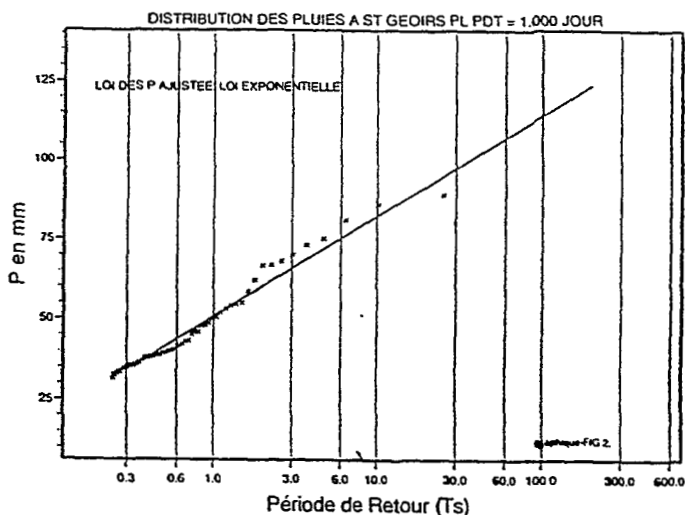


Figure 6

Choix de la fonction de distribution pour les pluies de St-Geoirs.

DISTRIBUTION DES DÉBITS (observés)

Pour la station hydrométrique du Rival à Brezins, une simple loi exponentielle s'est également avérée convenable (figure 7). Ces deux choix ne sont guère originaux, ni spécifiques à Agregee puisqu'adaptés aussi au modèle antérieur du Gradex, mais on a déjà eu l'occasion de rappeler que si Agregee élargit le champ d'application du Gradex, il ne cherche pas *a priori* à s'en distinguer.

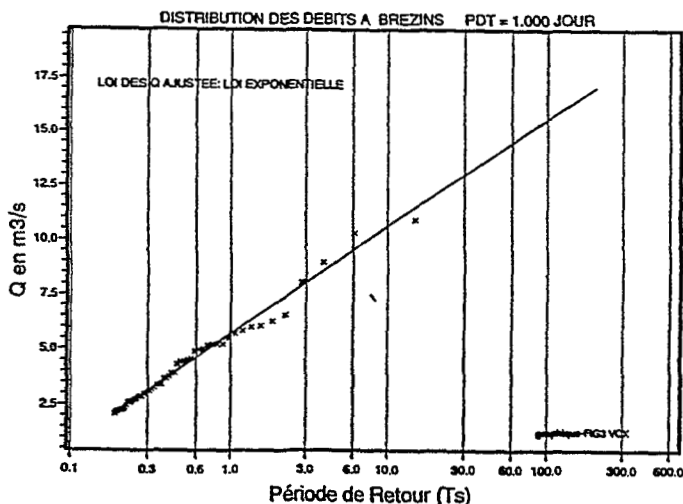


Figure 7

Choix de la fonction de distribution pour les débits de la station Brezins

EXTRAPOLATION DES DÉBITS MOYENS (VCXd)

Cette opération ne s'effectue donc que sur des débits représentatifs de volume (VCXd), et on connaît la fonction de distribution des pluies et des débits. Comme seuil de début d'extrapolation, on a utilisé $T_g = 10$ ans. Ce seuil est en général égal à environ deux fois la durée des observations des débits, voire plus grand si on possède des données fiables ou des crues historiques de qualité. Mais ici, les particularités du régime nous ont fait préférer de commencer assez tôt le soutien des pluies à la branche rare des débits. L'extrapolation des débits a été faite pour les quatre variantes disponibles (figure 8), et leur représentation sur un même graphique permet de contrôler leur cohérence, ainsi que les hypothèses de base du modèle Agréegé.

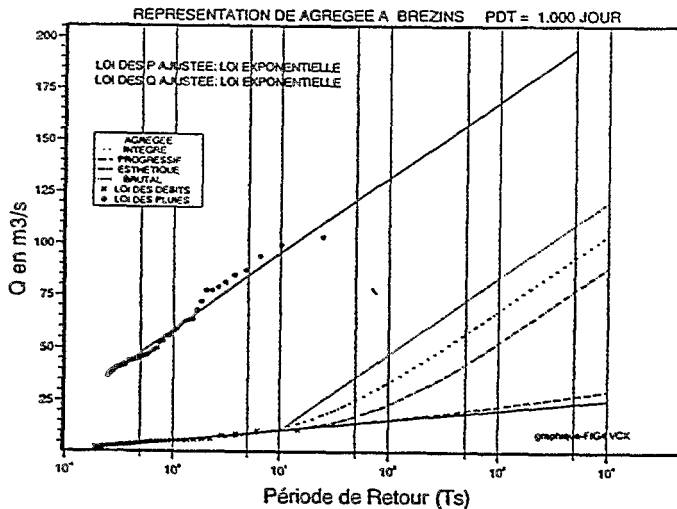


Figure 8

Analyse d'extrapolation d'agrégé à Brezins

MODÉLISATION DES SORTIES PAR UNE FORMULATION DE TYPE MÉLANGE DE DEUX EXPONENTIELLES

Cette étape représente une phase de synthèse pour l'extrapolation et une phase préliminaire pour les étapes qui suivent. Elle consiste à modéliser les résultats de la variante « esthétique » par un modèle mathématique qui est le mélange de deux exponentielles (figure 9). Les paramètres du modèle sont déterminés par une méthode d'optimisation de gradient (Rosenbrook).

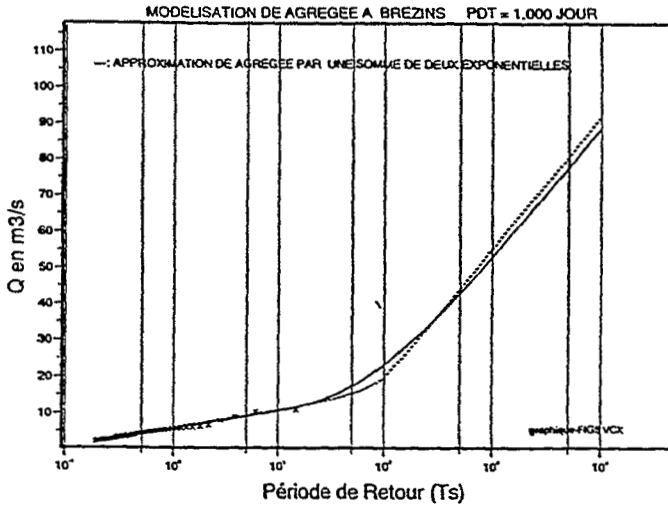


Figure 9

Modélisation des débits ($VCXd$) observés et extrapolés par agrégé, par un mélange de deux exponentielles

EXTRAPOLATION DES DÉBITS-SEUILS ($QCXd$)

Comme les modèles en aval d'Agreee (QdF, Inondabilité, HSMF, etc.) utilisent des débits seuil dépassés continûment sur une durée d ($QCXd$), la détermination des $QCXd$ est obligatoire. Ces débits-durées sont en quelque sorte des « rondelles » d'hydrogrammes réels. Leur extrapolation est faite dans Agreee à partir des $VCXd$:

$$QCXd = VCXd * \exp[-\log(C)] \quad (16)$$

où le rapport $C(QCX) = VCXd/QCXd$ a fait l'objet d'ajustements de lois statistiques calées sur les observations (et leurs logarithmes) de ces rapports (figure 10). Les valeurs observées des $QCXd$ (figure 11) ont aussi été ajustées avec une fonction de distribution exponentielle (déjà décidément très présente sur ce bassin de Brezins, ce qui exige de rappeler ici qu'Agreee n'est nullement contraint de choisir de telles lois exponentielles, y compris pour ces distributions secondaires hors extrapolation des $VCXd$ *sensu stricto*). L'extrapolation (figure 12) tient compte de la dépendance entre les $VCXd$ issus d'Agreee et ces coefficients de passage C , et la liaison peut être variable avec la fréquence. Dans le cas analysé ici, on a utilisé l'option de dépendance faible entre les $VCXd$ et $C(QCX)$.

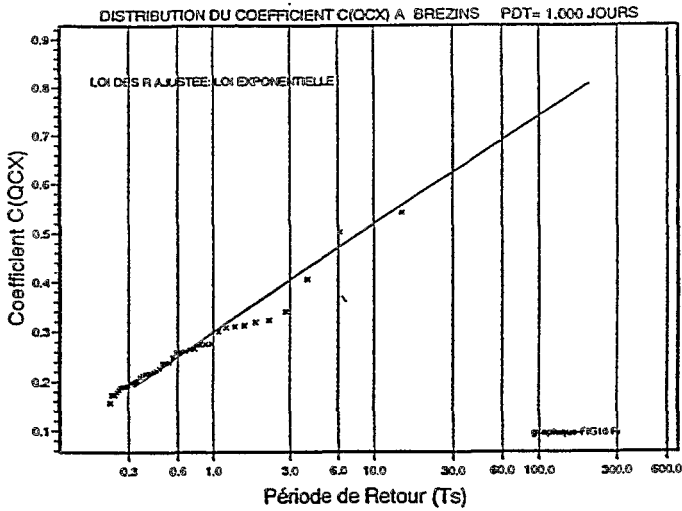


Figure 10

Choix d'une loi pour les rapports $QCXd / VCXd$ à Brezins.

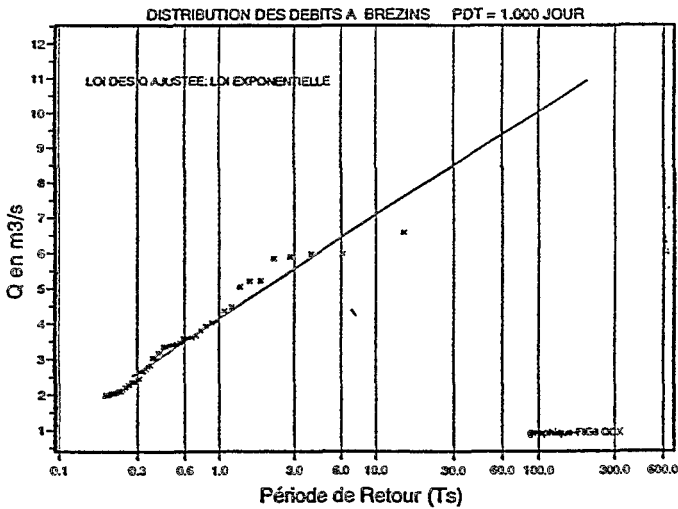


Figure 11

Choix d'une loi pour les $QCXd$ observés à Brezins

EXTRAPOLATION DES DÉBITS DE POINTE (QIX)

Une démarche analogue nous a permis de trouver les valeurs des débits de pointe extrapolés. Dans la figure 13 est donné l'ajustement du coefficient de pointe r ($r = QIX/VCXD$) par une fonction exponentielle. Dans les figures 14 et 15 est représenté l'ajustement des débits instantanés observés (QIX) et l'extrapolation aux fréquences rares.

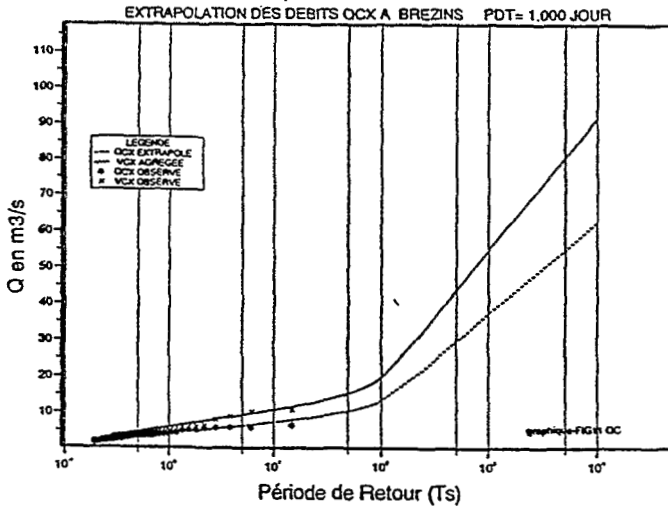


Figure 12
 Extrapolation de débits (QCX) à Brezins.

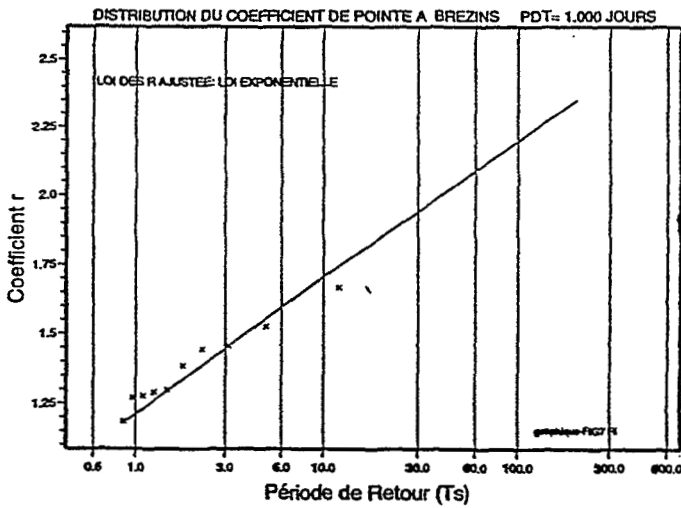


Figure 13
 Choix d'une loi pour les coefficients de pointe des débits instantanés à Brez

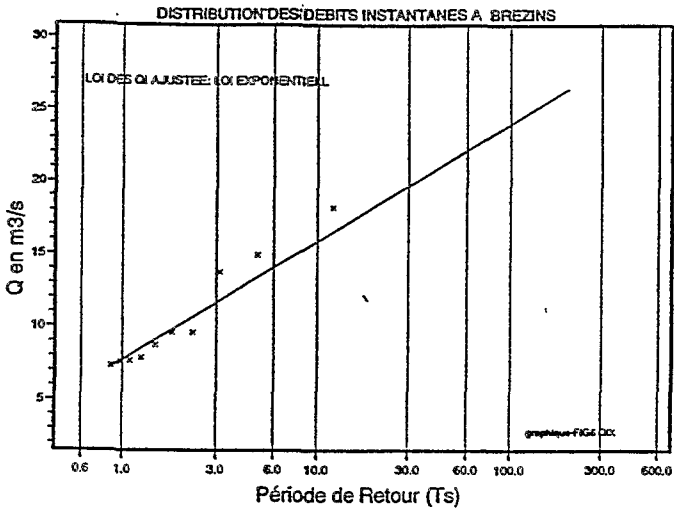


Figure 14
 Choix d'une loi pour les débits instantanés observés à Brezins

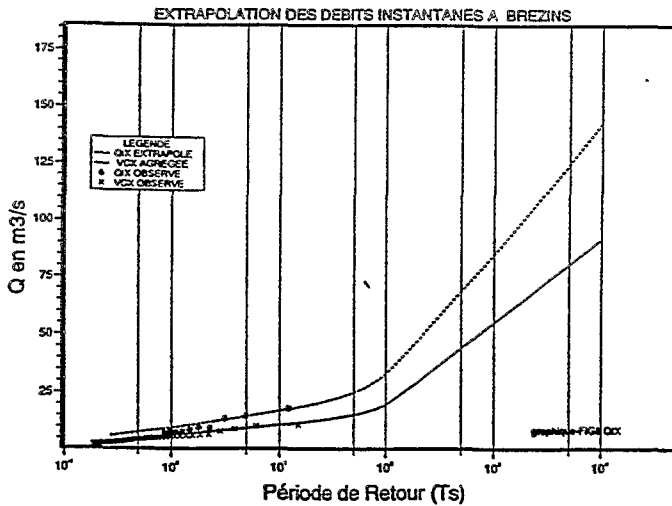


Figure 15
 Extrapolation des débits instantanés à Brezins

CONSTRUCTION DES QdF EN QCX

Compte tenu de la diversité des crues, les études se contentant de l'estimation d'une crue de « projet » unique sont partiales ou incomplètes. Il faut estimer chaque fois que possible, toutes les crues de différentes durées et de différentes fréquences. Ces informations sont résumées dans des modèles dits QdF (débits (Q)-durées-fréquences) qui synthétisent les connaissances disponibles en termes de crues sur un bassin versant (figure 16).

Ces modèles QdF peuvent être exploités dans des modèles fondamentaux d'aménagements (intégrés) de bassins entiers (Inondabilité, par exemple), et autorisent des constructions d'hydrogrammes particuliers, comme les Hydrogrammes Synthétiques Mono-Fréquences (figure 17). Ils permettent aussi le transfert des résultats depuis les stations observées (ou les sites simulés) vers d'autres bassins versants hydrologiquement semblables. Pour ce faire ils font appel, dans leur formulation mathématique, à des paramètres régionaux (5 à 6) de large plage de validité, et à deux paramètres locaux représentatifs du site (section de cours d'eau) étudié : le débit instantané décennal (QIXA10) et le temps caractéristique D (GALEA *et al.*, 1990). Quand on ne dispose d'aucune observation locale, des modèles régionaux très sommaires permettent de les estimer. C'est ce qui a été fait pour le Rival.

La comparaison des courbes QdF construites sur le Rival avec des modèles QdF de référence disponibles en France, et l'analyse des différences et ressemblances observées, ainsi que les contrôles « historiques » (inondations et crues rares observées) effectués, montrent la pertinence probable des résultats présentés ci-dessus et de l'ensemble de ceux élaborés sur ce bassin (plus de 3 000 couples débits-durées estimés et modélisés hydrauliquement pour une étude d'aménagement).

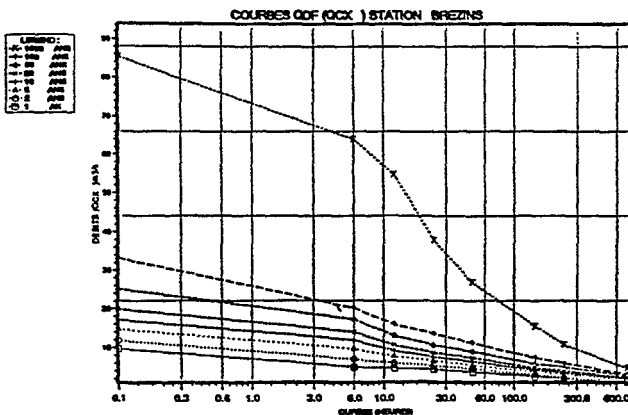


Figure 16
Courbes QdF en QCXd à Brezins

BIBLIOGRAPHIE

- COLIN E., MICHEL C., OBERLIN G., 1977. Applications du calcul de la distribution d'une fonction de deux variables à l'estimation des crues. BTRG, Cemagref, Paris.
- COHEN L., 1984. Probability distributions with given multivariate marginals. J. of Math. Phys. 25(8), 2402-2403.
- FINCH P.D., GROBLICKI R., 1984. Bivariate probability densities with given marginals. Found. of Phys. 14(6), 549-552.
- GALEA G., FAURE D., OBERLIN G., 1990. Modèle de synthèse, à 3 variables, descriptif des connaissances régionales en crues. Regionalisation in Hydrology, Ljubljana, AIHS n° 191.
- GAUTIER J.N., 1992. Inondabilité, un modèle de confrontation directe entre risque subi et besoin de protection. Thèse de doctorat, ULP Strasbourg, Cemagref, Lyon.
- GUILLOT P., DUBAND D., 1967. La méthode du Gradex pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies. Jour.SHF, rapp.7, Paris.
- MARGOUM M., 1992. Estimation des crues rares et extrêmes : le modèle Agregee. Conception et premières validations. Thèse de doctorat, École de Mines de Paris. Cemagref, Lyon, GIS Friend/Amhy.
- MARGOUM M., OBERLIN G., 1991. Agregee, premiers résultats. Colloque Franco-Roumain, École de Mines, Paris.
- MICHEL C., 1981. Le modèle régional sommaire Socose. Cong. ICITID, Grenoble.
- MICHEL ET OBERLIN., 1990. Étude des crues rares, variante d'application de la méthode du Gradex. Cemagref, Antony, I.T.n°87
- OANCÉA V., OBERLIN G., GILARD G., 1992. HSMF-Construction des Hydrogrammes Synthétiques Mono Fréquences. Rap. Cemagref, Lyon.

- OBERLIN G., 1988. Inondabilité, comment intégrer les notions de durées. 25^{ème} anniversaire de l'Orgeval, Cemagref, Paris.
- OBERLIN G., MARGOUM M., 1991. Objectifs du modèle Agregee.IT n°84, Cemagref, Paris.
- SINGH K., SINGH V.P., 1991. Derivation of bivariate probability density functions with exponential marginals. *Stoch.Hyd.et Hydraul.*, 5, 55-68.

L'UTILISATION DE MODÈLES QdF DANS LES SYNTHÈSES RÉGIONALES DE L'ÉCOULEMENT MAXIMAL

V. OANCÉA¹, G. GALÉA², G. OBERLIN³

RÉSUMÉ

Les courbes QdF (Débit - durées - Fréquence), qui synthétisent les connaissances du régime hydrologique d'un bassin, permettent d'alimenter en caractéristiques de débits certains types de modèles d'aménagements de bassins entiers. Ces courbes ne peuvent être directement déterminées qu'aux sites de mesure, par force en nombre limité. Le problème de leur transposabilité se pose donc.

Dans cette communication, les auteurs montrent qu'il est possible de définir des courbes QdF normées qui soient applicables sur de vastes zones (3 modèles suffisent à décrire des dizaines de régimes de crues observées sur l'ensemble de la France). Ils en donnent un exemple d'application.

¹CEMAGREF, Lyon, Div. Hydrologie-Hydraulique
INMH, Bucarest (Projet UNESCO PHI IV, Friend/Amhy)

²CEMAGREF, Lyon, Div. Hydrologie-Hydraulique

³CEMAGREF, Lyon, Div. Hydrologie-Hydraulique

INTRODUCTION

Le recours à l'analyse régionale des paramètres hydrologiques se pose chaque fois qu'on ne dispose pas de données suffisantes pour caractériser d'une manière satisfaisante le régime hydrologique en tous points du bassin versant à étudier, ce qui est le cas général, même si le bassin est bien fourni en stations hydrométriques, ou a fait l'objet de calages réussis de modèles de génération de débits.

Une démarche classique de synthèse est alors d'entreprendre d'abord des analyses statistiques ponctuelles (*sur les données des stations hydrométriques disponibles et/ou aux sites de génération de débits accessibles aux modèles calés*) puis, à l'aide d'une méthode régionale, d'essayer d'étendre la validité de ces caractéristiques locales à des surfaces voisines, ou sur d'autres bassins hydrologiquement équivalents.

Dans ce qui suit on propose comme solution régionale les modèles synthétiques descriptifs QdF, qui présentent les connaissances disponibles du régime hydrologique de tout ou partie du bassin concerné, et permettent d'alimenter en caractéristiques de débits (*durées et fréquences*) des modèles fondamentaux d'aménagements (*intégrés*) de bassins entiers, comme Inondabilité (OBERLIN *et al.*, 1988), du moins ceux qui n'ont pas besoin de simulations continues, par suite d'un degré élevé de conceptualisation et de finalisation.

Les modèles QdF permettent aussi, sous leur forme normalisée, le transfert de connaissances régionales (*de crues, pour les modèles présentés ici, mais c'est valable partiellement en étiages, après contrôles locaux*) à d'autres bassins versants hydrologiquement semblables. Pour cela ils font appel, dans leur formulation mathématique, à des paramètres régionaux et locaux du bassin versant à étudier. Parmi ces derniers, on utilise souvent le débit instantané maximal annuel décennal (*QIXA10*) pour les débits, et une durée caractéristique de crue du bassin versant (*D de Socose, par exemple*) pour les durées.

LES COURBES DÉBIT (Q) - DURÉES (D) - FRÉQUENCE (F)

Les courbes QdF utilisent des variables hydrologiques (figure 1) de trois types (OBERLIN *et al.*, 1988) :

- VCXd : le débit (*moyen : Volume*) sur une durée Continue d, maXimal dans la saison ;
- QCXd : le débit seuil (Q) Continuellement dépassé sur la durée d, maXimal dans la saison ;
- DCXd : le Débit Classé de la saison, dépassé (*maXimal*) sur la Durée Cumulée d.

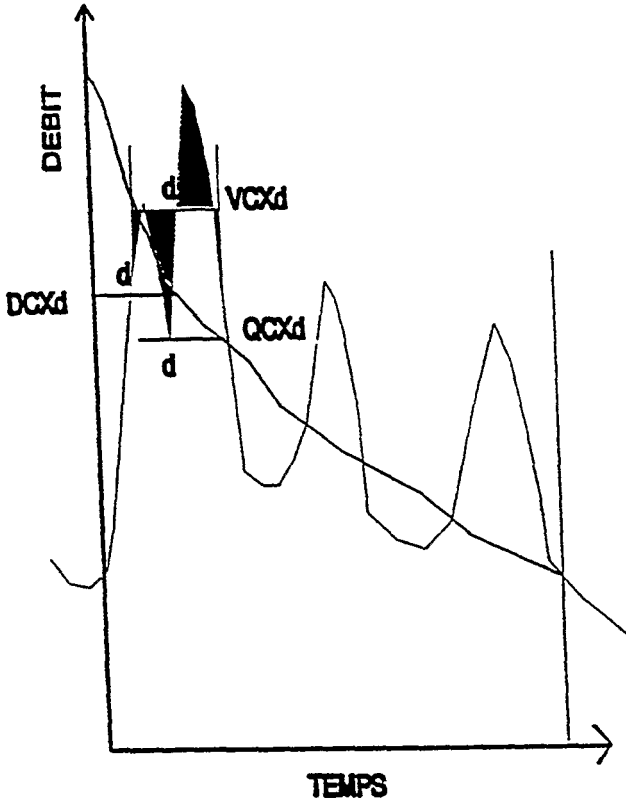


Figure 1

Représentation des caractéristiques $VCXd$, $QCXd$ et $DCXd$ de débits moyens, seuils et classés de durée d (ici les maximums de la saison représentée)

Ils représentent synthétiquement les résultats de l'analyse statistique sur ces débits ($VCXd$ et $QCXd$ sont les plus utilisés), pour une station hydrométrique (ou un point de simulation de modèle) donnée (figure 2). Les quantiles pour les périodes moyennes de retour rares et extrêmes (au-delà de 10 ans) sont déterminés par le modèle d'extrapolation Agrégée (OBERLIN *et al.*, 1991), lequel peut assurer en annexe les autres ajustements et traitements ordinaires.

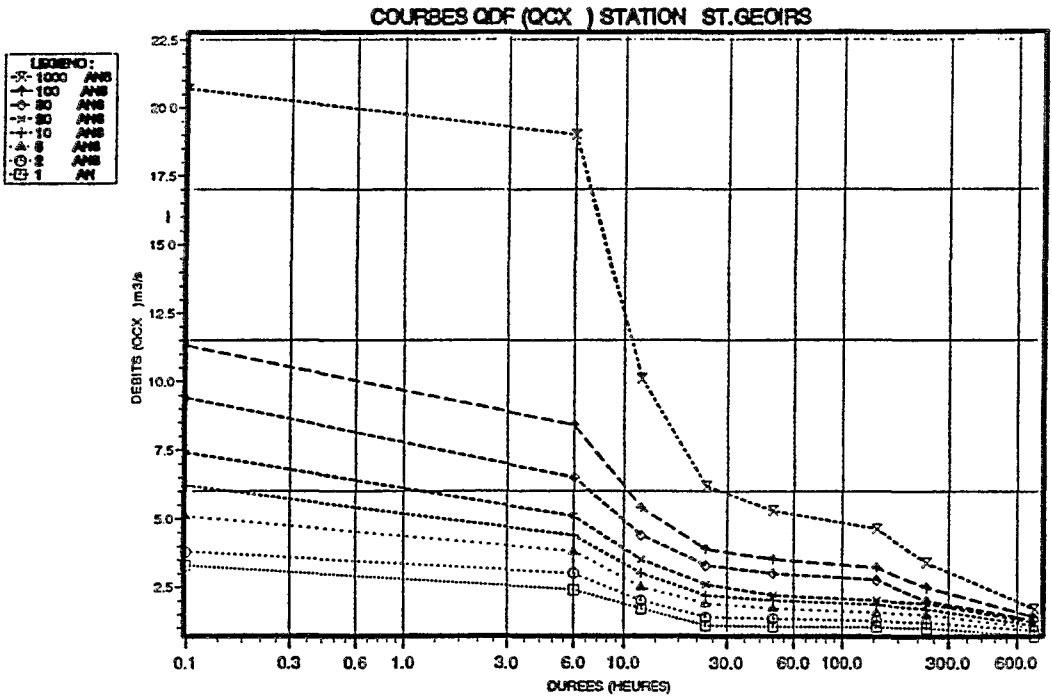


Figure 2

Courbes QdF en QCXd, sur le Rival à St Geoirs (S = 31,2 km²)

LES COURBES QdF NORMÉES, ET LEURS TRANSFERTS AUX SITES NON-JAUGÉS (non simulés)

Les études sur les courbes QdF ont montré (GALÉA *et al.*, 1990a) que le transfert des quantiles de crues qu'elles représentent sur des sites non-jaugés (*non-simulés*) est possible à partir d'une forme « normalisée ». Il a été trouvé, après de nombreux essais (BEN MANSOUR, 1987), les facteurs de normalisation suivants, en principe assez disponibles ou estimables :

- pour la durée d : le D de Socose (MICHEL, 1981) ;
- pour les débits (*VCXd et QCXd*) : une aire de bassin réduite, $S^{0.8}$, conduisant à un débit pseudo-spécifique en $l/s.km^{0.8}$, lorsque l'aire est la variable principale (figure 3) ; un quantile de crues, par exemple le décennal du débit instantané maximal par saison (*QIXA10, si la saison est annuelle*), conduisant à des valeurs sans dimensions, lorsque d'autres

facteurs que l'aire du bassin intervient (figure 4).

Les paramètres D et QIXA10 sont des caractéristiques de la station (*site*) où les courbes QdF ont été construites. Le QIXA10 est estimé à partir des observations ou des simulations si elles existent, à défaut par des méthodes de prédétermination généralement régionales (*synthèses de crues, modèles sommaires, etc.*). La variable D est déterminée à partir de couples (QI, d) extraits des hydrogrammes observés ou simulés, et relatifs aux plus fortes crues de la période disponible ou analysée : d est la durée pendant laquelle la moitié du débit de pointe QI est dépassée. La valeur de D est la médiane conditionnelle des d , pour QIXA10 (figure 5).

L'hypothèse de représentativité de telles courbes QdF normées implique en fait les relations suivantes (GALÉA *et al.*, 1989) :

COURBES QdF(NORM.) (QCX) STATION ST.GEOIRS

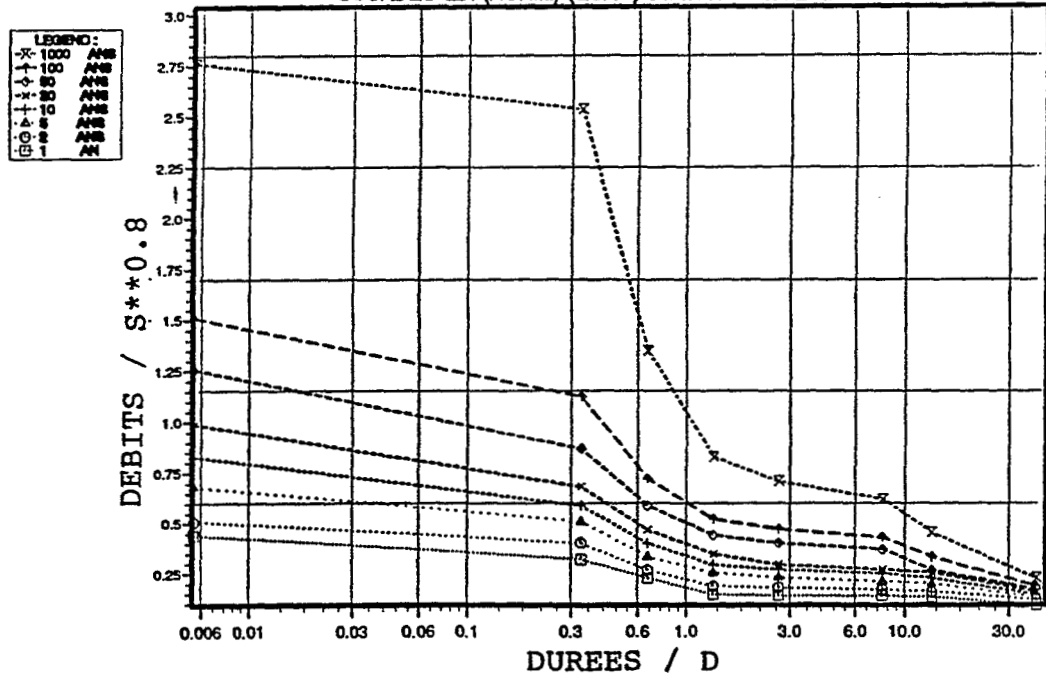


Figure 3

Courbes QdF normées par $S^{0.8}$, en pseudo-spécifiques ; QCXd du Rival à St Geoirs
($S = 31,2 \text{ km}^2$)

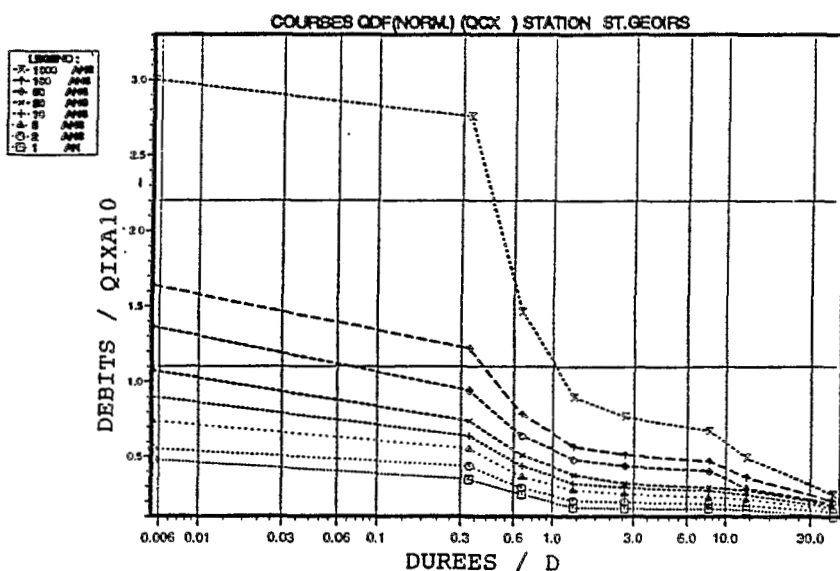


Figure 4

Courbes QdF normées par $QIXA10$, en adimensionnelles ; $QCXd$ du Rival à St Geoirs ($S = 31,3 \text{ km}^2$)

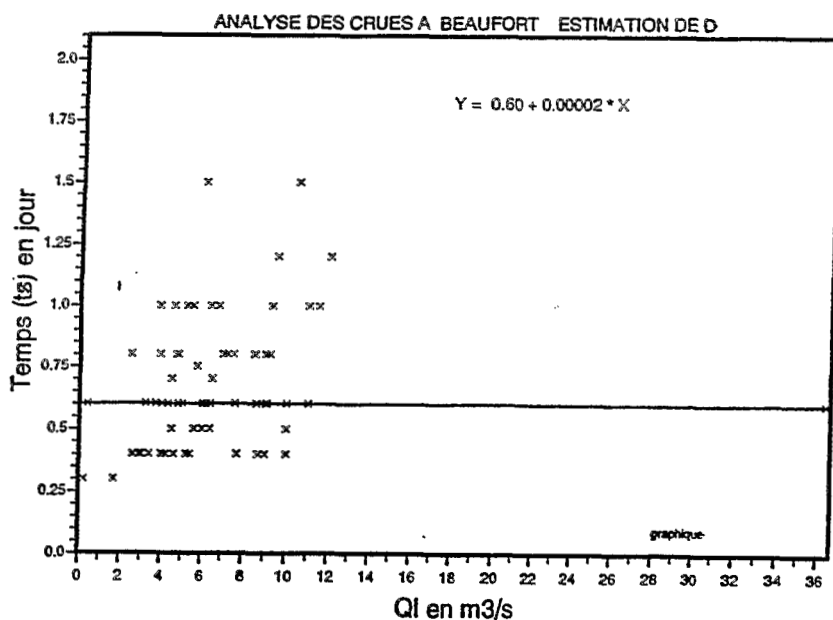


Figure 5

Estimation de la durée caractéristique de crue D ; le Rival à Beaufort ($S = 461 \text{ km}^2$) ; cas particulier ici : D n'est pas lié à Ql

$$\left(\frac{d}{D}\right) \text{«station» de référence} = \left(\frac{d}{D}\right) \text{site «non jaugé»} \quad (1)$$

et :

$$\left(\frac{VCX(T, d/D)}{QIXA10}\right) \text{«station»} = \left(\frac{VCX(T, d/D)}{QIXA10}\right) \text{«site»} \quad (2)$$

qui permettent de trouver les $VCX(T, d/D)$ du site objectif :

$$VCX(T, d/D) \text{«site»} = \left(\frac{VCX(T, d/D)}{QIXA10}\right) \text{«station»} * QIXA10 \text{«site»} \quad (3)$$

FORMULATION MATHÉMATIQUE DES COURBES QdF NORMÉES : LES MODÈLES QdF

La formulation actuelle des modèles QdF a été bâtie sur la base du modèle de renouvellement (*binôme : loi de Poisson + loi Exponentielle*) pour les fréquences observables (*données observées, ou simulées par les modèles Q(P) en restant dans leur domaine de validation effective*). Dans les fréquences rares, voire extrêmes, la formulation s'appuie sur la variante dite « esthétique » du modèle du Gradex (GALÉA *et al.*, 1989).

On a choisit des fonctions élémentaires de type hyperboliques simples, éventuellement imbriquées à nouveau sous forme hyperbolique, de manière à s'autoriser des « courbures » quelconques (*dérivées successives souples*) dans les domaines validables (*observations disponibles*), tout en encadrant ces branches souples par des formes asymptotiques linéaires (*modèle le plus simple possible*) dans les domaines non validables (*observations non disponibles*).

Ceci aboutit aux deux catégories de formulations ci-dessous :

DOMAINE OBSERVABLE, ENVIRON : $0,5 \text{ ANS} \leq T \leq 20 \text{ ANS}$

On part de la relation traditionnelle en renouvellement :

$$Q(T, d) = Gq(d) * \ln(T) + Qo(d) \quad (4)$$

où :

Q peut représenter l'une des 3 définitions des débits de durées d, VCXd étant la plus utilisée, QCXd commençant à disposer de modèles calés, et DCXd étant en attente ;

d est quelconque, les calages disponibles actuellement étant le plus souvent valables pour la plage [inst. $\leq d \leq 30$ jours], la durée minimale pouvant être qualifiée d'instantanée (*inst.*) dès que d est significativement petite devant la durée caractéristique de crue (*par ex.* $d < D/10$) mais pouvant, si les données ou simulations l'autorisent, être proche de la minute voire de la seconde ;

Q_0 est analogue à un paramètre de position d'une loi de débits Q Exponentielle, mais de fait recalé selon les relations ci-après ;

G_q est analogue à un Gradex d'une loi de débits Q Exponentielle, mais de fait recalé selon les relations ci-après.

Les modélisations partielles de Q_0 et de G_q sont faites sous la forme suivante, débits et durées ayant été préalablement normés pour travailler en adimensionnel (*ici par Q_{IXA10} et D , le plus souvent utilisés, mais on peut faire d'autres choix*) :

$$Q_0(d/D)/Q_{IXA10} = \frac{1}{X_4 * d/D + X_5} + X_6 \quad (5)$$

$$G_q(d/D)/Q_{IXA10} = \frac{1}{X_1 * d/D + X_2} + X_3 \quad (6)$$

En exploitant les relations (4), (6) et (5) on obtient le modèle valable dans cette plage de fréquences ordinaires et observables, présenté ci-après sous la forme normée à présent obligatoire (*les X_i sont calés pour les valeurs normées*) :

$$\frac{Q(T, d/D)}{Q_{IXA10}} = \left[\frac{1}{X_1 * d/D + X_2} + X_3 \right] * 1n(T) + \left(\frac{1}{X_4 * d/D + X_5} \right) + X_6 \quad (7)$$

DOMAINE EXTRAPOLÉ, ENVIRON : 20 ANS $< T \leq$ 1000 ANS

On s'inspire de la formulation du Gradex, variante esthétique (MICHEL *et al.* 1987), ici présentée avec les durées déjà normées (*par D*) :

$$Q(T, d) = Q(T_0, d) + G_p(d) * 1n \left[1 + \frac{G_q(d)}{G_p(d)} * \frac{T - T_0}{T_0} \right] \quad (8)$$

où :

Q a la même signification que ci-dessus au paragraphe a, même si seuls les VCXd ont vocation à être extrapolés par le Gradex, variante esthétique, car la relation ci-dessus est purement formelle ;

T_0 est le seuil de début d'extrapolation par le Gradex (*esthétique*), confondu ou non avec le T charnière entre les formulations (7) et (10) ;

G_p est le gradex des pluies centrées (*correction de Weiss, si nécessaire*), de mêmes durées que les débits Q , exprimées en unités de débits ; il est modélisé avec l'expression suivante, après avoir été rendu adimensionnel par les normes choisies (*ici Q_{IXA10} et D*) :

$$Gp(d/D)/QIXA10 = \frac{1}{X7*d/D + X8} + X9 \quad (9)$$

Les relations (8) et (9) donnent la relation suivante (10), valable dans le domaine extrapolé indiqué, et exprimée en variables normées à présent obligatoires compte tenu de la manière dont sont calés les paramètres X_i ; pour motif de longueur d'équation, le membre $Q(T_0, d)/QIXA10$ qui est à estimer par le modèle valable à T_0 (§A), n'a pas été explicité sous la forme de l'expression (7). À part T qui est en années, les autres unités sont quelconques, pourvu qu'elles soient les mêmes pour une même grandeur.

$$\left[\frac{Q(T, d/D) - Q(T_0, d/D)}{QIXA10} \right] = \left[\frac{1}{(X7*d/D + X8)} + X9 \right]^* \cdot n \left[1 + \frac{\left(\frac{1}{(X1*d/D + X2)} + X3 \right) \cdot (T - T_0)}{\left(\frac{1}{(X7*d/D + X8)} + X9 \right) \cdot T_0} \right] \quad (10)$$

CALAGES DE CES MODÈLES QdF

Les paramètres X_1 à X_9 sont déterminés (GALÉA *et al.*, 1989) à l'aide d'une méthode d'optimisation de gradient (Rosenbrook) pour chaque modèle QdF actuellement en usage. À titre d'exemple, dans le tableau 1, sont données les valeurs des paramètres X_1 à X_9 pour deux modèles QdF calés sur des quantiles de type VCXd (GALÉA *et al.*, 1990b).

Tableau 1
Exemple de jeux de paramètres de modèles QdF, valides pour des VCXd, nommés d'après le nom de la station d'origine du calage

PARAMÈTRES									
NOM	X1	X2	X3	X4	X5	X6	X7	X8	X9
FLORAC	1,12	3,57	0,00	1,15	3,24	0,05	1,35	1,81	0,06
SOYAN	0,87	4,60	0,00	1,07	2,50	,099	0,57	0,70	,046

De nombreuses études de cas effectuées depuis longtemps (RAMEZ et GALÉA, 1984), tant en bassins expérimentaux (BEN MANSOUR, 1987), qu'en réseaux hydrométriques (ORTIZ, 1988) ou sur données simulées (GALÉA, 1991), ont montré la portabilité de ces modèles QdF, non seulement depuis les stations de calage vers les sites proches (*amont, aval, cours très voisins*), mais encore sur de vastes régions. Avec 3 modèles dénommés Vandenesse, Soyan et Florac, il a été possible de représenter très correctement des dizaines de régimes de crues (*en VCXd*) observés sur l'ensemble de la France (GALÉA, 1990b). Un modèle calé en variable QCXd, dénommé provisoirement Davaye (GALÉA *et al.*, 1991), représente une approche efficace des quantiles de crues en petits bassins versants à fortes pentes et à faible couvert végétal. Les domaines de validité sont plutôt plus larges que ceux indiqués au paragraphe A. ; il est en particulier fréquent de pouvoir descendre au-dessous de la bisannuelle ($T=0,5$ an), par exemple jusqu'à la crue dépassée en moyenne 5 fois par an ($T=0,2$), variantes fréquentes de très grande importance en aménagement des cours d'eau.

Cependant, pour profiter de ces remarquables qualités de portabilité il faut, d'une part, obtenir de bonnes estimations locales des paramètres utilisés en normes (*QIXA10 et D, ou équivalents*) et, d'autre part, savoir quel modèle disponible est localement valide. Pour la première contrainte, les synthèses régionales, les cartes et les modèles sommaires qui commencent à être disponibles, ainsi que de courtes séries d'observations locales (stations secondaires ou tertiaires), voire des simulations de modèles Q(P) localement valides, permettent le plus souvent d'estimer ces normes locales avec suffisamment de précision pour un usage opérationnel (figure 6 et 7). Pour la seconde, des recherches sont en cours pour définir les aires de validité et/ou les types de bassins, correspondant à ces quelques modèles de référence. Les premiers résultats sont prometteurs (publications 1992 à venir), en particulier en fonction des entités « sol-végétation » et des climats (GALÉA et BARBET, 1990c).

D'autres recherches sont en cours pour intégrer dans ces modèles QdF les nouvelles formes mathématiques issues du modèle *Agregee* qui a vocation à remplacer le *Gradex*, au moins pour les QdF et les fréquences seulement rares (*en extrêmes, Gradex et Agregee diffèrent peu, et leurs différences sont peu validables*). On peut résumer les différences par le fait que les paramètres G_q et G_p dits « *Gradex* », qui sont des constantes dans les formulations actuelles ci-dessus (*estimés sur des lois exponentielles, éventuellement sur des branches particulières limitées, ce qui autorise déjà des lois non strictement exponentielles partout*), devront être remplacées par des « pseudo-gradex » quasi-systématiquement variables avec la fréquence (*dQ/dlogT, ou dP/dlogT, variables avec T*).

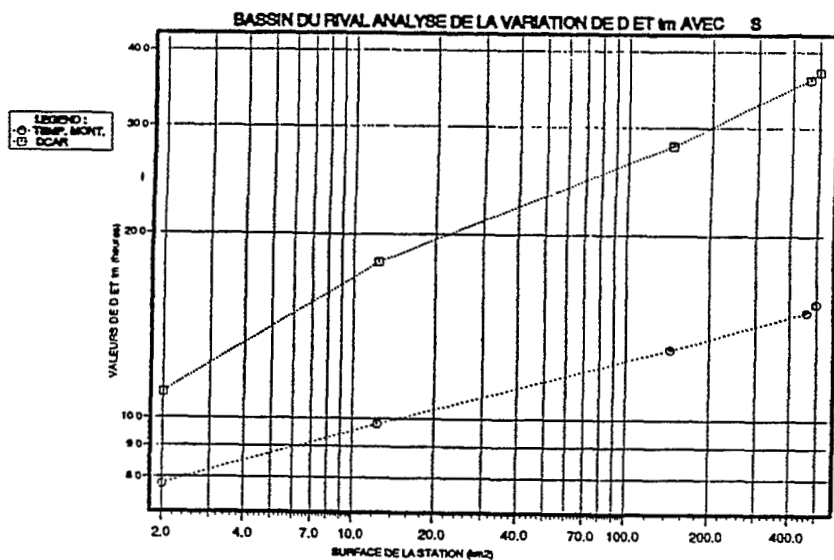


Figure 6

*Variations avec la surface des paramètres temporels D et t_m (temps de montée).
Bassin du Rival (Isère, France)*

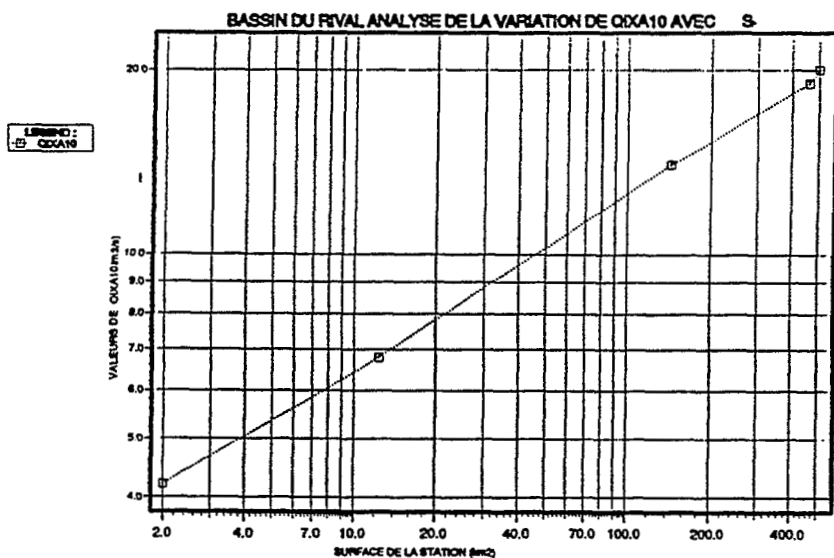


Figure 7

Variations avec la surface du paramètre de débits QIXA10 (débit instantané décennal). Bassin du Rival (Isère, France)

LES HYDROGRAMMES SYNTHÉTIQUES MONO-FRÉQUENCES (HSMF)

La théorie du modèle Inondabilité (OBERLIN, 1988 ; GAUTIER, 1992) peut conduire (ce n'est pas une obligation) à travailler en transitoire. On y exploite alors des hydrogrammes non naturels dénommés « Hydrogramme Synthétique Mono-Fréquence » (*HSMF*) construits à partir des courbes et/ou modèles QdF en QCXd, et dont les valeurs rares sont extrapolées par le modèle Agregée, grâce à une liaison d'intensité variable entre les VCXd (*seuls extrapolables sensu stricto*) et les QCXd. On passe des QdF aux HSMF grâce à l'introduction d'un temps de montée t_m (figure 8) des crues du bassin versant étudié, avec une hypothèse simple mais réaliste de branche de montée d'hydrogramme linéaire en temps t . On peut donc, y compris pour les fréquences rares et extrêmes, construire de tels HSMF (OANCEA *et al.*, 1992) grâce à ces QdF extrapolés. S'ils sont principalement exploités pour les calculs hydrauliques d'Inondabilité (figure 9), ils peuvent accessoirement l'être aussi pour améliorer la connaissance de l'hydrologie du cours d'eau étudié si elle est insuffisante (*il ne faut pas obligatoirement connaître l'hydrologie du bief simulé pour l'hydraulique, qui pourrait se contenter des débits latéraux entrants, mais il la faut pour la variable TOP d'Inondabilité*).

Les HSMF autorisent toutes sortes de « panachage » de régimes hydrologiques, y compris des différences aux confluent pour estimer des régimes inconnus, voire des régimes localement « négatifs » (*pertes*). Les erreurs se cumulent évidemment et, dans le cas de différences faibles, peuvent éventuellement devenir inacceptables. Dans toutes ces compositions mono-fréquences, il faut vérifier les dérives en fréquence liées au degré relatif d'indépendance : c'est soluble (*corrections approximatives, à ce jour*) quand il y a des stations de contrôle, ou des modèles régionaux valides. On rappelle que les compositions mono-fréquences, et donc les dérives en fréquences liées, ne sont pas inévitables dans le modèle Inondabilité, lequel peut travailler sans ces compositions et leurs erreurs liées, en particulier quand le régime hydrologique du bief principal est réputé connu (*interpolable, en QdF normés, entre stations observés et sites simulés par modèles Q(P)*).

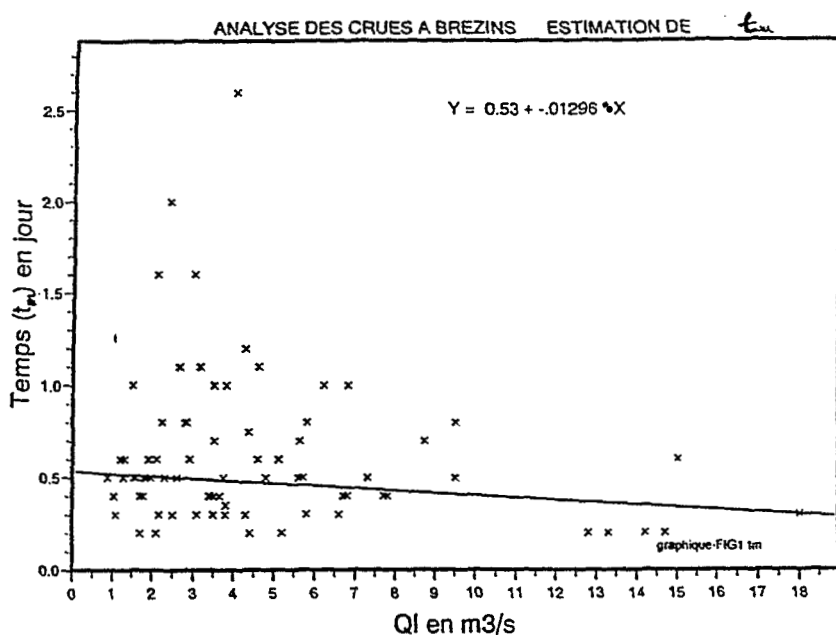


Figure 8

Estimation du temps de montée t_m . Médiane conditionnelle de t_m selon le débit de pointe Q_l . Rival à Brezins ($S = 144 \text{ km}^2$)

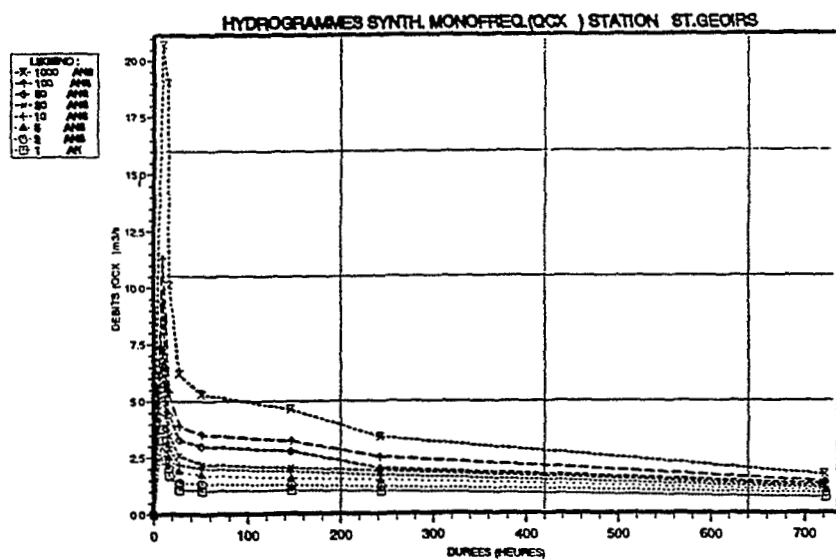


Figure 9

Hydrogrammes Synthétiques Mono-Fréquences, HSMF, sur le Rival à St Geoirs ($S = 31,2 \text{ km}^2$)

EXEMPLE D'APPLICABILITÉ DES MODÈLES QdF DANS UN CAS DIFFICILE : L'AMÉNAGEMENT RATIONNEL DU RIVAL (ISÈRE, FRANCE)

Rationnel s'oppose ici à simpliste, lorsque la simplification tourne le dos à la réalité, et à partiel, lorsqu'il y a des impasses (*involontaires, mais souvent acceptées, sinon recherchées...*). L'hydraulicien et l'aménageur doivent proposer des mesures les moins éloignées possible de la réalité hydrologique que vivront les ouvrages construits pendant leur durée de vie, les riverains de ces cours d'eau, et tous les innombrables « voisins » situés en amont et en aval (*jusqu'à la mer...*) des sites analysés et peut-être aménagés. À cette rationalité hydrologique fait donc suite une autre rationalité hydraulique, puis celle liée aux réels besoins des riverains, ces derniers pas toujours connus, souvent non exprimés, et parfois sécuritaires au grand détriment de notre environnement. Si le modèle Inondabilité essaye de prendre toutes ces contraintes en charge, le propos qui suit sera limité à la réalité hydrologique sur un bassin réel pris comme exemple et dont la forte originalité hydrologique ne met nullement en cause l'utilisation des QdF.

Le bassin du Rival (GILARD *et al.*, 1992) présente des conditions de formation de l'écoulement tout à fait particulières. Un fort pourcentage du bassin (*plusieurs centaines de kilomètres carrés*) ne paraît pas drainé superficiellement, car il ne possède pas de réseau hydrographique raccordé à un exutoire. C'est surtout le cas du versant rive droite du Rival ; le versant gauche, plus petit en surface, a un comportement tout à fait « normal ».

En fait, les infiltrations sont extrêmement fortes sur le versant rive droite, et donc l'écoulement souterrain quasi exclusif, et ce jusqu'à des fréquences qui dépassent la décennale. Pour certains affluents qui arrivent quand même jusqu'au cours principal, la surface participante (*jusqu'au niveau des crues rares*) est nettement plus faible que celle du bassin superficiel, par exemple jusqu'à moins de 50 %.

Le Rival à Beaufort (figure 10), immédiatement avant sa confluence avec des émergences (*dites de St Barthelemy de Beaurepaire*) possède ainsi un bassin versant superficiel de 460 km², mais en fait il ne possède aucun affluent en rive droite. L'écoulement de surface observé jusqu'au-delà de la décennale correspond à une superficie du bassin réel de l'ordre de seulement 165 km².

L'analyse de l'écoulement maximal aux 3 stations observées sur ce bassin, avec une interpolation classique (figure 11), met en évidence ces évolutions assez inhabituelles, et la difficulté d'en estimer les caractéristiques en dehors des stations (*l'interpolation de la figure 11 n'est pas hydrologiquement acceptable a priori*). La bonne manière de décrire aussi complètement que possible le fonctionnement du cours d'eau a donc été de commencer par construire 3 séries de courbes QdF normées pour chacune des 3 stations et valides *a priori* sur une

partie des biefs représentés par ces stations. Puis on a caractérisé les types de régimes suivis par chacune des surfaces latérales affluentes (*avec et sans lits mineurs apparent*) individualisables (figure 10). On a ensuite caractérisé ces écoulements divers, d'une part en composant avec le modèle hydraulique transitoire alimenté avec des HFMS affluents (*n'exigeait pas de connaître les QdF du Rival mais ceux des affluents : construction « hydraulique » du régime du bief principal*) et, d'autre part, en interpolant directement sur les QdF normés selon l'estimation des poids relatifs (*surfaces partielles*) des régimes connus pour chaque bief (*construction « hydrologique » du régime du bief principal*).

Les 3 stations disponibles permettent de contrôler ces deux estimations possibles via leurs QdF. La seconde méthode a été préférée, car elle évite les corrections de fréquences induites par des compositions mono-fréquences d'événements toujours un peu indépendants (*même s'ils sont assez fortement liés*). Elle évitait aussi d'explicitier des QdF négatifs correspondant, en rive droite, à des pertes importantes qui s'observent le long du bief principal pour les fréquences peu rares. Quoique à l'image de la réalité hydrologique, il était difficile de faire comprendre la pertinence de tels régimes « négatifs », fussent-ils seulement « affluents », et on sait que des QdF issus de différences ont en général une forte erreur (*cumul des erreurs sur une valeur généralement faible*).

L'essai d'identification d'un des modèles QdF de référence, disponible et réputé à large validité spatiale, sur les trois stations du bassin ou sur l'une ou l'autre de leurs compositions, n'a pas toujours donné de résultats satisfaisants, compte tenu des particularités du régime du Rival. Il était également inutile de travailler à un calage mathématique toujours délicat, faute de retrouver d'autres occasions d'exploitation d'un modèle aussi particulier. Toutes les nombreuses opérations précédentes de composition et d'estimation ont donc été faites avec courbes absolues et courbes normées, sans modèle *sensu stricto*.

À noter que ces opérations doivent être informatisées, avec ou sans modèle calé. En effet, et sur l'exemple tout à fait représentatif (*et même modeste*) présenté ici des 50 km du bief du Rival, il a fallu estimer 2 types de débits (*VCXd et QCXd*), pour 4 fréquences ($T=1, 10, 100$ et 1000 ans), 8 durées (*environ $d/D=0, 0,1 ; 0,5 ; 1,0 ; 2,0 ; 3,0 ; 5,0$ et $10.$*), une cinquantaine de points d'entrée (*sites*), et le tout réparti sur divers QdF (*les 3 génériques et plusieurs de leurs compositions*), soit plus de 3000 doublets débits-durées à estimer. Et tout ceci pour le seul état présent. Si d'éventuels aménagements sont créés qui modifient significativement les débits, et de telle sorte que le modèle hydraulique transitoire ne suffise pas à les intégrer, il serait nécessaire d'en ajouter d'autres. Enfin, il est rappelé que chaque site à estimer nécessite aussi d'y avoir prédéterminé les deux normes utilisées dans les QdF (*pour y « dénormer » localement les QdF utilisés*), ici QIXA10 et D. Dans l'exemple du Rival, on a eu recours aux formules sommaires du modèle Socose pour D, et au Crupedix pour QIXA10, toutes deux dûment contrôlées régionalement (*et recalées*) par une analyse qui dépassait les seules 3 stations disponibles.

CONCLUSIONS

Les modèles QdF, avec ou sans observations hydrométriques locales, proposent des formulations à large représentativité régionale, permettant d'estimer les quantiles des couples débits-durées en tous points d'un site, ou tout le long d'un cours d'eau.

Pour les ouvrages et les lits, les modèles QdF permettent de diversifier les débits de dimensionnement et d'équipement en fonction de besoins naturellement diversifiés, ou dont la diversité doit être encouragée. C'est tout particulièrement vrai en inondations, où les besoins réels sont liés à l'occupation des sols, et toujours exprimables *in fine* en durée-fréquence d'une inondation acceptable ou devant être tolérée.

Plus généralement, les modèles QdF se sont avérés des outils nécessaires à la conception rationnelle des projets d'aménagement des eaux continentales, lesquels doivent intégrer divers objectifs et ne pas se contenter d'un débit, ou d'un hydrogramme, de projet unique. Ils évitent en outre la simulation directe de l'aménagement, rarement indispensable, toujours laborieuse, et conduisant parfois à une particularisation des cas excessive. Cette dernière, si elle se développait en dehors des cas nécessaires, deviendrait dommageable à l'émergence d'une véritable politique environnementale commune de l'aménagement, laquelle exige règles et normes communes, et... les moyens de les respecter ! Il faut pour cela mettre à la disposition des intervenants des connaissances de synthèse manipulables directement. C'est une des ambitions des QdF.

BIBLIOGRAPHIE

- BEN MANSOUR H., 1987. Hydrologie de l'assainissement agricole. Mémoire de fin d'étude, INAT Tunis.
- GALÉA G., 1991. Modélisation continue des apports journaliers au Lac de Grandlieu. Rapport Cemagref Lyon.
- GALÉA G., BARBET D., 1990c. Influence de la couverture végétale sur les crues du BVRE du Mont Lozère. Approche descriptive et quantification par modèles QdF. GIS Mt Lozère, rapport Cemagref, Lyon.
- GALÉA G., FAURE D., OBERLIN G., 1990b. Modèle de synthèse tridimensionnel, descriptif des connaissances régionales en crues. Regionalization in Hydrology, Ljubljana, AIHS, n°191 (annexe).
- GALÉA G., JIN L., 1990a. Modèles descriptifs synthétiques des connaissances régionales en crues ; représentativité spatiale et domaine de validité rapport Cemagref, Lyon.
- GALÉA G., RAMEZ P., RIBOT J., 1991. Érosion en vignobles de coteaux : modèles calés sur le site de Mercurey. Rapport Cemagref Lyon.
- GALÉA G., SCHUITEMA N., MARION M., 1989. Courbes Débits-Durées-Fréquence. Validations et premiers résultats sur la région Bourgogne. Extrapolations. Rapport Cemagref et SRAE, Lyon et Dijon.
- GAUTIER J.N., 1992. Inondabilité, un modèle de confrontation directe entre risque subit et besoin de protection. Thèse de doctorat, ULP Strasbourg, Cemagref Lyon.
- GILARD O., OBERLIN G., OANCÉA V., 1992. Étude de l'inondabilité du bassin du Rival. Rapport Cemagref, Lyon.
- MICHEL C., 1981. Le modèle régional sommaire Socose. Congrès ICID, Grenoble.
- MICHEL C., OBERLIN G., 1987. Seuil d'application de la méthode du Gradex. *Houille Blanche*, n° 3, Paris.

- OANCÉA V., OBERLIN G., GILARD O., 1992. Construction des hydrogrammes synthétiques mono-fréquences HSMF. Rapport Cemagref, Lyon.
- OBERLIN G., 1988. Inondabilité, comment intégrer les notions de durée. 25^{ème} anniv. de l'Orgeval, Cemagref, Paris.
- OBERLIN G., BEN MANSOUR H., ORTIZ R., 1989. Generalization and standardization for 3 types of flow-duration-frequency curves in flood regime description and transfert. Friends in Hydrology, Bolkesjö, Unesco Paris and Wallingford.
- OBERLIN G., MARGOUM M., 1991. Objectifs du modèle Agregee. IT n°84, Cemagref, Paris.
- ORTIZ R., 1988. Les abaques QdF, tests et applications. DEA Eau, Univ. Strasbourg.
- RAMEZ P., GALÉA G., 1984. Aménagement hydraulique du Gelon. DDAF de Savoie et Cemagref, Lyon et Chambéry.

ÉTUDE RÉGIONALE DE LA PLUIE ET DU DÉBIT RUISSELÉ DANS UN BASSIN INDONÉSIE

C. THIRRIOT¹ ET A. ARWIN²

RÉSUMÉ

Dans cet article, les auteurs présentent les résultats d'une étude régionale des pluies et des débits dans un bassin indonésien de 2 280 km². Pour ces deux variables, leur analyse porte sur plusieurs niveaux d'agrégation temporelle (durée totale des observations, année et mois).

Pour chacun d'entre eux, ils précisent par régression linéaire, la relation entre les lames précipitées et écoulées.

L'examen des distributions des pluies mensuelles aux 9 postes situés sur le bassin, permet de mettre en évidence une relation entre les moyennes, m , et les écarts types, s , de la forme :

$$s = \frac{2.m^n}{n^2},$$

où, le paramètre n peut être relié à l'altitude et l'orientation du site.

Les écarts type des distributions des débits mensuels sont eux proportionnels à la racine carré de leurs moyennes. Le coefficient de cette relation est une caractéristique de la station considérée et augmenterait de l'amont vers l'aval.

¹Institut de mécanique des fluides de Toulouse laboratoire associé au CNRS n°005 - 2, rue Charles Camichel - 31071 Toulouse Cedex.

²Laboratoire de mécanique des fluides IUC, ITB 10, Jl. Ganesha 40132 Bandung.

INTRODUCTION

Quel peut-être le mobile d'une étude régionale hydrologique ? La description sous forme d'inventaire des sites géographiques et des faits hydrométéorologiques d'un ensemble territorial ? Certes ce recensement des connaissances est indispensable pour dissenter de la réalité mais à notre avis ce n'est pas suffisant pour parler d'étude régionale. Celle-ci, à notre sentiment plutôt qu'à notre conviction idéologique, devrait être la recherche de ce que Pareto appelle les uniformités, doux nom italien des lois physiques ou économiques. Mais il faut faire plus encore que déchiffrer ce qu'il y a de commun dans les comportements hydrologiques de petits bassins agrégés dans une région, il faut aussi souligner leurs différences. En somme, faire ce qui est recherché dans l'analyse en composantes principales : mettre en évidence, à la fois, les comportements grégaires et les attitudes marginales et indépendantes.

Quelle méthode suivre pour cela ? Le clin d'oeil à l'analyse en composante principale nous indique une piste, celle de l'examen des fluctuations et de leurs liaisons spatiales.

Sans vouloir parler de fractals, peut-être trop à la mode, la boîte à outil pourra être les changements d'échelles spatiales et temporelles.

Pour éviter d'être abscons, nous allons illustrer notre propos sur l'exemple de l'examen académique que nous fîmes récemment d'un bassin indonésien de l'île de Java, le bassin du fleuve Citarum.

Délibérément, dans notre exposé nous irons des grandes échelles de temps et d'espace vers les plus petites, processus qui est évidemment l'inverse de celui de la collecte des données et qui ne peut être appliqué que dans un cheminement didactique visant à affiner petit à petit le portrait robot hydrométéorologique d'un bassin versant.

COUP D'OEIL RAPIDE SUR LA GÉOGRAPHIE DU BASSIN DU CITARUM

Le bassin du Citarum entoure Bandung (figure 1). Il est situé dans l'île de Java, élément le plus peuplé de l'archipel indonésien. L'histoire géologique de la région a été fort tourmentée. Témoins en sont les nombreux volcans qui entourent le bassin du Citarum. Certains ne dorment que d'un oeil (souvent unique d'ailleurs). Leurs sommets paraissent doux mais n'en culminent pas moins aux alentours de 3 000 m, créant ainsi une gêne à la circulation atmosphérique, ce qui va expliquer des disproportions dans les volumes de pluies sur des distances relativement faibles.

L'île de Java est soumise à deux moussons. La mousson d'ouest en hiver vient de l'Océan Indien et de l'Océan Pacifique en léchant d'abord la péninsule asiatique de Malaisie et l'île de Sumatra : elle impose la saison humide.

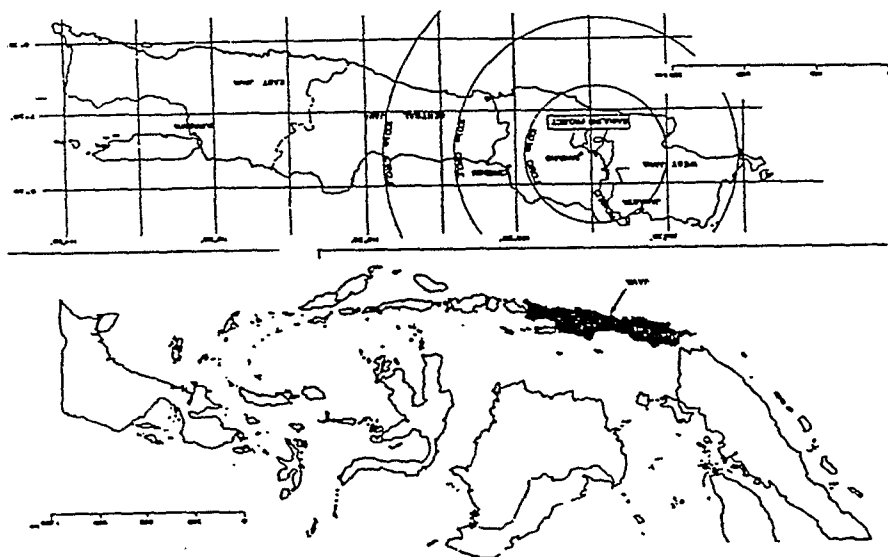


Figure 1
Bassin du Citarum

La mousson d'Est en été vient d'Australie et semble suivre l'Ile de Java d'Est en Ouest : elle caractérise la saison sèche. Si l'on en croit les cartes de circulation générale de la figure 2, ces deux moussons balaient l'Ile de Java en sens inverses l'une de l'autre et l'on comprend que l'effet d'écran joué par l'écrin de montagnes quienser le bassin du Citarum intervient de façon différente sur les différents postes pluviométriques installés nombreux depuis longtemps dans la région. Car c'est là une richesse incroyable des archives météorologiques. Il y a plus de trente postes pluviométriques installés sur une surface d'environ 6 000 km. Et l'histoire hydrométéorologique a été suivie depuis plus de soixante dix ans sur certains sites.

Des documents de synthèse existent déjà, tels les graphes de précipitations mensuelles moyennes comme on peut en trouver sur les cartes Michelin de l'Afrique. De tels documents mettent en évidence de manière décisive l'atténuation de l'impact de la mousson d'hiver due aux hauts sommets volcaniques lorsqu'on passe de la proue occidentale de Java pleinement exposée, au bassin du Citarum partiellement abrité par les sommets voisins. En effet, les moyennes mensuelles peuvent dépasser 600 mm aux mois de Décembre et Janvier sur les flancs Ouest du Mont Pangrango alors qu'elles ne dépassent pas 400 mm sur les pluviomètres les plus arrosés du bassin du Haut Citarum.

Même effet du relief est sensible pour la mousson d'été en provenance d'Australie : les moyennes mensuelles des pluies des mois de Juillet et d'Août semblent diminuer de l'Est vers l'Ouest.

OBJECTIFS DE L'ETUDE

Après ces quelques indications générales sur la géographie de la région Ouest de Java, disons un mot de notre projet d'exploitation de l'information hydrométéorologique disponible sur le bassin de Citarum. L'objectif lointain est l'optimisation de la gestion de la ressource en eau à buts multiples mais surtout à but énergétique dans le fonctionnement des trois usines hydroélectriques de Saguling, Cirata et Jatiluhur en cascade sur le fleuve Citarum comme l'indique la figure 3 et récemment mises en service (la dernière mise en route est celle de Saguling en 1986).

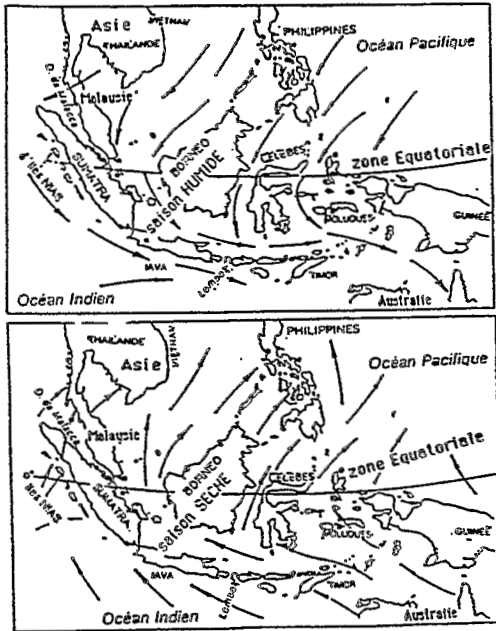


Figure 2
 Mousson d'Ouest (décembre-janvier)
 Mousson d'Est (juillet-août)

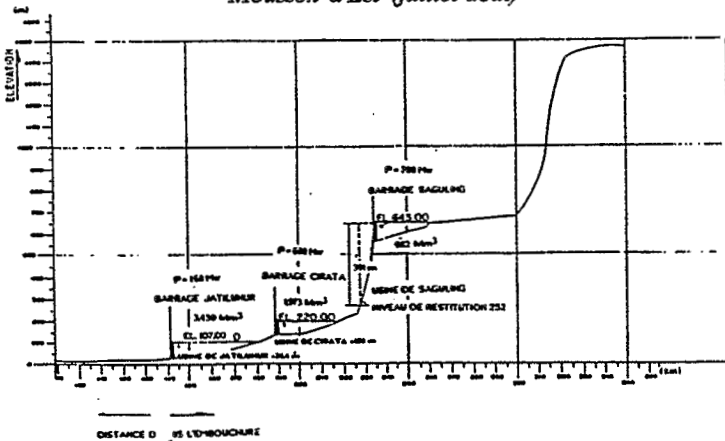


Figure 3
 Ile de Java, aménagement du fleuve Citarum

L'objectif prochain qui nous préoccupera ici, est de tracer un portrait robot hydrométéorologique du bassin du Citarum et tout particulièrement du haut bassin en amont du réservoir de Saguling. Ce sous-bassin couvre environ 2 280 km et dispose d'un grand nombre de stations météorologiques parmi lesquelles nous en avons retenues neuf pour la qualité et la longueur des séries d'observations.

Ces observations pluviométriques portent sur plus de trente ans mais nous prendrons la période commune 1950-1980.

L'observation des débits, elle, porte sur une durée double et va de 1920 à 1980.

LES CARACTÉRISTIQUES RÉGIONALES A LA DIMENSION SPATIO-TEMPORELLE ZERO

Sur la région concernée, nous disposons donc d'une information relativement abondante dans le temps et sur le territoire. Nous parlerons d'un espace variable à deux composantes temps t et espace territorial \bar{x} . Pour chacune de ces variables nous allons considérer un critère de dimension D . La dimension zéro correspondra à l'agrégation la plus forte qui conduit à une seule valeur moyenne soit pour l'ensemble du bassin, soit pour l'ensemble de la période considérée. La dimension résultante est constituée donc des deux dimensions D_x et D_t . Pour la dimension D_x , les choix sont limités. Pour simplifier, on dira que la dimension symbolique 1 correspond à la prise en compte individuelle de toutes les stations (mais on aurait pu tout aussi bien dire que la dimension d'espace correspondait au nombre de stations considérées de 1 à 9 pour les pluviomètres).

Pour la dimension D_t , nous conviendrons de dire que la considération des valeurs annuelles correspond symboliquement à la dimension 1, la considération mensuelle à la dimension 2 et la considération des valeurs journalières à la dimension 3. Pour prendre en compte les effets saisonniers, éventuellement nous parlerons d'une dimension 0,2 pour les moyennes interannuelles (dimension 0) afférente à un mois bien précis (dimension 2).

Ce souci de classification paraîtra peut-être superflu au lecteur qui se serait volontiers contenté de l'annonce littérale du type de variables considérées (moyenne mensuelle en un site, pluie journalière sur l'ensemble du bassin, etc).

En fait, au risque d'une complication de langage, nous avons voulu formaliser le degré d'agrégation de l'information.

Commençons donc par l'information (0,0) sur l'ensemble du haut bassin du Citarum à l'amont de Saguling.

APPORT DU FLEUVE A SAGULING (A)

Sur la période 1920-1980, le débit moyen est 81,4 m³/s

ou 2,4 Gm³/an (milliards de m³)

ou 0,2 Gm³/mois soit 200 Mm³/mois,

ce qui ramené à la surface du bassin qui est d'environ 2 280 km², donne 1 000 mm/an, ce qui, bien entendu, paraîtra énorme à un habitant du Languedoc.

Nous avons fait les mêmes évaluations aux deux autres stations plus en aval de Cirata et Jatiluhur. Les résultats sont rassemblés dans les tableaux 1a et 1b.

Au vu de ces chiffres, on peut être surpris par l'apparente augmentation de la lame d'eau ruisselée de l'amont vers l'aval. En effet, on admet généralement qu'il pleut davantage sur les reliefs où le ruissellement est, aussi, fort. Le paradoxe apparent qui constitue une particularité régionale s'explique vraisemblablement par l'exposition aux moussons et à l'effet d'écran des sommets volcaniques dont nous avons déjà parlé.

PLUIE MOYENNE SUR LE HAUT BASSIN EN AMONT DE SAGULING (P)

A partir des 9 pluviomètres sélectionnés, nous avons calculé le volume de pluie sur le haut bassin du Citarum pour la période 1950-1980, de deux manières :

- par simple moyenne arithmétique, résultat 2 250 mm/an ;
- par application de la méthode des polygones de Thiessen, résultat 2 257 mm/an.

La différence est insignifiante entre les résultats des deux modes de calcul et vraiment pas significative par rapport à l'erreur de mesure elle-même et aux aléas de la réponse du pluviomètre suivant le vent.

De ces premiers chiffres, nous avons tiré un coefficient de ruissellement moyen pour la période 1950-1980, au droit de Saguling :

$$R = P / A \approx 0,49$$

Ainsi, *grosso modo*, la moitié de la pluie qui est tombée entre le réservoir de Saguling. C'est une performance époustouflante pour un hydrologue habitué aux caractéristiques climatiques françaises. Et pourtant la végétation sur le bassin du Citarum est luxuriante. Ce résultat tendrait à conforter l'idée d'une fonction de production qui croît nettement lorsque les précipitations deviennent surabondantes quelle que soit la région.

ÉTUDE DU RUISSELLEMENT ANNUEL

Gardons la dimension 0 pour la variable espace et considérons la dimension 1 pour le temps, c'est-à-dire l'échelle annuelle. L'information alors manipulée consiste en deux vecteurs, le vecteur pluie moyenne sur le haut bassin $\bar{P}^{(1)}(t)$ sur la période 1950-1980 et le vecteur apport à Saguling $A^{(1)}(t)$.

Les premières formes synthétiques de cette information sont les fonctions de répartition (figure 4) que l'on peut sans surprise qualifier de gaussiennes.

Tableau 1a
Période 1920-1980

	Bassin de Saguling	Bassin intermédiaire Saguling Cirata	Bassin de Cirata	Bassin de Jatiluhur
Surface	2283	1778	4061	4601
Débit moyens m ³ /s	81,4	90,0	174,6	182,8
Apport moyen annuel	2567	2838	5405	5765
Apport moyen mensuel	213,9	236,5	450	480,4
Lame d'eau mm ruisselée annuelle	1137	1596	1359	1264
Coefficient par rapport au débit à Saguling	1	1,11	2,15	2,25

Tableau 1b
Période 1950-1980

	Bassin de Saguling	Bassin intermédiaire Saguling Cirata	Bassin de Cirata	Bassin de Jatiluhur
Surface	2283	1778	4061	4601
Débit moyen m ³ /s	81	101	182	181
Apport moyen annuel	2560	3178	5738	5707
Apport moyen mensuel	213,3	265	478	475
Lame d'eau ruisselée annuelle	1121	1787	1413	1240
Coefficient par rapport au débit à Saguling	1	0,80	2,24	2,23

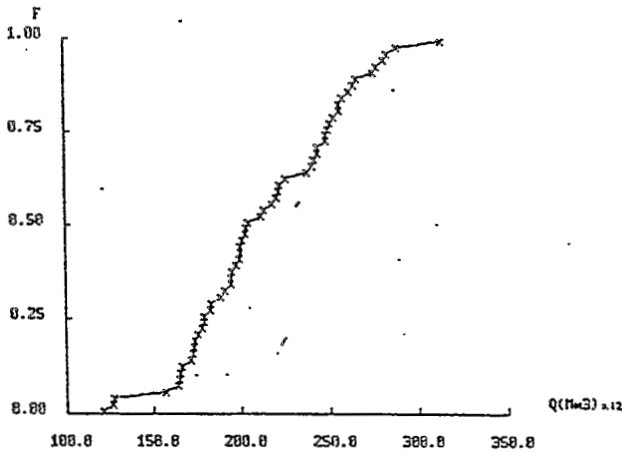


Figure 4

Fonction de répartition des débits annuels à Saguling (1920-1980)

La variabilité est représentée *grosso modo* par l'écart quadratique moyen ou écart type qui permet aussi d'obtenir le coefficient de variation.

Les paramètres synthétiques de ces distributions de valeurs annuelles sont indiqués dans le tableau 2.

Tableau 2

		Valeur moyenne	Ecart type	Coefficient de variation
Pluie moyenne territoriale		433	203	0,468
Apport à Saguling	31 ans	213	104	0,486
	61 ans	216	110	0,513

La corrélation entre précipitation et apports annuels sur la période commune est présentée par la figure 5. La régression linéaire ajustée sur ce graphe est :

$$A = R' \bar{P}S + A_0 + n$$

$$\text{avec } R' = 0,441 \quad A_0 = 293$$

où R' représente en quelque sorte le coefficient de ruissellement marginal indiquant la fraction ruisselée d'un supplément de précipitations.

Le coefficient de ruissellement correspondant à chaque année est représenté par la pente du vecteur OM afférent au point représentatif de l'année dans le plan (\bar{P}, A) .

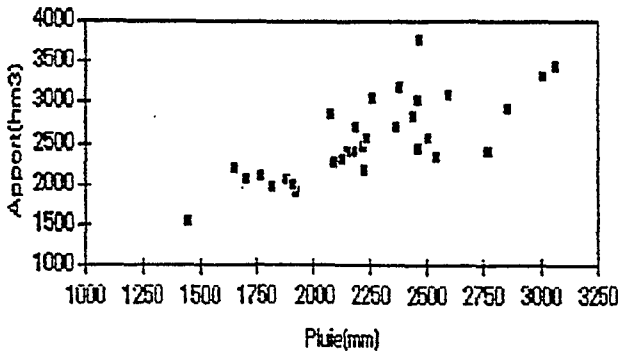


Figure 5

Graphique entre les pluies annuelles et les débits annuels du bassin de Saguling (1950-1980)

INFLUENCE SAISONNIÈRE SUR LE RUISSELLEMENT

Pour juger s'il y a une influence spécifique de la saison englobant implicitement l'effet de la variation du volume précipité et celui de la température et de la végétation, nous allons examiner les observations mois par mois.

Le premier résultat concerne les moyennes globales mais pour un mois déterminé, présentées dans le tableau 3 (la dimension temporelle est alors $Dt = (0,2)$ suivant notre convention symbolique).

Ici encore nous avons examiné la corrélation.

Tableau 3

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total Annuel
P(02) mm	285,6	235,8	285,7	245,2	158,0	79,5	73,9	71,3	98,3	170,1	277,8	301,0	2253,4
A(02) Mm3	329,3	289,0	333,9	316,1	226,6	120,7	97,1	76,5	69,3	124,5	247,3	331,1	2561,4
R(02)	0,336	0,452	0,363	0,358	0,393	0,406	0,426	0,330	0,200	0,406	0,443	0,436	0,441

Une représentation graphique (figure 6) et un essai de régression sur les logarithmes¹) ont rapidement montré que l'on pouvait se contenter d'une régression linéaire pour la corrélation entre les 12 valeurs de pluies pondérées $\bar{p}^{(02)}$ et les 12 valeurs de débit $A^{(02)}$ afférentes aux 12 mois

$$A^{(02)} = R^{(02)} \bar{p}^{(02)} S + A_0^{(02)} + \eta$$

avec

$$R^{(02)} = 0,46 \quad \text{et} \quad A_0^{(02)} = 13,8 \text{ Mm}^3.$$

Le coefficient de corrélation est $r = 0,935$, ce qui entraîne une erreur relative quadratique $\varepsilon = 0,355$.

Si on pense qu'il y a un délai de concentration de l'ordre d'un mois, on peut essayer d'une régression entre l'apport à Saguling At et la pluie moyenne au mois précédent $\bar{p}_{t-1}^{(02)}$.

On obtient :

$$A_t^{(02)} = 0,480 \bar{p}_{t-1}^{(02)} S + 5,29 \text{ Mm}^3 \quad \text{avec} \quad \rho = 0,938.$$

Enfin, on peut penser essayer d'un panachage entre les pluies du mois antérieur. Ainsi, avec une régression ternaire, on obtient à partir des valeurs moyennes avec un coefficient de détermination égal à 0,990

$$A_t^{(02)} = 0,226 \bar{p}_t^{(02)} S + 0,230 \bar{p}_{t-1}^{(02)} S - 19 \text{ Mm}^3 + \eta$$

Le coefficient de ruissellement équivalent pris comme la moyenne des coefficients des volumes précipités est $R^{(02)*} = 0,456$, il reste donc très proche des valeurs déjà trouvées.

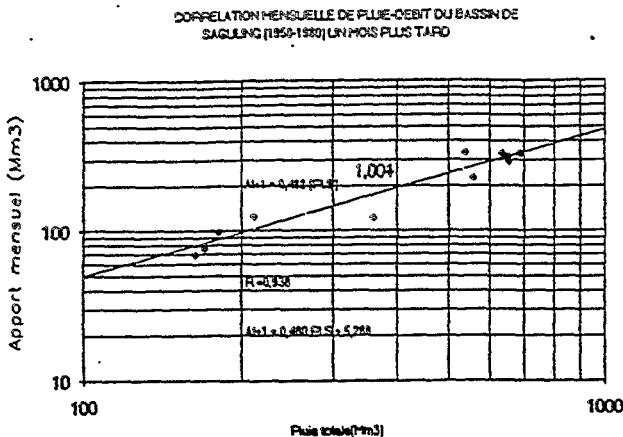


Figure 6
Bassin du Haut Citarum
Relation entre pluie mensuelle et débit le mois suivant

¹ La régression non linéaire est $A^{(02)} = 0,58 (\bar{p}^{(02)} S)^{0,97}$

En fait, la façon de procéder utilisée ci-dessus n'est pas exempte de critique parce que nous avons travaillé avec des valeurs moyennes sur toute la période 1950-1980 afférente à chaque mois.

On pourrait penser en premier lieu que pour mélanger deux mois successifs du point de vue des crues, il faille d'abord ramener conventionnellement les mois à la même durée par exemple 30,5 jours par mois (qui donne un compte exact annuel lors des années bissextiles). Nous l'avons fait, le changement sur la corrélation est minime.

Ensuite, le fait de corréler des moyennes est une opération possible du point de vue statistique, mais elle s'éloigne de la réalité physique où l'on doit mettre en relation des grandeurs qui ont physiquement des liens, par exemple pluie et apport du même mois la même année. C'est ce que nous ferons plus loin.

LES DISTRIBUTIONS DE VALEURS SAISONNIÈRES

Les distributions des pluies aux différents postes et des débits aux réservoirs peuvent pour chaque mois être grossièrement représentées par leurs premiers moments, la moyenne et l'écart-type.

Nous avons une double distribution dans le temps et dans l'espace de ces paramètres synthétiques. En une station, on peut examiner l'évolution au cours de l'année de l'écart-type en fonction de la pluie moyenne. D'autre part, pour un même mois on peut, pour l'ensemble des stations, confronter pluie moyenne et écart-type.

Commençons par l'examen station par station. La figure 7 donne un exemple du graphe (\bar{P}_m, σ_p) pour la station de Champelas repérée P₂₀₀. Un essai de corrélation entre les logarithmiques conduit à une relation de la forme $\sigma = \bar{P}^n$ avec un coefficient de corrélation satisfaisant ($\rho_i=0,932$ pour la station P₂₀₀).

Ayant réalisé cette opération de corrélation pour les 9 stations, nous avons eu la curiosité d'examiner le graphe reliant les deux paramètres synthétiques a et n . Le résultat montré sur la figure 8 est surprenant. Il y a une corrélation presque parfaite $a = 2,07/n^2$ (n varie de 0,25 à 0,56 et pour toutes les distributions confondues, on trouve $n = 0,40$). Bien sûr, nous ne voyons pas dans la simplicité de cette expression résultant d'ajustement, le reflet d'un phénomène physique précis mais ayant le souci d'étude régionale, on peut y voir un moyen de concrétiser l'information et surtout le fait que les comportements pluviométriques des stations sont liés et cohérents entre eux. Bien entendu, nous ne perdons pas de vue le flou qui existait sur la régression de base afférente à chaque station, flou qui autoriserait une certaine flexibilité (que nous n'avons pas utilisée - les résultats présentés sont ceux d'un premier essai naïf).

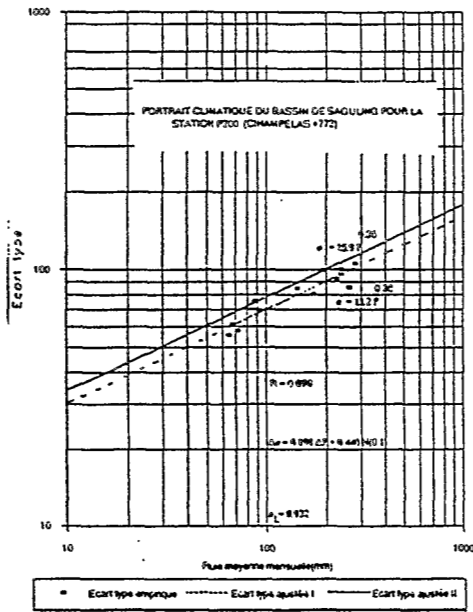


Figure 7
Exemple de la station Champelas

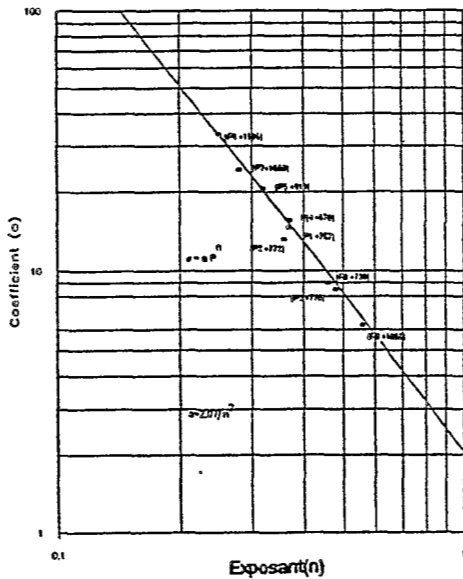


Figure 8
Relation entre paramètres synthétiques climatiques (pluie et écart-type) pour les stations du bassin de Saguling

Evidemment, resterait à relier un de ces deux paramètres a ou n avec les caractéristiques géographiques régionales. Bien entendu, nous avons pensé immédiatement à l'altitude Z . La figure 9 présente le graphe (n, Z). Nous avons été tentés de déceler une double tendance suivant l'exposition des pluviomètres sur les flancs du bassin.

Préoccupé par l'influence de l'altitude, nous avons aussi examiné la corrélation entre les coefficients de corrélations obtenus pour les graphes (\bar{P}, σ_p) tracés pour chacune des stations. Le résultat présenté sur la figure 10, à base de régression simplement linéaire, montrerait que l'altitude réduit nettement la force de liaison entre pluie moyenne et écart-type des pluies mensuelles.

Les conclusions de ces essais ne sont pas péremptoires mais pourront être confrontées à des expériences d'autres hydrologues sur d'autres bassins. Notre outil d'analyse somme toute assez robuste est la relation entre pluie moyenne et écart-type qui sont les éléments prépondérants pour caractériser une situation climatique.

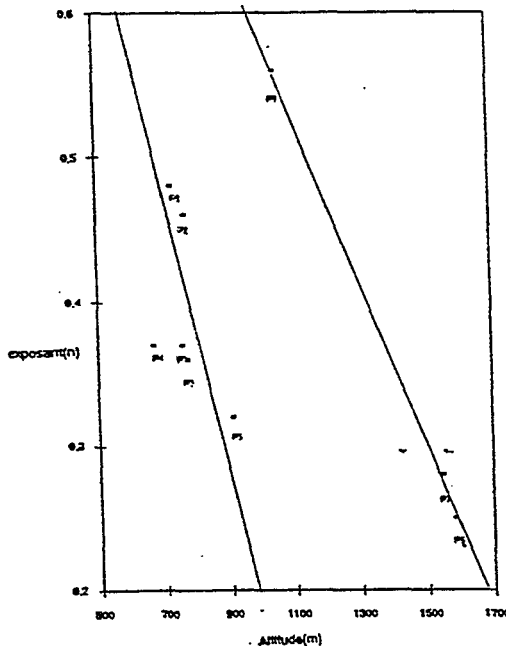


Figure 9

Influence des direction des vents et des orientations des stations pluviométriques du bassin de Saguling

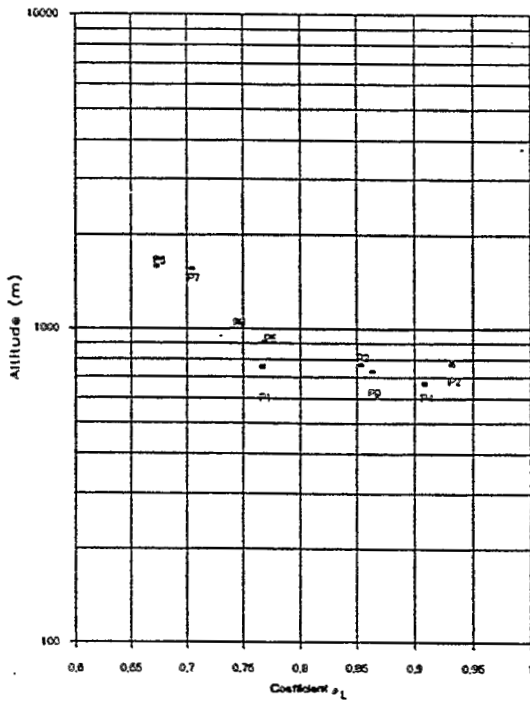


Figure 10

Relation entre coefficient de corrélation et altitude des bassins de Saguling

EXAMEN DES DISTRIBUTIONS DES DÉBITS

Pour faire l'étude critique des pluies ruisselées que sont les débits, nous considérerons encore le même doublet valeur moyenne et écart quadratique. Cette fois, l'aspect régional sera limité à la comparaison des deux stations de mesure de débit de Saguling et de Cirata. L'élément de base est le débit d'apport d'un mois donné pour lequel on calcule moyenne \bar{A}_t et écart-type σ_{At} .

Les graphes confrontant les variables de même nature \bar{A}_t ou σ_{At} entre les deux stations font apparaître une liaison linéaire exceptionnellement serrée comme le montre la figure 11. Ainsi, l'influence saisonnière peut être démarquée avec assez de précision de la connaissance détaillée d'une station sur l'estimation du comportement d'une autre station.

Bien sûr, il s'agit là de conclusions sur des valeurs agrégées ou synthétiques. La corrélation entre les valeurs ponctuelles à Saguling et à Cirata sera moins forte.

Les liaisons internes à une station sont aussi intéressantes (figure 12). Avec une idée préconçue d'analogie avec la dispersion, nous avons essayé des ajustements de la forme $\sigma_A \approx b \bar{A}^{1/2}$ ce qui a donné avec toutes les grandeurs exprimées en Mm^3 :

- pour la station de Saguling $\sigma_A = 4 \bar{A}_m^{1/2}$;
- pour la station de Cirata $\sigma = 5,5 \bar{A}_m^{1/2}$.

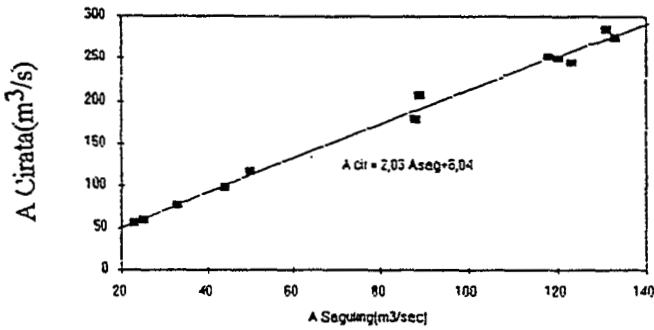


Figure 11

Relation entre les apports moyens mensuels du bassin du Citarum (1920-1980)

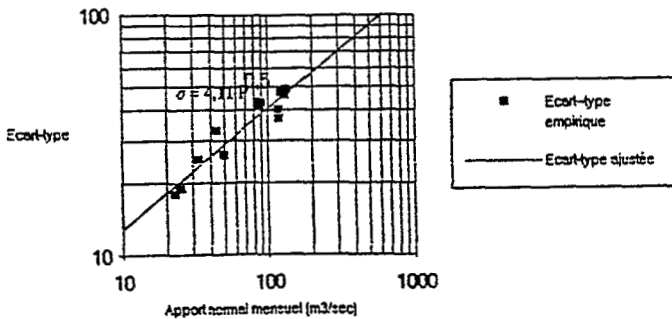


Figure 12

Relation entre l'écart-type et l'apport normal mensuel du bassin de Saguling

La variabilité augmenterait donc vers l'aval mais à Jatiluhur, station inférieure, le résultat est sensiblement le même qu'à la station intermédiaire de Cirata.

Revenons sur l'idée préconçue de l'exposant 1/2. Nous savons que dans les phénomènes de marche au hasard ou de dispersion, le coefficient de dispersion varie comme la longueur parcourue et donc l'écart-type varie comme la racine carrée de cette longueur. Si l'on passe de la pluie mensuelle à la pluie annuelle, l'écart-type va croître *grosso modo* comme la racine carrée de 12, nombre de mois, soit encore approximativement comme la racine carrée du rapport entre pluie annuelle et pluie mensuelle moyenne. Donc l'écart-type varierait comme la racine carrée de la pluie moyenne. Extrapolant hardiment cette constatation floue, nous faisons l'hypothèse que, pour la pluie mensuelle ou annuelle, somme de pluies journalières, le caractère de somme fera apparaître un exposant pas trop loin de 0,5. Il s'agit encore d'une règle empirique seulement guidée par l'analogie de la dispersion et soumise à la censure de l'observation.

EFFET SAISONNIER ET TAUX DE RUISSELLEMENT MARGINAL

Nous avons défini plusieurs valeurs du coefficient de ruissellement suivant le niveau d'agrégation temporelle. Pour l'agrégation la plus forte (dimension zéro) $R = 0,49$. Au pas de temps de l'année, on a obtenu la régression linéaire :

$$A_t = R'_{01} P_t S + A_t^{(0)} + \eta$$

R'_{01} représente en quelque sorte le taux de ruissellement marginal pour la dimension $D = (0, 1)$. C'est l'augmentation de la lame d'eau ruisselée pour une augmentation unité de la lame d'eau précipitée.

En valeurs numériques $A_t = 0,441 P_t S + 293 + \eta$ (en Mm^3).

On peut aussi considérer le rapport des écarts-types qui donne implicitement une idée de la fonction de production marginale. Pour les décomptes annuels, on trouve :

$$\sigma_p = 384 \quad \sigma_A = 507 \quad \text{d'où le taux marginal } R' \sigma = 0,580.$$

Avec la prise en compte saisonnière, on a une autre façon d'apprécier le ruissellement marginal globalement à partir des régressions déjà présentées avec la pluie moyenne du mois concomitant ($R'_{0,12} = 0,46$) ou la pluie moyenne pondérée du mois concomitant et du mois précédent ($R''_{0,12} = 0,54$).

CONCLUSION

La présentation qui précède peut paraître assez décousue, ce qu'elle reste en réalité parce qu'elle est plus la narration d'une expérience que l'exposé d'une théorie. Expérience vécue sur l'examen de données réelles afférentes à un bassin de dimensions moyennes, expérience dont nous souhaiterions la confrontation avec celles d'autres scientifiques pour faire émerger des «uniformités» par delà la diversité des bassins.

Si nous cherchons à résumer nos inductions et nos intuitions, nous dirons d'abord que la distribution spatiale de paramètres synthétiques tels que les écarts-types devrait permettre de subodorer quelques grands traits de la climatologie régionale. Ensuite, nous répèterons que la corrélation entre pluie moyenne et écart-type du même mois nous paraît assez organisée sur toute l'année pour déchiffrer l'influence saisonnière par une relation générale de type puissance $\sigma = bP^n$ qui souvent peut s'accommoder de l'exposant $n = 1/2$ familier de la théorie de la dispersion.

REMERCIEMENTS

L'étude présentée ci-dessus n'a été possible que grâce aux données hydrométéorologiques communiquées aimablement par les sociétés indonésiennes PIKITDRO PLN-JABAR et DPMA BANDUNG.

BIBLIOGRAPHIE

ARWIN., 1992. Modélisation des Ressources en eau et leur exploitation énergétique sur l'exemple du bassin supérieur du Citarum en Indonésie. Thèse INP Toulouse. 378 p.

ARWIN., 1988. Etude stochastique du régime des pluies dans le bassin de Citarum-Saguling en Indonésie. Rapport de stage à INP Toulouse. 101 p.

HANGTUAH., SOEPARTOMO., 1987. Studi sumber daya air sungai Citarum dalam rangka penganangan Waduk Cirata - Institut Teknologi Bandung - Rapport n°614/PT.07.H4 FTSP/N.

THIRRIOT., 1992. Suggestion pour une méthodologie d'étude régionale hydrométéorologique - Rapport IMFT CT 825 Mai 5 p.

VARIATION DU RÉGIME DES ÉCOULEMENTS DANS LE SYSTÈME ANDO-AMAZONIEN DE BOLIVIE

J. BOURGES¹, R. HOORELBEKE¹

RÉSUMÉ

La Bolivie, terre de contrastes, est plus connue pour ses hauts-plateaux andins que pour ses basses terres amazoniennes qui recouvrent pourtant près des deux tiers de sa superficie. À la naissance du Rio Madera, le bassin drainé par les rios Mamoré et Beni contrôle plus de 900 000 km² dont 680 000 km² en territoire bolivien. Le bassin amazonien de Bolivie comporte deux milieux très distincts : la cordillère et les reliefs subandins qui occupent près de 25 % de sa superficie, et la plaine amazonienne recouverte de forêts ou savanes. Un autre milieu caractéristique de ce pays est l'Altiplano, haut-plateau situé à environ 4 000 m d'altitude entre les deux cordillères occidentale et orientale. Son bassin, endoréique, alimente plusieurs lacs parmi lesquels le lac Titicaca, et draine une superficie d'environ 130 000 km².

L'analyse des débits observés sur plus de 40 bassins, durant une période moyenne de 10 ans, permet une bonne caractérisation régionale et révèle l'influence de divers facteurs, principalement géomorphologiques. Sur le versant amazonien, l'altitude moyenne des bassins étudiés peut varier de 4 000 m à 160 m, pour des superficies inversement liées. La recherche des caractéristiques régionales de l'écoulement se base sur l'étude des lames d'eau écoulées, des modules, de la répartition saisonnière et des débits de pointe.

Sur les reliefs andins et subandins, les régimes d'écoulement, subissant davantage l'influence des précipitations et de l'orographie que de l'altitude proprement dite, déterminent des zones aux caractéristiques très différentes. Sur deux bassins distants de 70 kilomètres, le débit spécifique moyen peut passer de 6 à 62 l.s⁻¹.km⁻².

Dans la plaine, le régime des apports, beaucoup plus homogène, varie légèrement en fonction de la latitude. Sur l'Altiplano, la barrière andine à l'ouest et l'altitude élevée des bassins, entre 3 600 et 6 000 m, déterminent un régime d'écoulement plus aride et en même temps plus régulier grâce à la présence de glaciers.

¹Mission Orstom, CP 9214, La Paz, Bolivie

INTRODUCTION

Le concept de régionalisation recouvre une double démarche :

- tout d'abord l'analyse des variables hydrologiques à l'échelle régionale, afin de déterminer l'influence des divers facteurs climatiques, physiques ou géographiques ;
- puis la synthèse sur la base des résultats obtenus qui peut permettre de prédéterminer, à partir de ces mêmes facteurs, des variables hydrologiques en l'absence d'observations directes avec ou sans l'aide d'un modèle.

On se limitera, au cours de cette étude, à la recherche de caractères « hydrologiques » régionaux.

La Bolivie, petit pays à l'échelle sud-américaine, recouvre néanmoins une superficie de 1 100 000 km². Traditionnellement connu pour ses haut sommets andins et son « altiplano », ce pays possède aussi des terres basses, les plaines amazoniennes, situées au pied de la Cordillère, et qui recouvrent plus de 60 % de son territoire. Par l'intermédiaire du Madera, un des affluents principaux de l'Amazone, la Bolivie contribue pour près de 8 % aux apports de l'Amazone à l'océan.

LE MILIEU ANDO-AMAZONIEN BOLIVIEN

La zone étudiée en Bolivie, d'une superficie de 840 000 km², recouvre une partie importante du territoire de ce pays situé au nord du 20^e parallèle, à l'exclusion des régions Sud de l'Altiplano et du bassin du Río de la Plata (MONTES, 1989).

MORPHOLOGIE

Imposant, par sa masse et sa dimension, un caractère particulier à cette région, la Cordillère des Andes, dont les sommets culminent à plus de 6 500 mètres, forme une barrière nord-sud quasiment infranchissable. A la latitude de la Bolivie, cette chaîne se dédouble en deux cordillères, l'une à l'ouest et l'autre à l'est, enserrant un haut plateau au milieu duquel se trouve le lac Titicaca (figure 1). Trois grandes unités physiographiques caractérisent cette région :

- l'Altiplano, haut plateau situé entre 3 800 et 4 200 m d'altitude au-dessus duquel émergent de rares reliefs qui le surplombent de quelques centaines de mètres. Malgré la latitude, le climat, semi-aride, est caractérisé par des températures basses ;
- la cordillère orientale, qui possède sur son flanc amazonien deux étages :

- la précordillère, née du contact de la plaine et du massif andin, présente un relief peu accentué qui s'étage de 500 à plus de 2 000 m d'altitude. Elle est recouverte par la forêt tropicale humide,
 - la cordillère proprement dite, dont la ligne de crête descend rarement en-dessous de 5 000 m, est constituée par une succession de chaînes jalonnées dans la partie Nord de glaciers « tropicaux ». La végétation, liée à l'existence de sols et au climat, est quasi inexistante au-dessus de 4 600 m. Sa densité augmente lorsque l'altitude décroît pour atteindre un couvert arbustif homogène vers 3 000 à 3 500 m ;
- la plaine amazonienne, qui représente la zone la plus étendue, est généralement située entre 100 et 200 m d'altitude, excepté sur sa bordure occidentale et au sud où l'accumulation des sédiments déposés par les cours d'eau à la sortie des Andes a rehaussé le niveau des terres jusqu'à atteindre près de 500 m d'altitude.

Une partie de cette plaine, régulièrement envahie par les inondations, est recouverte de vastes savanes parsemées d'îlots forestiers ou de forêt galerie. Lorsque l'altitude dépasse 200 m, la forêt prend le pas sur la savane.

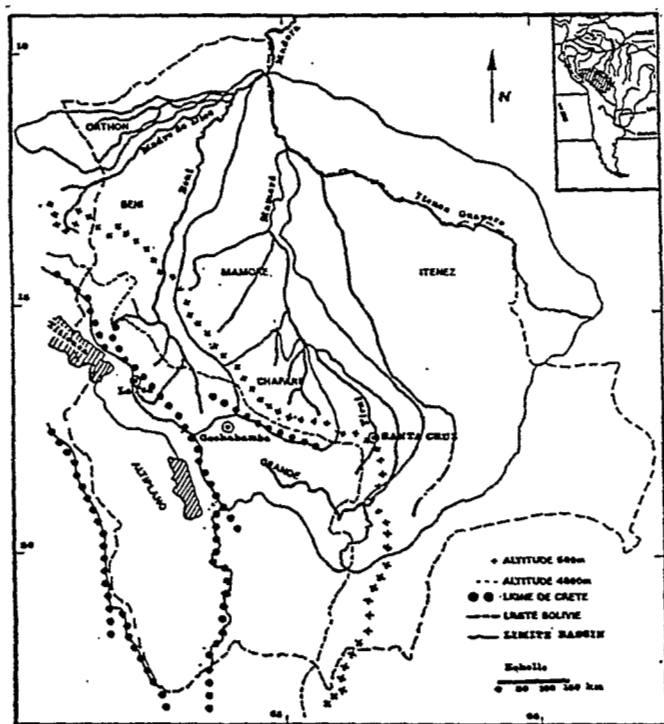


Figure 1

Carte de situation des bassins du système ando-amazonien

CLIMAT ET PRÉCIPITATIONS

La variation saisonnière du climat est déterminée par les mouvements de la zone intertropicale de convergence et des anticyclones de l'Atlantique et du Pacifique. À cette influence atmosphérique vient se superposer, dans les Andes, l'influence de l'altitude qui va induire des climats froids et de l'orographie qui va créer des microclimats (ROCHE, 1985 ; RONCHAIL, 1986).

La distribution spatiale des pluies apparaît très distincte selon les régions. Elle peut varier de 500 mm par an sur le haut bassin du rio Grande, à près de 6 000 mm sur certaines zones des bassins du Chapare. Dans la plaine, la pluviométrie décroît du nord au sud avec des moyennes de 1 800 mm sur les bassins du Mamoré et du Beni, et plus de 2 000 mm sur celui du Madre de Dios (BOURGES, 1989 ; ROCHE, 1985-1990).

La distribution temporelle des pluies mensuelles au cours de l'année présente la même forme sur l'ensemble du bassin amazonien. Les précipitations les plus fortes tombent durant l'été austral, de décembre à mars. Selon les régions, il peut y avoir une saison sèche ou des pluies quasi continues sur le reste de l'année.

HYDROGRAPHIE

Deux grandes unités hydrographiques, séparées par la ligne de crête de la cordillère orientale, se partagent la zone étudiée (figure 1) :

- le bassin endoréique de l'Altiplano, qui s'étend sur près de 130 000 km² dans sa partie nord, alimente un système de trois lacs dont le principal est le lac Titicaca. Des cours d'eau naturels, servant de déversoir aux lacs supérieurs, se jettent dans les lacs inférieurs tout en drainant les parties de bassin intermédiaire ;
- le bassin amazonien, qui s'étend sur 708 000 km² en territoire bolivien, contrôle, à la naissance du Madera, à Villa Bella, une superficie totale de 913 000 km² répartie sur trois pays, dont plus de 26 % se trouvent dans la zone andine. Quatre grands cours d'eau drainent cet immense bassin. Trois descendent des Andes, le Beni, le Madre de Dios, le Mamoré et le quatrième, l'Itenez-Guaporé, prend sa source dans le bouclier brésilien. Ces quatre rios confluent en limite de la frontière avec le Brésil pour former le Madera.

HYDROLOGIE

Les régimes hydrologiques de type tropical ou tropical de transition se caractérisent par une période de hautes eaux, en général de janvier à mars, en tête de bassin ; période qui correspond à la saison des pluies de l'été austral. Les basses eaux, de juillet à septembre, peuvent recevoir selon les régions le soutien de pluies épisodiques. Les débits de pointe de crue, « dopés » par le relief andin,

s'estompent rapidement dans la plaine. L'aspect dentelé de l'hydrogramme annuel, provoqué par la réponse rapide des têtes de bassins aux précipitations, a tendance à se lisser, dans le cours inférieur du Mamoré et de l'Itenez, après la traversée d'importantes plaines d'inondation qui écrètent et retardent les crues pour ne laisser apparaître, à l'aval, qu'une seule onde de crue annuelle, parfaitement régulière (BOURGES, 1987).

L'étude porte sur plus de quatre-vingt-dix bassins dont les données ont été traitées et qui ont pu être pris en compte seulement pour certaines analyses. Parmi ces bassins, treize ont été suivis dans le cadre du programme PHICAB, de 1983 à 1990 ; les autres, faisant partie du réseau de la Bolivie ou du Brésil, ont été suivis avec une qualité inégale surtout dans la décade 1980.

Pour la majorité des analyses effectuées, le critère de durée d'observation devenant déterminant, a obligé à réduire l'échantillon à cinquante bassins et parfois moins de vingt. L'homogénéisation par le Vecteur Régional (MVR) a été appliquée systématiquement afin de combler les lacunes ou d'extrapoler les périodes, mais seulement au niveau mensuel et lorsque le nombre de bassins le permettait.

La répartition tant au niveau spatial que temporel de ces observations est très hétérogène puisque près de 80 % des stations se trouvent situées dans les Andes, qui ne représentent, en superficie, que le quart du bassin, et que les périodes d'observation, inégalement réparties entre 1960 et 1982 dans la partie andine, ne correspondent pas à celles des stations situées dans la plaine, qui débutent en 1983.

ANALYSE DU MODULE ET DÉTERMINATION DE RÉGIONS

Il est probable que les grandes unités morphologiques décrites antérieurement vont induire des « comportements hydrologiques » différents. Si en plaine ou sur l'Altiplano, on peut s'attendre à observer une certaine homogénéité dans les paramètres hydrologiques qui caractérisent l'écoulement, il est évident que la Cordillère va engendrer des régimes qui seront très influencés par le relief.

Afin de discriminer ces « comportements hydrologiques », en première approche, nous pouvons utiliser le paramètre le plus simple, le module, qui, étant donné la répartition saisonnière, sera calculé sur l'année hydrologique, en général d'octobre à septembre. Par une corrélation logarithmique entre le module et la superficie, qui est le principal paramètre physique, en prenant soin d'éliminer les séries trop courtes, inférieures à cinq ans, on met en évidence deux familles de points sur lesquelles s'ajustent deux droites (figure 2). Dans ce cas, étant donné la variation d'échelle qui nous fait passer de bassins de quelques dizaines de km² à un million de km², ou de près d'un m³/s à 20 000 m³/s, la représentation logarithmique s'impose.

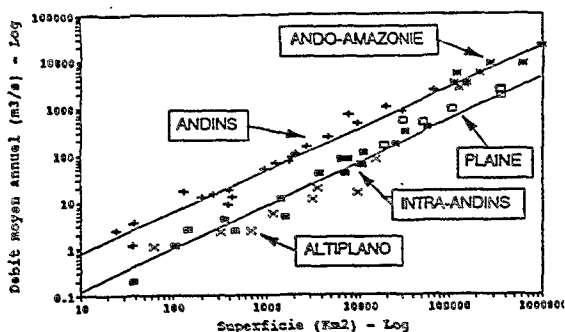


Figure 2

Modules de l'année hydrologique en fonction de la superficie des bassins

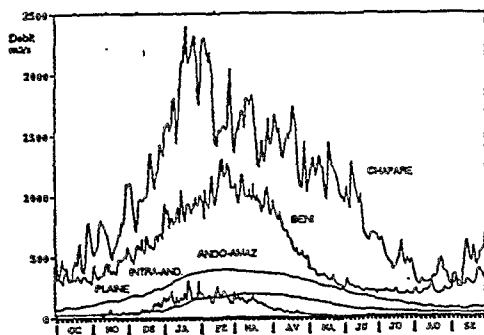


Figure 3

Hydrogramme moyen d'un bassin de 10 000 km²

Malgré un moins bon ajustement des points représentatifs pour les bassins de superficie inférieure à 200 km², le coefficient de corrélation reste satisfaisant avec des valeurs supérieures à 0,98 pour les deux familles de bassin.

A l'analyse, il apparaît que le module n'est pas un paramètre assez discriminant car ces deux familles ne sont pas homogènes :

- la droite supérieure regroupe les bassins du Beni, du Chapare et leur prolongement dans la plaine, donc subissant tous une influence andine ;
- la droite inférieure regroupe les bassins du Grande, de l'Altiplano et de la plaine, c'est-à-dire, les bassins abrités par des reliefs ou sans aucune relation avec les Andes.

Bien que l'apparente similitude des modules dans chacun de ces deux groupes puisse s'interpréter par l'effet de l'influence andine, il est nécessaire, pour poursuivre l'analyse, de déterminer des groupes morphologiquement plus homogènes. On distinguera donc :

- les bassins andins situés sur le flanc amazonien de la Cordillère orientale, donc à l'est de la ligne de crête, qui seront désignés par « bassins andins ».

Étant donné le tracé de la Cordillère, il conviendra de distinguer deux sous-groupes : les bassins du Beni, et ceux du Chapare, plus méridionaux et mieux arrosés ;

- les bassins andins situés à l'ouest de la ligne de crête ou des premiers reliefs importants qui peuvent jouer le rôle de ligne de crête, comme c'est le cas au sud du 17^{ème} parallèle avec les cordillères situées à l'est de Cochabamba. Se trouvant à l'intérieur du massif andin, abrités en partie de l'influence amazonienne, ces bassins seront appelés « bassins intérieurs andins ». Dans ce groupe, il conviendra de différencier les bassins de l'Altiplano, appartenant à un système endoréique, et qui, bien qu'à l'intérieur des Andes, n'ont aucune similitude physique avec les autres bassins du système amazonien (Grande, Pirai, La Paz) qui seront appelés « intra-andins » ;
- les bassins dont l'amont se situe dans la Cordillère mais qui reçoivent aussi dans leur partie aval la contribution de cours d'eau de plaine. Subissant cette double influence, ils seront désignés par « ando-amazonien » ;
- les bassins de plaine qui ne subissent aucune influence andine.

En règle générale, nous avons utilisé pour la suite de l'analyse la classification en six régions représentant les quatre sous-groupes et les deux groupes de bassins, tout en recherchant les similitudes entre sous-groupes ou groupes.

Afin de concrétiser la diversité des régimes de ces divers groupes, un hydrogramme moyen sur une période de trois ans a été tracé pour un bassin de 10 000 km² (figure 3). On remarque que, tant par la forme de l'hydrogramme que par l'importance des apports, le régime de l'écoulement est très différent.

VARIATION SAISONNIÈRE

PÉRIODE DE HAUTES EAUX

Sur l'ensemble des bassins andins ou intra-andins, la période de hautes eaux dure environ trois mois, généralement de janvier à mars. Cette période est identique dans la plaine sur les cours d'eau ando-amazoniens jusqu'à environ une distance de 500 à 800 km du piémont. Au-delà de cette limite et jusqu'à la formation du Madera, les hautes eaux se décalent progressivement et passent plutôt de février à avril, ce qui correspond aux hautes eaux observées sur les bassins de plaine où les vitesses de propagation sont beaucoup plus lentes.

Néanmoins, sur le cours inférieur du Mamoré et de l'Itenez, à l'aval des plaines d'inondation qui retardent la crue annuelle, on observe que la période de hautes eaux se situe souvent entre les mois de mars et mai (GUYOT, 1992).

VARIABILITÉ SAISONNIÈRE

Le volume des apports des trois mois de plus hautes eaux rapporté au volume des apports annuels fournit un coefficient K_{3m} qui mesure l'amplitude de la variation de l'hydrogramme annuel.

L'étude de la variation de ce coefficient en fonction des superficies des bassins fait apparaître que :

- pour deux des six régions, il ne semble exister aucune relation entre K_{3m} et la superficie (plaine, intra-andins) ;
- pour les autres régions, les coefficients K_{3m} diminuent en fonction inverse de la surface (figure 4) ;
- pour ces mêmes régions, les points s'ajustent bien à une corrélation non linéaire mais que cinq bassins, du Beni et de l'Altiplano, ne paraissent pas suivre la même loi, K_{3m} étant bien plus faible que la valeur attendue.

Il s'avère que ces cinq bassins qui culminent entre 5 800 et 6 400 m reçoivent l'apport de glaciers importants qui modifient sensiblement la répartition des écoulements sur l'année. Il conviendra donc, dans ce cas, de traiter ces cinq bassins comme un sous-groupe particulier (figure 4).

La corrélation de type exponentiel appliquée à ces groupes fournit un faisceau de courbes qui convergent, pour les grandes superficies, vers une valeur du coefficient K_{3m} de 40 à 45 % (figure 4). On remarque aussi que :

- les plus fortes valeurs de K_{3m} s'observent sur l'Altiplano qui, soumis à un climat semi-aride, ne reçoit pratiquement pas de précipitations en dehors de la saison des pluies ;
- les plus faibles valeurs de K_{3m} , et donc la meilleure répartition des apports sur l'année, s'observe dans le Chapare où les précipitations sont fréquentes en dehors de la saison des pluies (climat tropical de transition et pour les bassins sur lesquels les glaciers restituent en saison sèche les apports de la saison des pluies.

Bien que simple à établir, le coefficient K_{3m} ne permet pas toujours de cerner exactement le maximum sur un intervalle de temps de trois mois calendaires. On peut lui substituer le maximum annuel de la moyenne mobile des débits journaliers sur une période de 90 jours, rapportée au débit moyen annuel K_{90} .

La comparaison effectuée sur la base de ce coefficient, comparaison limitée à vingt stations, fournit des valeurs de K_{90} quasiment identiques à K_{3m} pour les grands bassins, et légèrement supérieures de 1 à 2 % pour les petits bassins. Elle justifie donc le choix de K_{3m} et confirme la validité des observations effectuées.

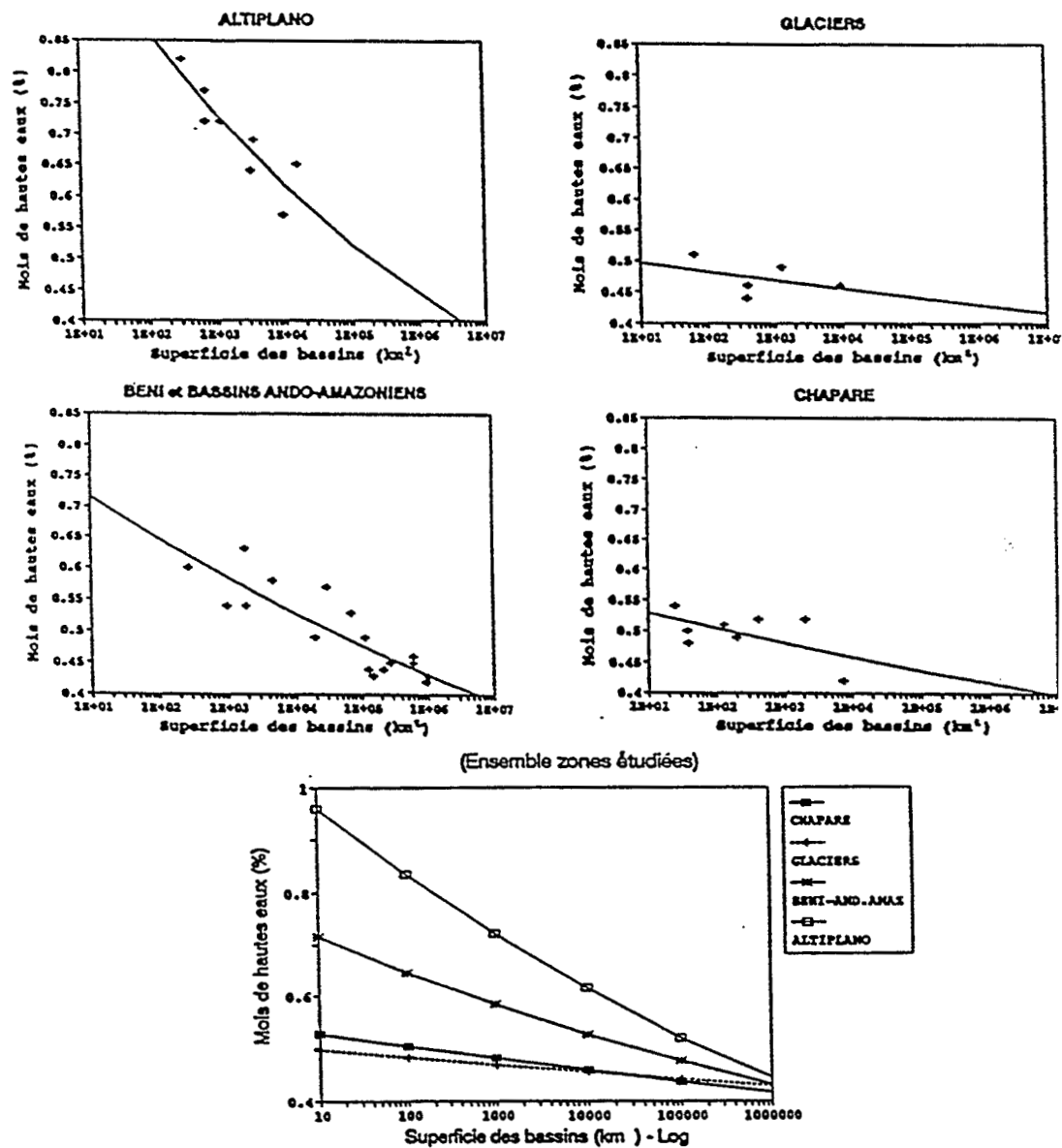


Figure 4
Proportion des 3 mois de hautes eaux par rapport à l'écoulement annuel

VARIABILITÉ DES DÉBITS JOURNALIERS

Pour procéder à cette analyse, nous pouvons utiliser différentes méthodes : soit des méthodes statistiques comme l'analyse des fréquences de débit, ou simplement le calcul du coefficient de variation (ce qui revient à considérer le débit comme une variable aléatoire), soit l'autocorrélation qui permet d'analyser la variation du débit dans le temps et d'évaluer dans quelle mesure les débits de plusieurs jours consécutifs sont liés. Afin de déterminer un maximum de critères caractérisant une région, nous utiliserons les trois méthodes.

Cependant, étant donné les nombreuses lacunes dans les fichiers de débits journaliers, il n'est pas possible d'analyser tous les bassins. Sur l'échantillon des 20 stations étudiées (figure 5 et 6), on constate que :

- pour les bassins **intra-andins** et l'**Altiplano**, le coefficient de variation est toujours supérieur à 1, généralement voisin de 2, et que l'autocorrélogramme traduit un mauvais coefficient de corrélation entre le débit d'un jour et celui du jour précédent, de 0,8 à 0,9 en moyenne. Sur un intervalle de 20 jours, ce coefficient chute à 0,4 - 0,5. L'histogramme des fréquences de débit, établi à partir d'un découpage en trente-cinq tranches de débit égales, fait apparaître une première tranche de débits proches de l'étiage avec 25 % de fréquence alors que les débits plus élevés n'ont qu'une fréquence très faible, inférieure à 1 % ;
- pour les bassins **andins**, du **Beni** et du **Chapare**, le coefficient de variation oscille entre 0,6 et 0,9. D'autre part, l'autocorrélogramme traduit une meilleure corrélation de jour à jour, de 0,90 à 0,95 en moyenne. Néanmoins, ces bassins n'ayant pas de grande superficie, le coefficient d'autocorrélation décroît rapidement et atteint 0,6 - 0,7 sur un intervalle de 20 jours. L'histogramme des fréquences de débits est plus massif. Les fréquences les plus fortes, observées pour le débit le plus faible, varient de 9 à 11 % ;
- pour les bassins **ando-amazoniens** et les bassins de **plaine**, le coefficient de variation reste dans l'intervalle 0,6 - 0,9, et que l'autocorrélation fournit un coefficient entre deux jours consécutifs de 0,99 qui se maintient au dessus de 0,8 après un intervalle de 20 jours. La fréquence maximale de débit se situe entre 2 et 5 %, mais toutes les classes de débit ont pratiquement la même fréquence. L'autocorrélogramme met aussi en évidence le comportement particulier de certaines stations de plaine pour lesquelles le coefficient d'autocorrélation décroît très lentement et reste supérieur à 0,85 sur un intervalle de 30 jours. Ces stations, situées

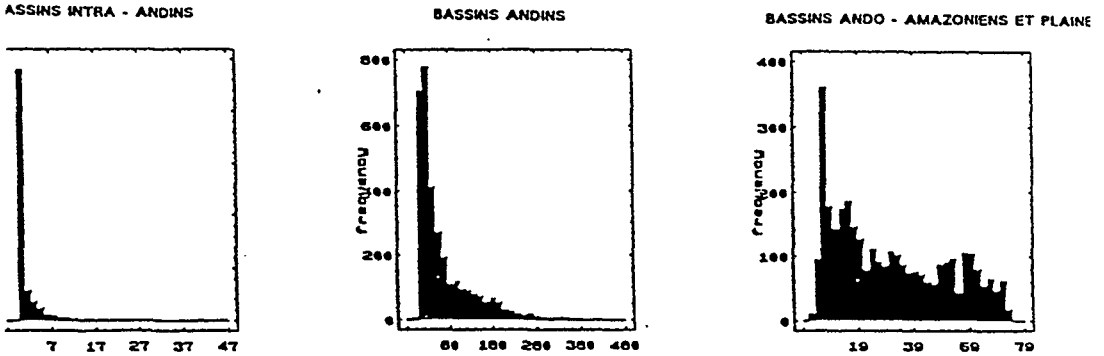


Figure 5
Histogrammes des fréquences de débits journaliers

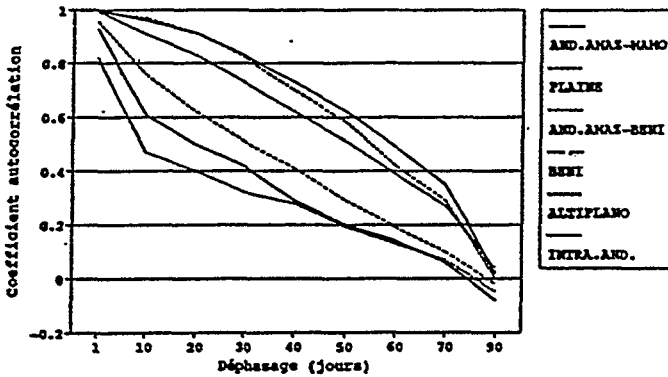


Figure 6
Variation du coefficient d'autocorrélation selon l'intervalle de temps

en aval d'importantes plaines d'inondation, reçoivent des débits très influencés par la vidange de ces plaines, phénomènes très lents, et donc bien autocorrélés.

Enfin, on constate (figure 6) que pour tous les bassins andins, quelle que soit leur classification, l'intervalle pour lequel le coefficient d'autocorrélation s'annule avant de s'inverser, est de 80 à 85 jours, alors qu'il est de 90 à 100 jours pour l'ensemble des bassins de plaine. Ce pas de temps, de 90 jours environ, semble correspondre à la durée des saisons et justifie le choix de la période adoptée précédemment dans le calcul de la moyenne mobile.

DÉBITS MAXIMAUX

Les observations sur cette région, et en particulier sur l'Amazonie, étant relativement récentes, on ne dispose pas, sauf exception, de longues séries de données. L'analyse statistique est donc plus délicate et moins représentative. Après un premier critère de durée fixé à dix années d'observation qui laissait trop peu de stations, et mal réparties, on a retenu les séries d'observation égales ou supérieures à huit ans.

Les tests d'ajustement aux diverses lois statistiques ne mettent pas en évidence une loi qui s'applique parfaitement à tous les bassins. Néanmoins, la loi qui s'ajuste le mieux aux différentes catégories de bassins, quelle que soit leur situation géographique, est la loi de Gumbel.

Par ajustement sur cette loi, ont été calculés les débits journaliers maximaux sur les dix-sept bassins présentant des séries de mesures suffisamment longues et complètes. Les débits maximaux instantanés, d'un plus grand intérêt pour les aménagements, ne sont pas toujours connus faute d'enregistrement continu. Si l'on compare le débit spécifique journalier maximum décennal avec l'indice de pente du bassin, l'influence « logique » du relief est confirmée par une très bonne corrélation qui semble faire fi des découpages de région puisque tous les points représentatifs confondus s'ajustent, en coordonnées logarithmiques, sur une seule et même droite (figure 7).

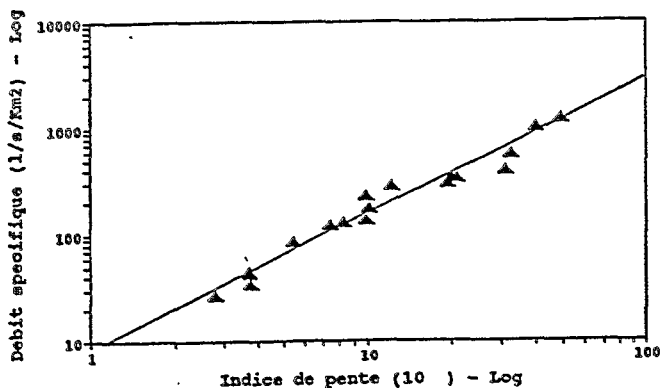


Figure 7

Débit spécifique journalier maximum décennal en fonction de l'indice de pente

LAME ÉCOULÉE

L'hétérogénéité physique de la zone étudiée et l'ampleur du relief font que le régime des précipitations, et donc la pluviométrie annuelle, sont très variables d'une région à l'autre, parfois d'un bassin à l'autre. La précipitation moyenne

sur les bassins, assez précise lorsqu'on dispose d'un bon réseau d'appareils, peut être très approximative, voire erronée, lorsqu'il y a une densité trop faible de pluviomètres, ou, comme c'est souvent le cas en zone andine, lorsque les appareils sont installés au fond de vallées étroites.

Afin d'étudier la relation précipitation-écoulement et de discerner éventuellement un caractère régional, on met en relation la précipitation moyenne sur un bassin, le paramètre qui mesure l'écoulement et, de même dimension que la précipitation, la lame écoulée. Le graphique (figure 8) met en évidence un groupe de bassins qui reçoivent une hauteur de pluie supérieure à 1 200 mm par an et pour lequel on peut considérer qu'il y a une relation, médiocre, entre précipitation et lame écoulée.

Ce groupe représente la plaine et les régions ando-amazoniennes et andines, à l'exception du Beni, pour lequel les hauteurs de pluies sont incohérentes avec les lames d'eau écoulée (CARRASCO, 1990).

En-dessous de 1 200 mm, c'est-à-dire pour les régions « semi-arides », l'éparpillement est tel qu'il est difficile d'entrevoir une relation valable. En tout état de cause, l'imprécision sur la détermination de la précipitation moyenne ne permet ni de mettre en évidence des caractères régionaux, ni d'établir une relation correcte entre pluie et écoulement.

La recherche d'autres facteurs, en particulier physiographiques, en relation avec la lame écoulée, ne fournit que des résultats médiocres :

- l'altitude ne peut être un facteur principal à cause du rôle prépondérant de l'orographie ;
- la latitude joue un rôle en plaine ou sur l'Altiplano où existent des gradients pluviométriques, mais n'intervient pas sur le versant andin ;
- l'orientation des vallées, selon que leurs axes sont parallèles ou perpendiculaires au sens de déplacement des masses d'air humide amazonien, ne semble pas être un facteur important.

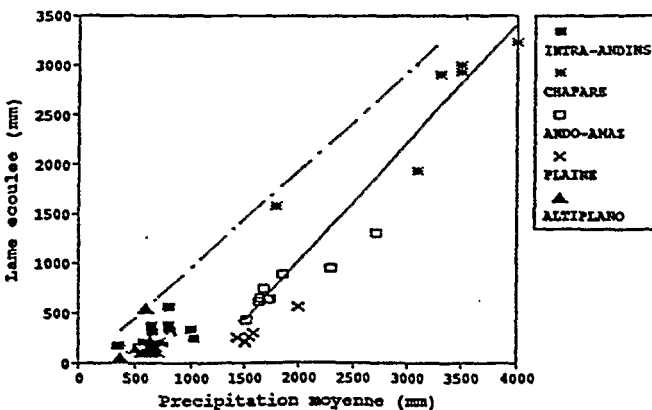


Figure 8

Relation lame écoulée/Précipitation moyenne sur le bassin

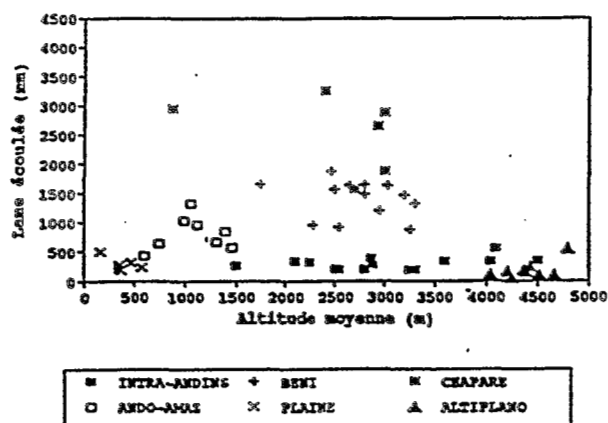


Figure 9

Relation lame écoulée/Altitude moyenne du bassin

CARACTÉRISTIQUES DES RÉGIONS

Afin de permettre la comparaison entre les diverses régions du système ando-amazonien, on regroupe les caractéristiques relatives aux paramètres étudiés dans le tableau 1 où K_{3m} représente la proportion de l'apport des trois mois de plus hautes eaux ; C_v , le coefficient de variation des débits journaliers ; K_{1j} et K_{20j} , les coefficients d'autocorrélation sur des intervalles de 1 et 20 jours.

Tableau 1
Synthèse des caractéristiques hydrologiques régionales

Région		Variabilité saison		Variabilité Q journalier			Qx dec.
Groupe	S/groupe	Période H.E.	K_{3m} (%)	C_v	K_{1j}	K_{20j}	1/sKm ²
Andin int.	Altiplano	J/M	70	1,7/2,0	0,93	0,5	
	Intra-and	J/M	68/64	1,7/2,0	0,82	0,4/0,5	120/160
Andins	Beni	J/M	46/60	0,6/0,90	0,94	0,6/0,7	250/500
	Chapare	J/M	50/55	0,6/0,90	0,95	0,6/0,7	500/100
Ando-amaz.		J/A	44/47	0,6/0,9	0,99	0,8	35/90
Plaine		F/My	42/46	0,6/0,9	0,999	0,9	25/30

Étant donné la géographie du bassin amazonien, il convient de souligner que parmi les bassins importants ($S > 100\ 000\ \text{km}^2$), certains bassins, principalement dans le groupe ando-amazonien, sont « emboîtés », ce qui minimise les résultats de l'analyse.

CONCLUSION

De l'analyse de ces différents paramètres, il ressort que les grandes unités morphologiques ne correspondent pas toujours à des unités « hydrologiques ». Ainsi, dans la Cordillère, le facteur essentiel qui différencie deux zones de régimes hydrologiques très différents, les bassins andins et intra-andins, est l'orographie. Mais à l'intérieur des six « régions » choisies, on peut constater une bonne homogénéité des paramètres représentatifs de la variation saisonnière, des débits journaliers ou même des débits extrêmes.

À l'intérieur de ces groupes, l'analyse permet de révéler le rôle d'autres facteurs, difficilement quantifiables, comme la présence de glaciers ou l'influence des plaines d'inondation. Elle permet enfin de réduire le rôle, qui, *a priori*, aurait pu paraître primordial, de l'altitude dans ce système ando-amazonien dominé par l'imposante chaîne des Andes.

BIBLIOGRAPHIE

- ABASTO N., 1987 - Balance hídrico superficial de la cuenca del Río Madre de Dios, Bolivia, Perú. PHICAB : CONAPHI, IHH-UMSA, Orstom, SENAMHI. Tesis UMSA, La Paz, 295 p.
- BOURGES J., CORTES J, HOORELBECKE R., 1987 - Estudio de los caudales del Mamoré en Guayaramerín. PHICAB : Orstom, SENAMHI, 29 p.
- BOURGES J., GUYOT J.L., CARRASCO M., BARRAGAN M.C., CORTES J, 1990 - Évolution spatio-temporelle des débits et des matières particulaires sur un bassin des Andes boliviennes : le Rio Beni. Hydrology in Mountainous Regions, Lausanne, august 1990. *AISH Publ. 193* : 351-356.
- BOURGES J., GUYOT J.L., HOORELBECKE R., ROCHE M.A., 1990 - Analysis of water flow and transportation of sediments in an Andes-Amazon basin : the River Beni at Riberalta. Hydrology and Water Management of the Amazon Basin, Manaus, august 1990.

- BOURGES J., GUYOT J.L., ROCHE M.A., 1989 - La investigación francesa en cooperación en la Amazonía boliviana : el programa PHICAB. 95-121 In *Ecologia, Desenvolvimento e Cooperação na Amazonia*, UNAMAZ (Ed.) Séria Cooperação Amazónica, Belém, octobre 1989.
- CARRASCO N.L., 1990 - Estudio del regimen del escurrimiento superficial en la cuenca andina del Rio Beni. Tesis UMSA, *Publ. PHICAB*, La Paz.
- GUYOT J.L., BOURGES J., CALLE H., CORTES J., HOORELBECKE R., ROCHE M.A., 1989 - Transports of suspended sediments to the Amazon by an andean river : the Mamore river - Bolivia. 106-113 *IRTCES, River Sedimentation*, Beijing, november 1989.
- GUYOT J.L., BOURGES J., HOORELBECKE R., ROCHE M.A., CALLE H., CORTES J., BARRAGAN M., 1988 - Exportation de matières en suspension des Andes vers l'Amazonie par le Río Beni, Bolivie. *Sediments Budgets*, Porto Alegre, december 1988. *AISH Publ. 174* : 443-451.
- GUYOT J.L., BOURGES J., ROCHE M.A., 1989 - Transporte de sedimentos y materias disueltas en la cuenca amazónica de Bolivia. Troisième Symposium de La Recherche Française en Bolivie, Santa Cruz, juin 1989 : 1-8.
- GUYOT J.L., 1992 - Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie Bolivienne. Thèse de doctorat, géologie-géochimie, Université de Bordeaux I, 362 p.
- LOZADA G.A., 1985 - Balance hídrico superficial de la cuenca del lago Titicaca, Bolivia. *PHICAB : IHH-UMSA, Orstom, SENAMHI*. Tesis UMSA, La Paz, 158 p.
- MONTES DE OCA (J.), 1989 - Geografía y recursos naturales de Bolivia.
- ROCHE M.A., ALIAGA A., CAMPOS J., PEÑA J., CORTES J., ROCHA N., 1990 - Hétérogénéité des précipitations sur la Cordillère des Andes boliviennes. *Hydrology in Mountainous Regions*, Lausanne, august 1990. *AISH Publ. 193* : 381-388.

ROCHE M.A., FERNANDEZ JAUREGUI C., APOTEKER A., ABASTO N., CALLE H., TOLEDE M., CORDIER J.P., POINTILLART C., 1986 - Reconnaissance hydrochimique et première évaluation des exportations hydriques et salines des fleuves de l'Amazonie bolivienne. PHICAB : IHH-UMSA, LHM, Orstom, SENAMHI, 257 p.

ROCHE M.A., ROCHA N., 1985 - Mapa pluviométrico de Bolivia y regiones vecinas, 4 000 000. PHICAB : Orstom, SENAMHI, 1 hoja offset.

RONCHAIL J., 1986 - Situations atmosphériques et précipitations comparées sur l'Altiplano et l'Amazonie - Bolivie. PHICAB : AASANA, IFEA, Orstom, SENAMHI, 36 p.

RONCHAIL J., 1988 - Variabilidad del tiempo en Bolivia, la anomalia climática del invierno 1988. Conferencia en la Academia de Ciencias. *Publ. PHICAB*, La Paz, 15 p.

RÉGIONALISATION DES DÉBITS DU BASSIN AMAZONIEN PREMIERS RÉSULTATS

M. MOLINIER¹

RÉSUMÉ

Une étude, actuellement en cours au DNAEE (Département National des Eaux et de l'Énergie Électrique) à Brasilia (Brésil), se propose d'évaluer les principaux termes du bilan hydrologique de surface (pluie, écoulement, évapotranspiration réelle) du bassin amazonien sur une période de 15 à 20 ans. Un premier travail très détaillé sur les bassins du Purus et du Madeira, affluents rive droite du Solimões/Amazone, a permis d'établir une relation entre les débits moyens interannuels, la superficie des bassins et la pluviométrie interannuelle moyenne. La régionalisation de cette relation a conduit à distinguer trois groupes différents de bassins hydrographiques pour lesquels on a tenté de déterminer les caractéristiques physiographiques communes.

Une étude plus globale de l'ensemble du bassin amazonien a permis de sélectionner 11 bassins principaux dont la superficie varie de 370 000 km² (Purus) à 6 112 000 km² (totalité du bassin de l'Amazone, Tocantins exclu). L'analyse des données de ces bassins et des bassins de quelques autres stations plus en amont, a montré que les débits moyens interannuels étaient fortement corrélés à l'aire de drainage du bassin et que la dispersion autour de la courbe moyenne était très bien expliquée par la pluviométrie moyenne interannuelle de chacun de ces bassins. Ce travail a abouti à l'établissement d'une relation unique entre ces trois termes. Cependant, quelques écarts relativement importants entre les débits calculés et les débits observés montrent qu'il faut étendre cette analyse à un plus grand nombre de bassins et, notamment, à des bassins plus petits.

¹ Hydrologue Orstom-DNAEE Brasilia - Brésil

INTRODUCTION

Dans le cadre de la convention signée entre le CNPq (Conseil National de Développement Scientifique et Technologique du Brésil) et l'Orstom, un programme est actuellement en cours au DNAEE (Département National de l'Eau et de l'Énergie Électrique) à Brasilia sur l'évaluation des termes du bilan hydrologique du bassin amazonien.

Une étude, assez détaillée, au pas de temps annuel et mensuel, a déjà été faite sur les bassins des rivières Purus et Madeira, affluents rive droite du Solimões/ Amazone (Molinier *et al.*, 1991). La superficie de ces deux bassins représente près de 30 % de celle du bassin amazonien (Tocantins exclu).

Les autres sous-bassins amazoniens sont actuellement en cours de traitement. Cependant, afin de couvrir l'ensemble de cette région et pour répondre à une demande de nos partenaires, les stations hydrométriques principales de chacun de ces sous-bassins ont été analysées et traitées en priorité. Toutefois, comme la méthodologie mise au point suppose que chaque sous-bassin soit étudié séparément, avec analyse, critique et homogénéisation des données de l'ensemble des stations de ces sous-bassins et, ensuite, intégration et homogénéisation au niveau du bassin total, il faut considérer que certains des résultats présentés ici ne sont que provisoires.

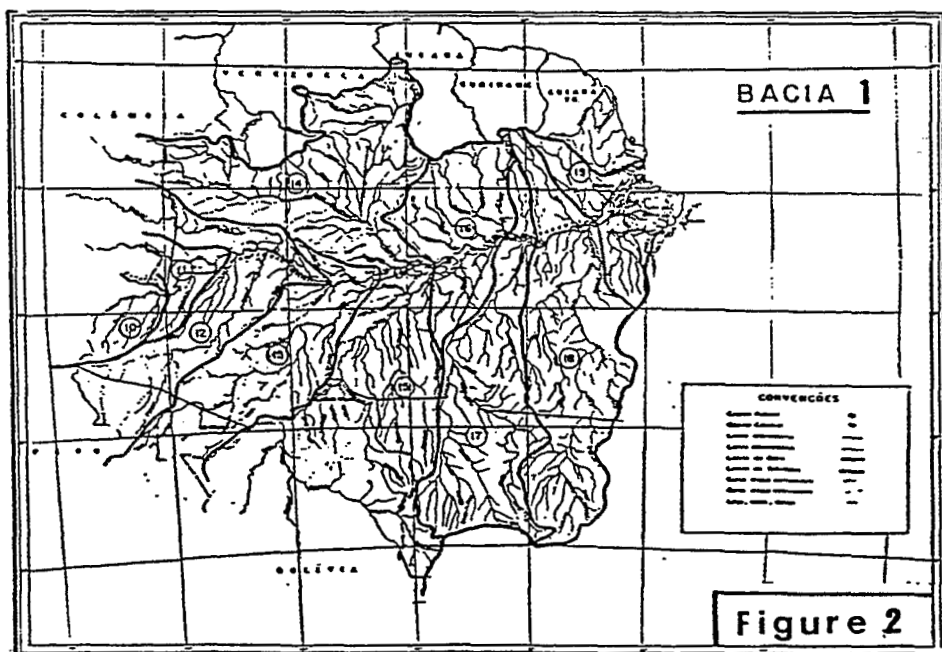
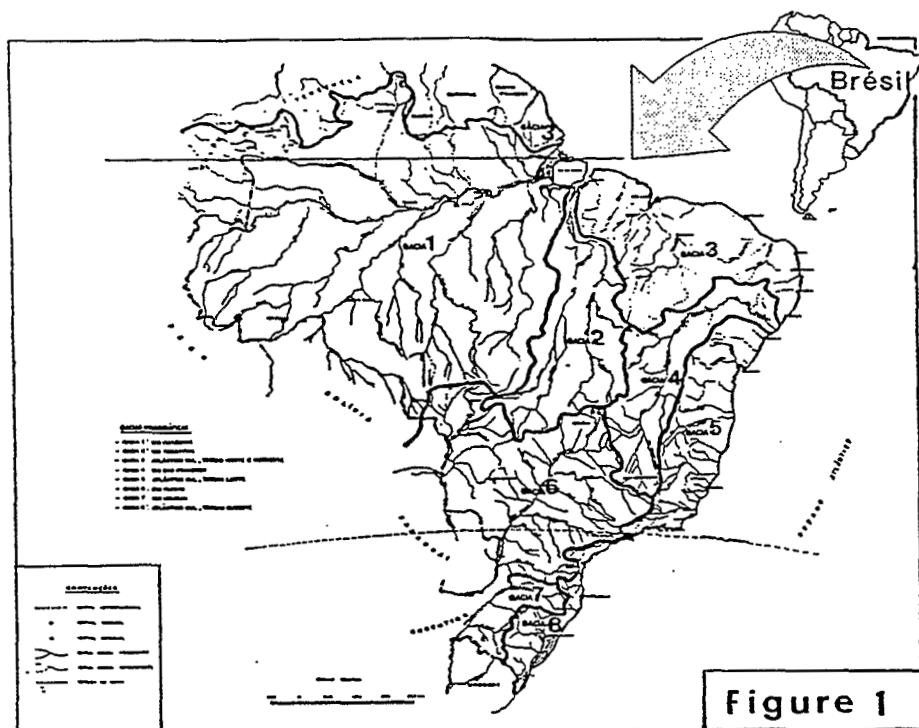
Une première tentative de régionalisation des débits est donc effectuée ici sur les bassins du Purus et du Madeira, puis étendue à l'ensemble du bassin amazonien en utilisant les données disponibles. L'influence de certains facteurs déterminants sur les débits sera également discutée.

DONNÉES DISPONIBLES ET MÉTHODOLOGIE

HYDROMÉTRIE

La CGRH (Coordination Générale des Ressources en Eau) du DNAEE, qui a la charge de la gestion du réseau hydrométrique brésilien, a subdivisé l'ensemble du territoire brésilien en 8 grands bassins principaux (figure 1). Le bassin amazonien (Bacia 1) est lui-même divisé en 10 sous-bassins numérotés de 10 à 19 (figure 2). Le bassin du Tocantins, dont l'embouchure se trouve à l'est de l'île de Marajó (celle de l'Amazone étant située à l'ouest) est considéré comme un autre grand bassin (Bacia 2).

Des 350 stations hydrométriques que comporte l'ensemble du bassin amazonien, 220 sont gérées directement par le DNAEE. Une première étude a été faite sur les bassins des rivières Purus et Madeira (sous-bassins 13 et 15). Une sélection



Figures 1 et 2
Bassins hydrographiques du Brésil

préliminaire, tenant compte de la qualité des observations limnimétriques, des jaugeages et des courbes d'étalonnage, a permis de retenir 56 stations hydrométriques, 29 sur le bassin du Purus et 27 sur le bassin du Madeira. Il faut noter que si le bassin du Purus est presque entièrement en territoire brésilien (seuls 5 % sont situés en territoire péruvien et bolivien), le Brésil ne possède que 38 % du bassin du Madeira. Les 27 stations hydrométriques mentionnées ci-dessus sont toutes brésiliennes, même si parfois elles contrôlent un bassin versant situé dans sa quasi-totalité dans un autre pays. C'est le cas, par exemple, de la station de Abunã sur le Madeira qui contrôle un bassin de 890 000 km² dont seulement 10 % sont sur le territoire brésilien.

Après une première critique, l'homogénéisation de ces données a été effectuée en appliquant la Méthode du Vecteur Régional (MVR) de (HIEZ., 1977). Cette méthode modélise l'information hydrométrique (ou pluviométrique) régionale en utilisant un modèle mathématique basé sur le maximum de vraisemblance et appliqué aux données mesurées sur un ensemble de stations d'observation regroupées en régions homogènes (HIEZ ET TELLES., 1983). Le vecteur est constitué par une série chronologique et synthétique d'indices hydrométriques (ou pluviométriques) annuels ou mensuels représentatifs de chacune de ces régions réputées homogènes. Lors de la critique des données, c'est à ce vecteur de référence ou « Vecteur Régional » que chacune des stations d'observation est comparée.

Un premier passage a permis de générer 3 vecteurs pour chacun des bassins, un en aval, un en amont et un intermédiaire et, ainsi, éliminer 9 stations douteuses ou sans données suffisantes. Finalement, l'échantillon retenu comprend 47 stations hydrométriques, 23 du bassin du Purus et 24 du Madeira. On a inclus dans l'étude les stations du Solimões à Itapeua (1 769 000 km²) et Manacapuru (2 147 700 km²). La superficie des bassins contrôlés par les autres stations varie entre 946 km² (Pacaás Novos à Seringal São Luis) et 1 124 000 km² (Madeira à Manicoré).

Afin de compléter cette étude et de l'étendre à l'ensemble du bassin amazonien, comme mentionné dans l'introduction, plusieurs stations hydrométriques d'autres sous-bassins ont été incorporées à cet échantillon. Il s'agit de celles du Solimões à l'amont de son cours brésilien, du Rio Negro et Rio Branco, du Tapajos, du Xingu et des stations aval de l'Amazone (Jatuarama : 2 854 300 km² et Obidos : 4 618 750 km²). Enfin, bien que ne faisant pas réellement partie du bassin amazonien, on a rajouté quelques stations de l'aval du Tocantins.

Pour toutes ces stations, le même travail de critique a été effectué, mais l'homogénéisation par la méthode du Vecteur Régional, au pas de temps mensuel, a été plus grossière, avec des superficies beaucoup plus importantes attribuées à chaque vecteur. Cependant, les résultats obtenus ont été très satisfaisants et ont permis d'effectuer l'interprétation présentée ci-dessous (paragraphes p.489 et p.490). La période commune retenue va de 1973 à 1989.

PLUVIOMÉTRIE

Après critique des données pluviométriques, la même méthode du Vecteur Régional au pas de temps mensuel a été utilisée pour homogénéiser les données sur la même période 1973-1989.

Pour les bassins du Purus et du Madeira, on a tout d'abord sélectionné 220 stations brésiliennes avec lesquelles on a défini 20 régions élémentaires. Cette première homogénéisation a permis de retenir 77 stations pluviométriques brésiliennes auxquelles ont été ajoutées 18 stations boliviennes du SENAMHI (Service National de Météorologie et Hydrologie de Bolivie).

En ce qui concerne le reste du bassin amazonien, il n'a pas encore été possible d'effectuer un travail de critique et d'homogénéisation aussi détaillé. Des études anciennes (DNAEE., 1985) et plus récentes (HIEZ *et al.*, 1991) ont été reprises et actualisées pour couvrir la même période de 17 ans.

RÉGIONALISATION DES DÉBITS

BASSINS DES RIVIÈRES PURUS ET MADEIRA

Dans le document déjà cité (MOLINIER *et al.*, 1991), un premier essai de régionalisation de débits avait été tenté. Une analyse de variance faite sur l'échantillon des 49 débits moyens interannuels avait mis en évidence le rôle prépondérant de la superficie du bassin versant (figure 3). En effet, dans cette région où la répartition de la pluviométrie est relativement homogène et varie relativement peu, aussi bien dans l'espace que dans le temps, il est normal que le facteur principal de la variabilité de la production d'eau aux exutoires soit l'aire de captation du bassin versant. Cependant, une étude plus fine de la dispersion des points représentatifs du couple « superficie du bassin/débit moyen interannuel » a montré que celle-ci était très fortement corrélée à la pluviométrie. Afin de mettre ceci en évidence, l'échantillon a été divisé en trois groupes de manière à prendre en considération les écarts à la droite de régression entre les débits observés et les débits calculés par la corrélation entre les superficies des bassins versants et les débits moyens interannuels représentés sur la figure 3.

La répartition a été faite de la manière suivante :

- groupe 1 : débits pour lesquels la valeur observée dépasse de 10 % la valeur calculée ;
- groupe 2 : débits pour lesquels la valeur observée est comprise entre + 90 % et 110 % de la valeur calculée ;
- groupe 3 : débits pour lesquels la valeur observée est inférieure à 90 % de la valeur calculée.

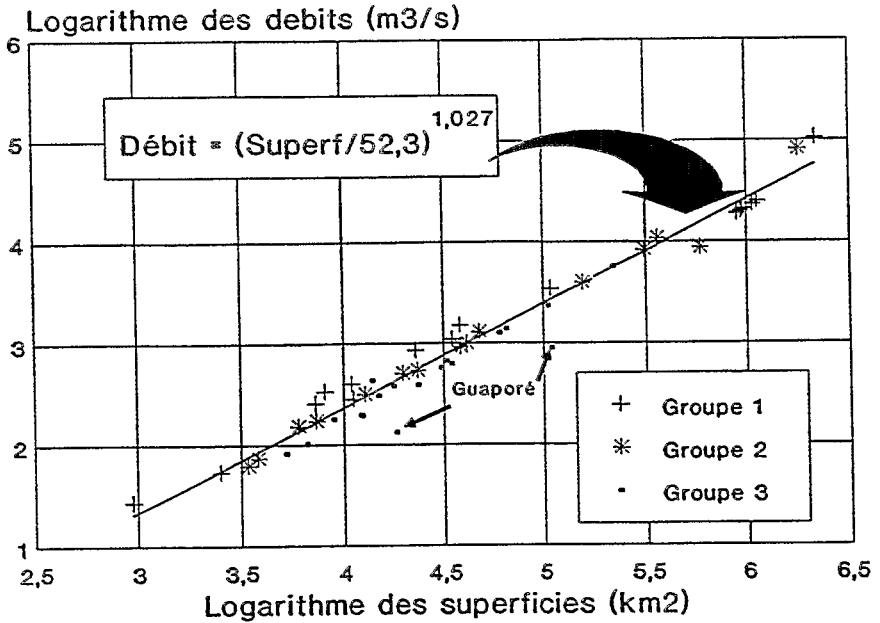


Figure 3
Bassin du Purus
Débit (m³/s)

Le graphique de la figure 4 où sont reportés, pour chacun des trois groupes, les points représentatifs de la pluviométrie moyenne annuelle en fonction des écarts relatifs entre les débits observés et calculés des 49 sous-bassins hydrographiques, montre bien que la pluviométrie est un facteur explicatif de cette dispersion comme représenté sur la figure 3. Les écarts positifs correspondent, en général à une forte pluviométrie alors, qu'à l'inverse, les écarts négatifs correspondent à une pluviométrie plus faible.

On a donc recherché une relation entre les trois paramètres suivants, débit (Q), superficie du bassin versant (A) et pluviométrie (P) pour chacun des groupes de stations hydrométriques. Les résultats obtenus sont donnés ci-dessous :

$$\text{Groupe 1 } Q = (A^{1,012} / 28,5) * (P / 2500)^{1,56} \quad (1)$$

$$\text{Groupe 2 } Q = (A^{1,011} / 33,3) * (P / 2500)^{1,67} \quad (2)$$

$$\text{Groupe 3 } Q = (A^{1,022} / 43,5) * (P / 2500)^{1,73} \quad (3)$$

L'amélioration obtenue en utilisant ces 3 relations est certes satisfaisante, puisque l'on passe d'un écart quadratique moyen de 1 290 m³/s, avec la relation de la figure 3, à un écart de 146 m³/s avec ces trois dernières relations. Cependant, il est peut-être préférable de ne retenir qu'une seule relation, comme proposé ci-dessous.

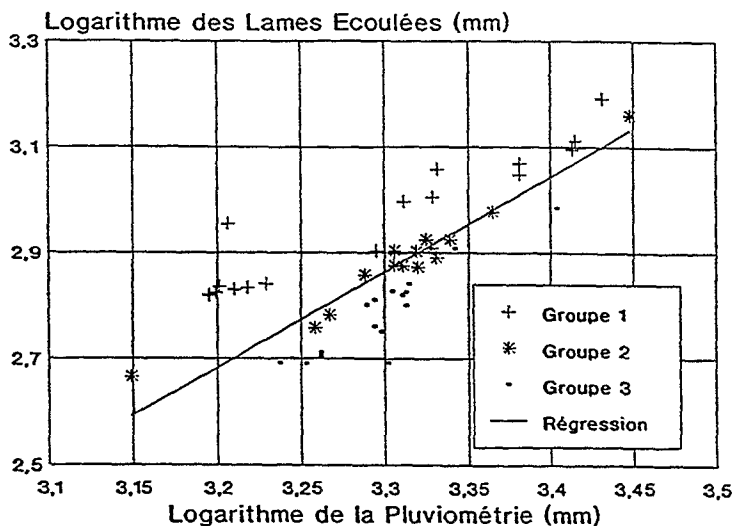


Figure 4
Bassin du Madeira
Lame écoulée (mm)

ENSEMBLE DU BASSIN AMAZONIEN

Les bassins du Purus et du Madeira constituent deux des 10 sous-bassins amazoniens de la classification du DNAEE (bassins 13 et 15 de la figure 2). L'étude détaillée des termes du bilan hydrologique se poursuit normalement sur les huit autres sous-bassins. Cependant, pour diverses raisons, dont celles citées en introduction, seules les stations hydrométriques principales de ces autres sous-bassins ont été traitées en priorité. La taille de l'échantillon obtenu en incluant les stations du Purus et du Madeira est de 74.

La critique et l'homogénéisation des données hydrométriques de ces stations ont permis de sélectionner 11 sous-bassins principaux qui couvrent l'ensemble de la région amazonienne et même une partie du Pantanal avec l'inclusion du bassin du Tocantins. La carte de la figure 5 donne la localisation de l'exutoire de chacun de ces sous-bassins ainsi que la superficie du bassin versant drainé et le débit moyen annuel estimé. Ces données sont reprises dans le tableau 1 ci-après. A la station du Rio Negro à Manaus seules les côtes sont observées. En raison de la proximité de la confluence avec le Solimões, il est en effet, impossible d'y effectuer des mesures de débit. Les débits moyens annuels ont été estimés à partir des stations amont du Rio Negro et de son affluent principal le Rio Branco et, aussi, à l'aide des résultats obtenus sur le Solimões à Manacapuru, l'Amazone à Jatuarana et le Paraná do Careiro.

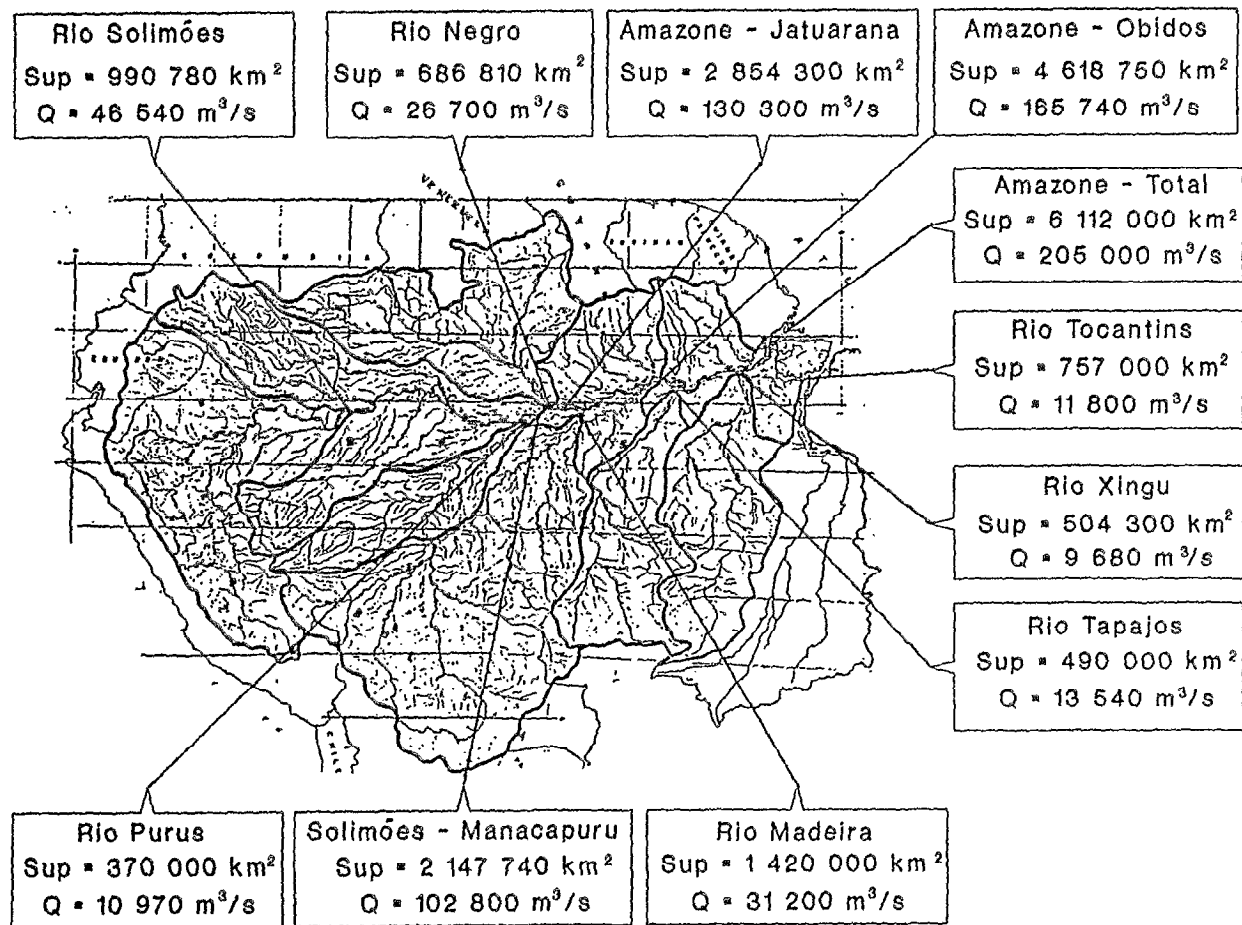


Figure 5
Bassins de l'Amazone et du Tocantins

Les débits calculés aux différentes stations des principaux tributaires de l'Amazonie ont été extrapolés à l'ensemble des sous-bassins de ces affluents. C'est à partir des valeurs obtenues sur ces sous-bassins que l'on a cherché une relation entre les débits moyens interannuels (Q), la superficie du bassin versant (A) et la pluviométrie annuelle (P).

Tableau 1
Grands sous-bassins amazoniens

Rivière	Station	Superficie km ²	Pluvio mm	Lame mm	Débit m ³ /s	Q spéc l/s/km ²	Déficit mm
Purus	Confluence	370 000	2 336	935	10 970	29,6	1 401
Tapajos	Confluence	490 000	2 250	872	13 540	27,6	1 378
Xingu	Confluence	504 300	1 930	605	9 680	19,2	1 325
Rio Negro	Manaus	686 810	2 476	1 226	26 700	38,9	1 250
Tocantins	Confluence	757 000	1 660	492	11 800	15,6	1 168
Solimões	Frontière	990 780	2 900	1 481	46 540	47,0	1 419
Madeira	Confluence	1 420 000	1 822	693	31 200	22,0	1 129
Solimões	Manacapuru	2 147 740	2 880	1 509	102 800	47,9	1 371
Amazonie	Jatuarana	2 854 300	2 780	1 440	130 300	45,7	1 340
Amazonie	Obidos	4 618 750	2 520	1 132	165 740	35,9	1 388
Amazonie	Embouchure	6 112 000	2 460	1 058	205 000	33,5	1 402

Une première régression entre les débits (Q) et la superficie (A) a montré que la dispersion autour de la courbe moyenne

$$Q = A / 30 \quad (4)$$

des points représentatifs des débits moyens interannuels en fonction de la superficie du bassin versant est très bien expliquée par la pluviométrie interannuelle (figure 6). Les points situés au-dessous de la courbe moyenne correspondent à des totaux pluviométriques inférieurs à 2 500 mm et inversement pour les points supérieurs. La valeur de 2 500 mm représente la pluviométrie annuelle moyenne du bassin amazonien qui a été évaluée à 2 460 mm. Parmi ces 11 sous-bassins, seul fait exception le Rio Negro à Manaus. En effet, malgré un total pluviométrique de 2 476 mm, le point représentatif de cette affluent de l'Amazonie est situé au-dessus de la courbe moyenne (4). Il semblerait que cette pluviométrie soit sous-estimée. Celle-ci a été calculée en actualisant les données du document du

(DNAEE., 1985) déjà cité ci-dessus. Il serait, cependant, nécessaire de revoir plus en détail les observations pluviométriques de la partie nord-ouest de ce bassin, travail qui est actuellement en cours.

Une régression linéaire entre les écarts à la courbe moyenne (4) et la pluviométrie moyenne, a permis d'aboutir au graphique de la figure 7 et à la relation donnant le débit moyen interannuel (Q) en m³/s, en fonction de la superficie du bassin versant (A) en km² et la pluviométrie moyenne interannuelle (P) en mm :

$$Q = A / 259,5 * e^{P/1133} \tag{5}$$

Deux points s'écartent d'un peu plus de 10 % de la moyenne régionale. Il s'agit du Rio Negro comme l'on pouvait s'y attendre à la suite de la remarque faite ci-dessus et du Rio Madeira. Pour ce dernier, la relative hétérogénéité de son bassin peut expliquer cette différence. En effet, en Bolivie où se trouve plus de 60 % du bassin, ce fleuve coule d'abord dans le massif andin (15 % du bassin) pour ensuite traverser des savanes inondables avant d'atteindre le bouclier brésilien et la grande forêt amazonienne où son régime devient comparable à celui du Purus.

Cette relation (5) peut être considérée comme satisfaisante pour les grands bassins de superficie supérieure à 100 000 km², mais qu'en est-il pour les autres bassins de superficie plus faible ?

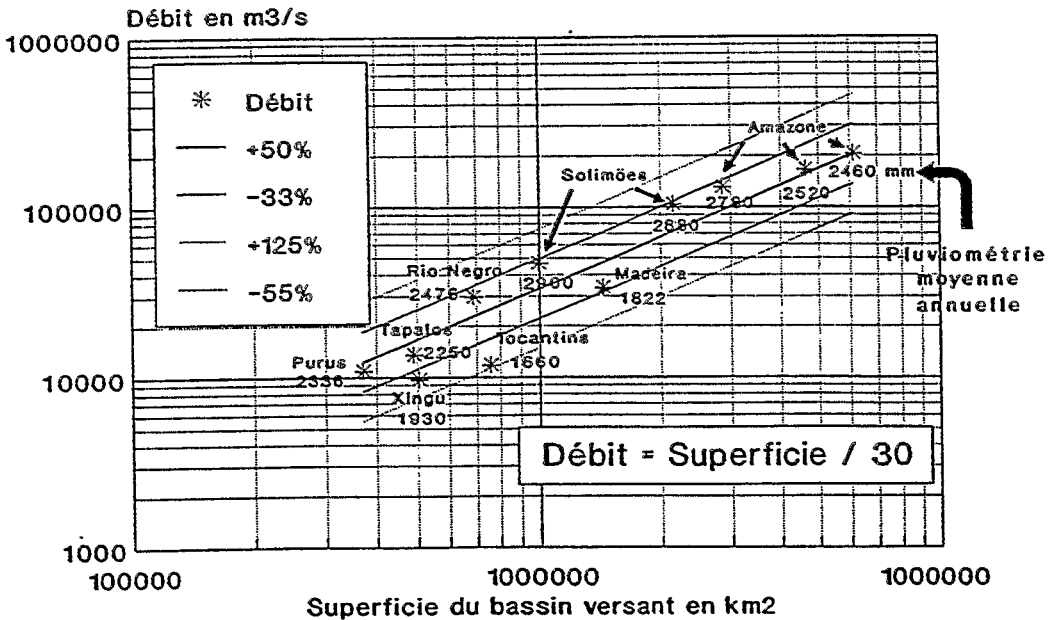


Figure 6
Bassin Amazonien
Relation débit/superficie de 11 bassins

Pour répondre à cette question, on a repris l'échantillon de 74 stations et recherché les mêmes corrélations entre les débits et les superficies des bassins d'une part, et les écarts à la droite de régression et la pluviométrie d'autre part. La relation obtenue est légèrement différente :

$$Q = A^{1,04} / 381 * e^{P/1175} \quad (6)$$

La comparaison des moyennes et des variances de chacun des échantillons de débits calculés avec les relations (5) et (6), a montré que les résultats obtenus avec la première relation étaient plus satisfaisants. Ce fait serait dû au poids plus important, dans l'échantillon des 74 stations, des bassins versants de moyenne importance dont la superficie est inférieure à 50 000 km². Ce qui a pour conséquence d'augmenter les écarts entre les valeurs calculées et observées pour les très grands bassins (superficie supérieure à 500 000 km²). C'est donc la relation (5) qui a été conservée pour l'ensemble du bassin amazonien.

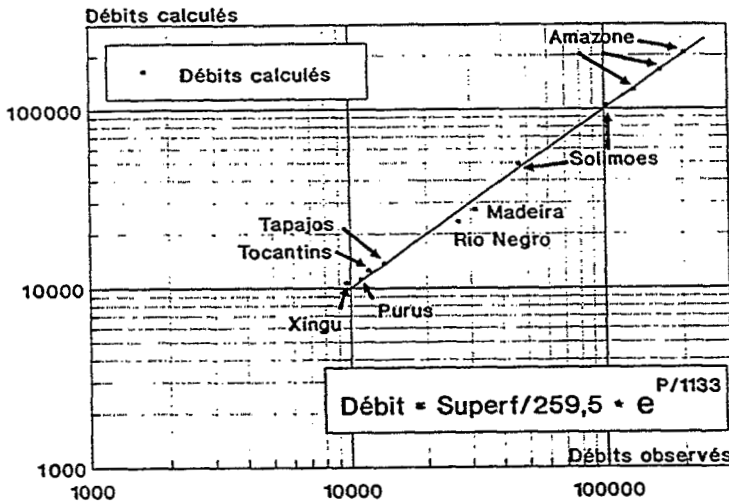


Figure 7

Bassin Amazonien

Débits moyens annuels par sous-bassin

INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

Lors de l'étude des bassins versants des rivières Purus et Madeira, une première tentative de régionalisation prenant en compte les paramètres physiographiques, a montré que les bassins versants du groupe 1 (écoulement plus important que la moyenne) se situent, en général, sous forêt dense avec un relief un peu plus accentué. C'est le cas de l'aval des bassins du Madeira et Aripuana (affluent du Madeira). Dans ce groupe, on retrouve parfois certains petits bassins des zones dégradés du sud du Madeira brésilien comme l'amont des

bassins des rivières Pacaás Novos et Jiparaná. Au contraire, les bassins du groupe 3, pour lesquels l'écoulement est inférieur à la moyenne régionale, se trouvent dans des régions de forêt ombrophile plus dense et/ou avec un relief moins accentué (haut Purus et Pimenta Bueno), ou dans des zones perméables (Acre qui est un affluent rive droite du Purus).

Pour ce qui est de l'ensemble du bassin amazonien, on peut observer sur la figure 8 où sont reportés les résultats obtenus avec la relation (5), que certains points s'écartent sensiblement de la courbe moyenne. C'est le cas, en particulier, du rio Guaporé dont le débit observé est très nettement inférieur au débit estimé par la relation. Cette rivière a un régime assez différent en raison de l'ampleur des zones inondables traversées en Bolivie. Une grande partie des eaux est stockée dans ces zones pour être, ensuite, reprise par évaporation. En ce qui concerne les autres points remarquables, certaines explications ont été avancées dans le paragraphe précédent, mais elles sont encore insuffisamment étayées. Il est indispensable d'attendre la fin de l'étude détaillée de chacun des sous-bassins amazonien pour tenter d'expliquer la dispersion observée et ainsi aboutir à une meilleure régionalisation des débits.

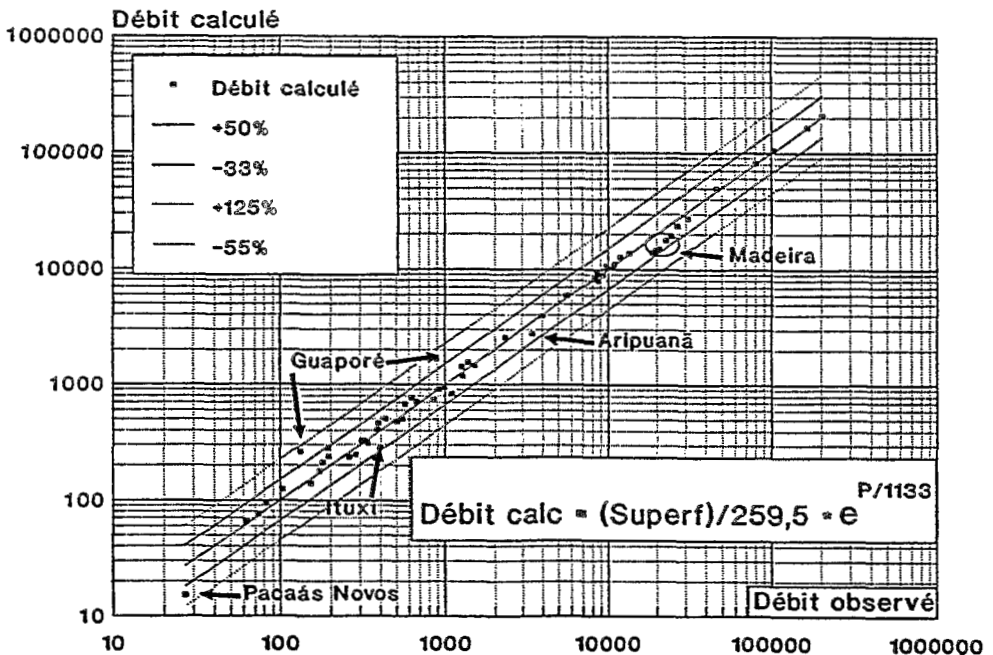


Figure 8
Ensemble du Bassin Amazonien
Débits moyens interannuels

CONCLUSION

On voit donc que la régionalisation des débits du bassin amazonien est encore embryonnaire. Il est nécessaire de poursuivre les études et, surtout, d'y inclure le plus grand nombre possible des stations hydrométriques des sous-bassins non encore suffisamment étudiés. La comparaison des résultats obtenus avec la physiographie de chacun des bassins devrait permettre une meilleure interprétation de ces résultats et donc, une approche plus fine de la régionalisation des débits.

Il faudra aussi étendre l'étude aux débits moyens annuels, et non plus seulement aux débits moyens interannuels.

Il faut noter, que si cette étude a permis de mettre en évidence l'influence de l'action anthropique sur les débits de certains petits bassins fortement dégradés (surtout l'amont du rio Jiparaná) lors de l'analyse des données de la région, il n'a pas été possible de déceler une altération quelconque des termes du bilan hydrologique au niveau régional, c'est-à-dire, pour les grands bassins hydrographiques. Pour les bassins de moindre importance, même s'il y a eu des altérations des valeurs moyennes régionales, celles-ci ont été occultées par l'influence prépondérante du régime pluviométrique. Ainsi, par exemple, on a constaté que sur le Rio Negro à Manaus (687 000 km²), les valeurs moyennes pondérées sur 5 ans des côtes annuelles des 20 dernières années, étaient systématiquement au-dessus de la moyenne interannuelle (1902-1991). Mais, lorsqu'on examine la pluviométrie régionale de ce bassin, on s'aperçoit que les valeurs moyennes pondérées sont aussi supérieures à la moyenne interannuelle. On a fait les mêmes constatations pour le Xingu à Altamira où le bassin atteint une superficie de 477 000 km². Il serait intéressant de vérifier si l'on observe le même phénomène sur les autres rivières et, en particulier, sur le Solimões à la frontière Pérou-Brésil. En effet, (GENTRY et LOPEZ-PARODI., 1980) avaient invoqué la déforestation des Andes pour justifier l'augmentation des maxima de la crue à Iquitos au Pérou.

Ce travail a aussi permis de déterminer la contribution du bassin amazonien à l'océan atlantique. Celle-ci est, en moyenne annuelle, de 205 000 m³/s, et de 217 000 m³/s si on ajoute le bassin du Tocantins. Ces valeurs ont été calculées en incluant les observations et mesures récentes (MOLINIER *et al.*, 1992 ; DNAEE., 1992). Elles correspondent aux estimations faites par (RICHEY *et al.*, 1989) qui donnent une fourchette de 200 000 à 220 000 m³/s pour l'ensemble Amazone et Tocantins.

BIBLIOGRAPHIE

- COCHONNEAU G., HIEZ G., SECHET P., FERNANDES U.M., 1991. *Aplicação do Método do Vetor Regional à análise da pluviometria anual da bacia amazônica*. IX Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos. Rio de Janeiro, 10-14 novembre 1991, vol.1, 367-377.
- DNAEE., 1985. *Boletim Pluviométrico P-1.01 - Bacia do rio Amazonas*. Brasília-DF, DNAEE, DCRH.
- DNAEE., 1992. *Disponibilidade Hídrica do Brasil*. Brasília-DF, DNAEE, DCRH, (sous presse).
- GENTRY H., LOPEZ-PARODI J., 1980. *Science*, 210 p.
- HIEZ G., 1977. *L'homogénéité des données pluviométriques*. Cahiers Orstom, Série Hydrologie, Paris, vol. 14, n^o2, 129-172.
- HIEZ G., TELLES C., 1983. *SIH Sistema de Informação Hidrometeorológica. Subsistema de modelos matemáticos. Modelo do Vetor Regional*. Brasília-DF, DNAEE, DCRH.
- MOLINIER M., MAIA A.C. DA S., SANTOS D., dos., 1991. *Balanço hídrico da bacia amazônica - Metodologia e primeiros resultados*. IX Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos. Rio de Janeiro, 10-14 novembre 1991, vol.1, 158-167.
- MOLINIER M., CUDO K.J., GUIMARAES V., 1992. *Disponibilidade de água na bacia amazônica*. Segundo Simpósio Internacional de Estudos Ambientais em Florestas Tropicais Umidas - Forest'92. Rio de Janeiro, Brésil, 24-29 mai 1992.
- RICHEY J.E., MERTES L.A., DUNNE T., VICTORIA R.L., FORSBURG B.R., TANCREDI A.C.N.S., OLIVEIRA E., 1989. *Sources and routing of the Amazon river flood wave*. Global biogeochemical cycles, vol.3, n^o3, 191-204.

RÉGIONALISATION DE DÉBITS DANS LE RIO GRANDE DO SUL - BRÉSIL

C.E.M. TUCCI¹, J.A. GOLDENFUM¹,
J.C. BERTONI¹, A.L.L. SILVEIRA¹

RÉSUMÉ

Dans les pays en développement, l'information hydrologique possède, en plus des erreurs traditionnelles, des incertitudes supplémentaires dues au manque d'uniformité dans la distribution des réseaux de mesure, à la quasi-inexistence d'observations sur les bassins de faible superficie, au faible volume des données enregistrées et enfin au manque chronique de moyens financiers qui fréquemment paralyse les jaugeages et augmente les défaillances des séries continues.

La régionalisation des variables hydrologiques tente d'utiliser les informations existantes dans une région pour mieux estimer ces variables en des lieux où les données sont absentes. Elle permet de plus la critique d'une partie de l'information.

Le Rio Grande do Sul est l'un des États économiquement importants du Brésil. Les principales activités concernées par le développement des ressources hydriques et leur impact environnemental sont : l'approvisionnement en eau, l'irrigation, la navigation fluviale, le contrôle des crues et de la qualité des eaux.

Pour ces activités liées aux ressources hydriques et à l'environnement, la connaissance hydrologique est nécessaire pour la planification et la gestion des interventions. Dans ce but, les fonctions hydrologiques suivantes ont été identifiées : courbes de probabilités de débits maximaux, moyens et minimaux ; courbes de permanence et de régularisation.

¹Institut de recherches hydrauliques. Université fédérale du Rio Grande do Sul IPH-UFRGS Porto Alegre - Brésil

Ces fonctions ont été régionalisées à partir de 126 postes hydrométriques sélectionnés dans la région possédant des séries de taille variable, mais totalisant environ 2 684 stations-années. La méthode consiste à combiner, d'une part une courbe adimensionnelle et, d'autre part, l'équation de régression de la variable d'adimensionnalisation avec les caractéristiques physiques. Les débits caractéristiques sont utilisés seulement dans le cas de la courbe de permanence pour régionaliser une partie de la courbe. Les résultats obtenus ont été bons pour la région où la disponibilité de données est acceptable, mettant en évidence le manque d'information sur les petits bassins et l'absence de données dans le sud de l'État.

INTRODUCTION

La régionalisation hydrologique est un ensemble de procédures méthodologiques qui cherchent à exploiter au maximum les données existantes dans une région, dans le but d'estimer une variable en un point qui ne dispose pas de données mesurées. On peut régionaliser des fonctions statistiques comme les courbes de probabilité des débits extrêmes ou moyens, ou des précipitations maximales, des fonctions spécifiques comme les courbes de régularisation et de permanence des débits ou de l'infiltration, ainsi que des paramètres de modèles hydrologiques.

Dans cette étude (CEEEE/IPH, 1991), la régionalisation a porté, pour l'État du Rio Grande do Sul (Brésil), sur les courbes de probabilité de débits extrêmes et moyens, sur la courbe de permanence des débits moyens journaliers et sur la courbe de régularisation des débits moyens mensuels. Des études antérieures partielles avaient été réalisées par FARQUHARSON (1981), CRESPO (1982) ET LANNA *et al.* (1983, 1989).

La courbe de probabilité des débits maximaux sert dans différents types de projets pour estimer les débits ou les cotes d'inondation et pour dimensionner les ouvrages hydrauliques de contrôle des crues (digues, déversoirs, buses, etc.). La courbe de probabilité des débits minimaux est utilisée pour estimer les débits minimaux autorisés pour la navigation ou pour la dilution d'un polluant. La courbe de probabilité des débits moyens permet d'obtenir une vision d'ensemble de la disponibilité moyenne en eau dans la région. La courbe de permanence sert au dimensionnement de petites centrales hydro-électriques, à l'évaluation des cotes de navigation et aux études préliminaires d'aménagements hydro-électriques de grande portée. La courbe de régularisation est une fonction qui donne le rapport entre le volume disponible et la demande, en un lieu déterminé, sur la base des débits moyens mensuels. C'est une alternative pour estimer le volume de régularisation d'un cours d'eau.

RÉGION ÉTUDIÉE ET DONNÉES DISPONIBLES

La région d'étude (figure 1) recouvre l'État du Rio Grande do Sul et la partie de l'État de Santa Catarina qui correspond au bassin versant du Rio Uruguay. Elle couvre une superficie d'environ 320 000 km² et possède une population approximative de 10 millions d'habitants. Le climat de la région est subtropical avec une période pluvieuse plus concentrée en hiver et un étiage d'été.

126 stations hydrométriques ont été choisies sur la base de la qualité de leur courbe d'étalonnage et de la longueur de leur série de données observées. On a obtenu un total de 2 684 stations-années complètes de données hydrométriques, correspondant à une longueur moyenne de 21,3 années par station. Les 126 stations ont été classées à partir de leur courbe d'étalonnage et de son extrapolation, compte tenu du fait que pour les débits maximaux, c'est la qualité de la partie supérieure de la courbe qui est importante, et que pour les débits minimaux, c'est celle de la partie inférieure. Les plus grands problèmes se sont posés pour les débits maximaux et on a trouvé peu de bonnes stations. Pour les débits minimaux, la situation est meilleure. La densité spatiale des postes n'est pas homogène. Alors que sur le bassin de l'Uruguay on dénombre une quantité raisonnable de stations acceptables, il y en a peu dans le sud du Rio Grande do Sul et sur les bassins des tributaires de la lagune Mirim et de la lagune dos Patos.

Les bassins avec des mesures de débits sont de taille moyenne à grande. Les plus petits ont une surface de l'ordre de 300 km². Il n'y a pratiquement pas de données pour les petits bassins de 10 à 30 km² où se concentrent les ouvrages d'approvisionnement en eau ou d'irrigation. L'extrapolation des résultats à ces petits bassins peut conduire à des biais, surtout pour les débits extrêmes.

Les données physiographiques suivantes ont été prises en compte pour chaque bassin : surface, longueur du cours d'eau principal, pente moyenne du cours d'eau principal, et un indice de densité de drainage donné par le nombre de confluences par unité de surface.

MÉTHODOLOGIE

COURBES DE PROBABILITÉ DE DÉBITS

La courbe de probabilité établit une relation entre le débit (maximal, moyen ou minimal) et la probabilité qu'il soit dépassé (ou non dépassé dans le cas du débit minimal) pour une année donnée. Les débits de l'échantillon sont ajustés à une distribution théorique ou empirique.

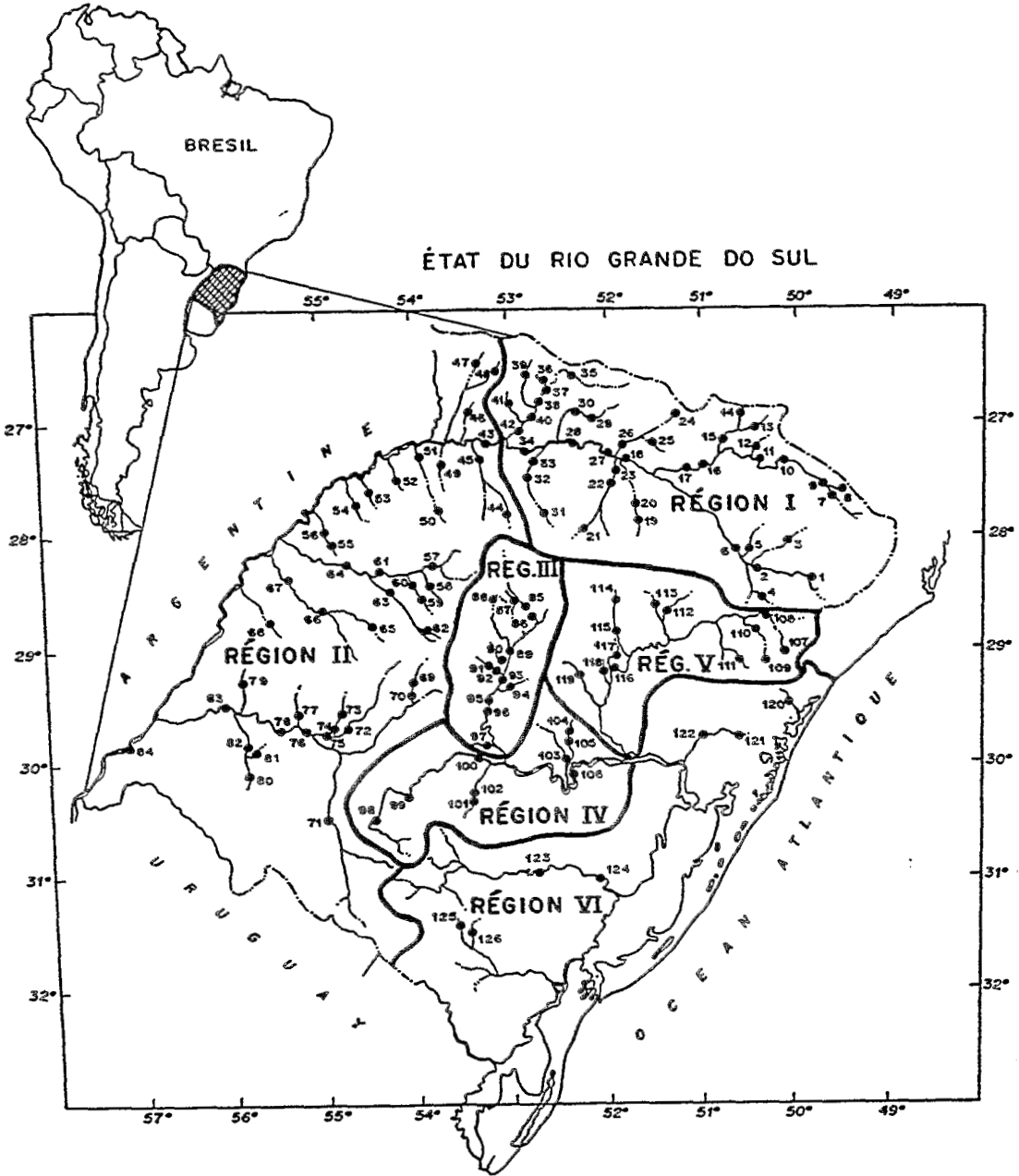


Figure 1

Région d'étude et régions homogènes pour les débits maximaux et moyens

NERC (1975) a proposé une procédure de régionalisation des débits représentant la courbe de probabilité selon :

$$P(Q_i \leq Q) = f(Q) \quad (1)$$

où P est la probabilité que Q_i soit inférieur ou égal à une valeur Q du débit avec la distribution donnée par la fonction $f(Q)$.

La courbe de probabilité, pour un bassin donné, peut être transformée en courbe adimensionnelle ; il suffit de diviser les débits par un débit constant d'adimensionnalisation, Q_m . Cela donne :

$$P(Q_i/Q_m \leq Q/Q_m) = f(Q/Q_m) \quad (2)$$

La courbe adimensionnelle régionale est obtenue par l'ajustement des courbes adimensionnelles des bassins et peut s'exprimer par :

$$Pr(Q_i/Q_m \leq Q/Q_m) = fr(Q/Q_m) \quad (3)$$

Le débit d'adimensionnalisation Q_m est lié aux caractéristiques physiques et climatiques qui peuvent être facilement obtenues pour chaque bassin. En utilisant les caractéristiques physiographiques définies plus haut et la précipitation moyenne annuelle, le calcul de Q_m peut s'exprimer sous la forme :

$$Q_m = a A^b L^c D^d DD^e P^f t^g \quad (4)$$

où A est la surface du bassin, L , la longueur du cours d'eau principal, D , sa pente, DD , l'indice de densité de drainage, P , la précipitation moyenne annuelle et t , la durée (prise en compte seulement dans le cas des débits minimaux). Les paramètres a , b , c , d , e , f et g sont ajustés par les moindres carrés, après une linéarisation de l'équation. Dans cette équation, le nombre de variables indépendantes peut être réduit selon leur capacité à expliquer la variable dépendante.

Dans le cas des débits maximaux, Q_m est le débit moyen de crue. Pour la régionalisation des débits moyens, Q_m est le débit moyen de période longue. Pour le débit minimal, Q_m est le débit minimal moyen pendant une durée t .

Le pointage des points de l'échantillon sur la courbe adimensionnelle est réalisé en utilisant l'expression :

$$F = (i - a) / (N + b) \quad (5)$$

où F est la probabilité que le débit soit égal ou dépassé (non dépassé dans le cas des débits minimaux), i , le numéro d'ordre décroissant du débit (croissant pour les débits minimaux), $a = 0,44$ et $b = 0,12$ ($a = 0,4$ et $b = 0,2$ pour le débit minimal).

Après l'obtention de la courbe régionale et de l'équation de régression, il est possible d'estimer le débit avec la probabilité désirée en utilisant la formulation suivante :

$$Q_p = fr^{-1}(Q_p/Q_m) \cdot Q_m \quad (6)$$

où le premier terme de droite est le débit adimensionnel tiré de la courbe régionale avec la probabilité p , Q_m étant calculé à l'aide de la régression.

Les courbes régionales sont définies pour des régions homogènes qui ont été établies pour cette étude à l'aide de deux critères. Le premier critère est basé sur les courbes adimensionnelles proprement dites, en regroupant les stations possédant des courbes de tendances similaires, et en respectant le fait qu'elles doivent appartenir à une même région géographique avec un régime hydrologique comparable. Le deuxième critère est basé sur l'analyse des résidus de l'estimation donnée par l'équation de régression, en regroupant les stations dont les écarts aux valeurs observées suivent une même tendance. La combinaison de ces deux critères permet la caractérisation des régions homogènes, regroupant les aspects physiographiques et les caractéristiques spécifiques des séries hydrométriques.

La procédure pour déterminer la courbe régionale d'une région homogène est basée sur la superposition des courbes adimensionnelles. Le calcul de la courbe moyenne de superposition est fait à partir du point moyen d'un groupe de points.

COURBE DE PERMANENCE

La méthode de régionalisation de la courbe de permanence est basée sur l'ajustement à une distribution log-normale (BEARD, 1943) en utilisant comme paramètres les débits non-dépassés pendant 50 % et 95 % de l'année (Q50 et Q95) :

$$Q = \exp(aP + b) \quad (7)$$

où Q est le débit de probabilité au dépassement P , $a = (\ln(Q50/Q95))$ et $b = \ln(Q50) - 0,5 a$. Q50 et Q95 sont calculés à partir des courbes régionales obtenues par régression avec les caractéristiques physiographiques des bassins. La définition des régions homogènes est faite sur la base des résidus de ces régressions, les stations possédant des écarts similaires étant réunies dans une même région.

COURBE DE RÉGULARISATION DES DÉBITS

Les courbes de régularisation individuelle des stations ont été déterminées avec les débits moyens mensuels en utilisant les critères de la méthode de Rippl (GOMIDE, 1983). Avec la série des débits mensuels, sont simulées différentes demandes constantes de façon à obtenir une fonction du type :

$$V = F(Qr) \quad (8)$$

où V est le volume à stocker pour régulariser le débit Qr .

En introduisant une adimensionnalisation à l'aide du débit moyen de longue période Qm , on obtient une nouvelle fonction de la forme :

$$v = f(q) \quad (9)$$

où

$$v = V / (Qm \cdot 1 \text{ an}) \text{ et } q = Qr / Qm$$

Les courbes de régularisation adimensionnelles des stations hydrométriques ont été regroupées par régions homogènes où les tendances sont similaires. Pour chaque région homogène, on obtient une courbe régionale, en considérant, pour chaque demande adimensionnelle, la moyenne des volumes adimensionnels fournis par les courbes adimensionnelles de chaque station de la région.

Q_m est obtenu par régression à partir des caractéristiques physiographiques des bassins.

RÉSULTATS

COURBES DE PROBABILITÉ DES DÉBITS

DÉBITS MOYENS

Six régions homogènes ont été identifiées pour le débit moyen. Il n'a cependant pas été possible de définir les paramètres de l'une d'elles, faute de données suffisantes. La figure 1 localise les régions et la figure 2a montre l'une des courbes adimensionnelles.

Le tableau 1 présente les paramètres des meilleures équations de régression calculées (dans la dernière colonne, on trouve le débit spécifique moyen observé, q , en l/s.km²).

La régionalisation des débits moyens dans l'État du Rio Grande do Sul a permis de visualiser la disponibilité en eau. En observant les débits spécifiques, on remarque que la région nord de l'État présente un débit spécifique élevé ; il est décroissant vers le sud. C'est un reflet direct de la distribution des précipitations. Il y a pourtant dans le nord une très petite capacité de régularisation par les aquifères, ce qui conduit à une grande variation des débits au cours de l'année.

Tableau 1
Régionalisation des débits moyens dans le Rio Grande do Sul

Région	a	b	f	R ²	S	q
I. Alto Uruguai	0,017	0,99	0,86	0,99	1,16	24,0
II. Médio Uruguai	0,023	0,96	0,69	0,99	1,16	24,0
III. Alto Jacuí	0,031	0,96	0,043	0,99	1,13	24,4
IV. Médio Jacuí et Vacacaí	0,014	1,01	—	0,99	1,15	14,5
V. Taquari	0,014	0,90	1,20	0,99	1,15	23,3
VI. Guaíba et lagunes	—	—	—	—	—	—

R^2 est le coefficient de détermination de la régression et S est l'écart-type de l'estimation. Les paramètres a , b , f sont compatibles avec des surfaces données en km², des précipitations en m et des débits en m³/s.

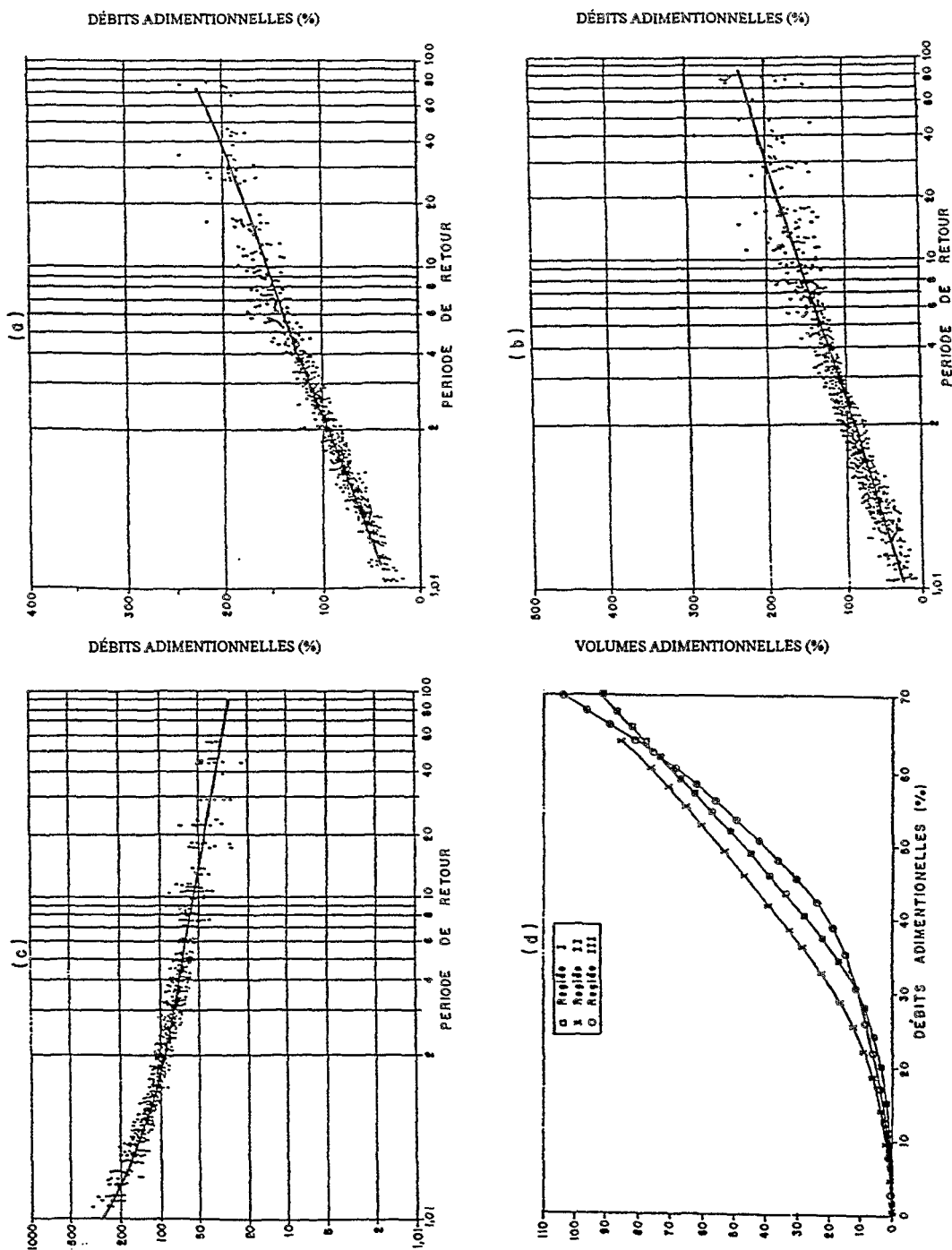


Figure 2

Courbes de probabilité de débits : (a) moyens (b) maximaux (c) minimaux, région II et (d) courbes de régularisation des débits, régions I, II, III

DÉBITS MAXIMAUX

Les données de débits maximaux utilisées en l'absence d'enregistrement limnigraphique correspondent à la plus forte des deux observations quotidiennes. Avec un enregistrement limnigraphique, c'est la valeur instantanée qui a été considérée. Comme la majorité des stations ne possèdent pas de limnigraphe et que lorsqu'il y en a un, la série est généralement courte, le maximum annuel à une station est très proche du débit moyen journalier maximal de l'année.

Les régions homogènes définies sont les mêmes que celles déterminées pour la régionalisation des débits moyens ; pour la même raison d'insuffisance de données, il n'est pas possible de déterminer l'équation de régression de la région « Guaíba et lagunes ». Les meilleures équations de régression pour le débit moyen de crue (débit d'adimensionnalisation) ont leurs paramètres rassemblés dans le tableau 2. Une courbe d'adimensionnalisation est donnée sur la figure 2b.

Tableau 2
Régionalisation des débits maximaux dans le Rio Grande do Sul

Région	a	b	c	d	e	f	R ²	S
I. Alto Uruguai	0,054	0,68	0,71	0,62	—	—	0,91	1,57
II. Médio Uruguai	0,451	0,89	—	0,35	—	1,43	0,91	1,43
III. Alto Jacuí	0,018	1,98	—	-0,96	—	—	0,96	1,32
IV. Médio Jacuí et Vacacaí	4,500	0,69	—	—	—	-2,25	0,92	1,42
V. Taquari	0,112	1,11	—	—	0,42	—	0,96	1,36
VI. Guaíba et lagunes								

Les exposants a, b, c, d, e et f correspondent respectivement à la surface en km², à la longueur du cours d'eau principal en km, à la pente en m/km, à l'indice de densité de drainage en unités comptées sur la carte au 1:250 000, à la précipitation en m. Le débit obtenu est donné en m³/s.

Étant donné la nature des données employées, d'après ce qui a été expliqué plus haut, les régressions obtenues ont tendance à sous-estimer le débit maximal instantané sur les petits bassins. La différence entre le maximum instantané et le maximum moyen journalier dépend du temps de concentration du bassin. Pour des petits bassins, ce temps est réduit avec un gradient de débit élevé et de fortes valeurs de pointe par rapport à la moyenne journalière. Au fur et à mesure que les surfaces augmentent, les gradients de crue deviennent plus faibles et la différence entre le débit maximal instantané et le débit maximal moyen journalier

diminue. D'autres facteurs comme la pente moyenne et la longueur du cours d'eau, la densité de drainage et la distribution de la précipitation, influencent cette relation.

La régionalisation des débits maximaux a exploité les données existantes, mais présente des limitations liées à la grande extrapolation de la courbe d'étalonnage à de nombreuses stations et au problème, déjà évoqué, de ne pas pouvoir en général utiliser les maxima instantanés.

DÉBITS MINIMAUX

Les débits minimaux ont été calculés pour des durées de 1, 3, 7, 15, 30, 60, 90, 180, 270 et 365 jours consécutifs.

Huit régions homogènes pour les débits minimaux ont été identifiées. Les paramètres des meilleures équations de régression de la variable d'adimensionnalisation et le débit minimum à la durée t , sont présentés dans le tableau 3. Une courbe d'adimensionnalisation est donnée sur la figure 2c.

Tableau 3
Régionalisation des débits minimaux dans le Rio Grande do Sul

Région	a	b	c	d	e	f	g	R ²	S
1	$7,60 \cdot 10^{-4}$	0,99	—	—	—	1,88	0,37	0,91	1,43
2	$1,92 \cdot 10^{-3}$	1,04	—	—	—	—	0,33	0,98	1,32
3	$1,65 \cdot 10^{-3}$	1,03	—	—	—	—	0,36	0,93	1,66
4A	1,91	-0,92	—	-0,70	1,43	—	0,48	0,87	1,72
4B	$9,38 \cdot 10^{-3}$	1,12	-0,67	—	—	—	0,47	0,81	1,94
5	$6,39 \cdot 10^{-6}$	$6,3 \cdot 10^{-3}$	2,48	—	—	3,64	0,31	0,90	1,64
6	$3,64 \cdot 10^{-5}$	1,30	—	0,49	—	—	0,52	0,92	1,66
7	$1,27 \cdot 10^{-3}$	0,99	—	—	—	—	0,42	0,92	1,56
8	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Les résultats de la régionalisation du débit minimal ont montré une grande variabilité de tendance de la courbe de probabilité de débits minimaux et des équations de régression. Cette variabilité est due, parmi d'autres facteurs, aux incertitudes concernant la partie inférieure de la courbe d'étalonnage des stations, liées à l'impact de la modification du lit sur les faibles débits. De même, l'extrapolation de la partie inférieure de la courbe d'étalonnage est sujette à des erreurs relatives d'autant plus grandes que les débits sont faibles. Des raisons pratiques comme le changement de section de mesure à un poste donné peuvent affecter l'analyse des débits minimaux. Physiquement, cette variabilité peut s'expliquer par la nature des aquifères. Dans des régions comme au nord de l'État où la formation géologique est constituée par du basalte, le grand nombre de fractures dans un petit bassin peut augmenter les débits minimaux. Étant donné

son occurrence spatialement aléatoire, la régionalisation est obtenue par une distribution aléatoire dans l'espace plutôt que par une distribution hydrologique représentative.

COURBE DE PERMANENCE

Dans les régressions de débits pour des permanence de 50 % et de 95 % (Q50 et Q95), les essais de régionalisation ont pris en compte, dans un premier temps, la surface du bassin et la précipitation moyenne annuelle. On observe que le gain supplémentaire avec le paramètre de précipitation est minimal pour toutes les stations. Il est donc conseillé de n'utiliser que la surface dans les régressions. La détermination des régions a été basée sur le résidu de l'équation de régression pour toutes les stations. On trouve pour les régions ainsi déterminées les paramètres de régression pour Q50 dans le tableau 4 et pour Q95 dans le tableau 5.

Tableau 4
Régressions des débits Q50 dans le Rio Grande do Sul

Région	a	b	R ²	S
1	0,01517	0,982	0,99	1,16
2	0,00468	1,073	0,97	1,25
3	0,01389	1,010	0,95	1,34
4	0,00210	1,145	0,97	1,36
5	0,01294	0,979	0,99	1,12
6	0,00309	1,121	—	—

*Les paramètres a et b correspondent à des surfaces en km²
et à des débits en m³/s.*

Tableau 5
Régression des débits Q95 dans le Rio Grande do Sul

Région	a	b	R ²	S
1	0,00263	1,018	0,96	1,37
2	0,00031	1,134	0,94	1,45
3	0,00458	0,981	0,89	1,58
4	0,00038	1,106	0,91	1,66
5	0,00249	0,958	0,90	1,53
6	0,00035	1,165	—	—

*Les paramètres a et b correspondent à des surfaces en km²
et à des débits en m³/s.*

En observant les coefficients de détermination R^2 et les écarts-types S des estimations dans les deux tableaux, on s'aperçoit que les régressions de Q95 sont inférieures en qualité à celles de Q50. Cela est dû aux plus grandes incertitudes associées aux parties inférieures des courbes d'étalonnage des stations hydrométriques. Il est probable qu'une amélioration de ces estimations puisse être obtenue en ajoutant aux régressions des variables explicatives supplémentaires qui aient un rapport avec les caractéristiques des aquifères.

Les limitations aux résultats obtenus sont dues au fait que seules ont été étudiées les parties de courbe entre les permanences de 50 % et de 95 % sur des bassins sans réservoir de régularisation à l'amont. Il faut noter également que les résultats de la dernière région sont précaires à cause du nombre réduit de postes étudiés.

COURBE DE RÉGULARISATION DE DÉBITS

Onze régions homogènes ont été définies pour la courbe de régularisation des débits. Comme il est rare de chercher à régulariser le débit moyen, on a pris en compte, dans le processus d'obtention des meilleures courbes régionales, l'établissement d'un indice maximal de régularisation qui donne le meilleur ajustement des courbes de régularisation adimensionnelles des postes d'une même région. Les résultats des ajustements de chaque région sont présentés dans le tableau 6 où Q_{rmax}/Q_m représente l'indice maximal de régularisation.

Tableau 6
Ajustement des régularisations

Région	Q_{rmax} / Q_m (%)	R^2	S
1	70	0,99	2,06
2	65	0,99	1,86
3	70	0,99	2,59
4	55	0,93	3,45
5	60	0,96	3,28
6	65	0,98	2,85
7	60	0,97	1,78
8	45	0,95	1,72
9	65	0,96	2,44
10	55	0,98	1,80
11	60	0,98	1,83

La figure 2d présente quelques courbes de régularisation adimensionnelles.

CONCLUSION

La régionalisation a cherché à extraire le plus grand nombre d'informations des données hydrologiques existantes pour appuyer la planification de l'aménagement des ressources hydriques dans l'État du Rio Grande do Sul (Brésil).

La régionalisation du débit moyen indique une disponibilité en eau appréciable, avec un débit spécifique régional qui varie entre 14,5 et 24,0 l/s.km². La régionalisation des débits maximaux présente plusieurs estimations selon la localisation du bassin, mais il convient de rappeler ses limitations liées à la qualité des données (grandes extrapolations vers le haut des courbes d'étalonnage, et nombre réduit de postes limnigraphiques). La régionalisation des débits minimaux a été faite pour plusieurs durées, permettant une estimation dans un grand éventail de situations pour plusieurs régions de l'État ; il faut cependant noter les limitations qui concernent la grande variabilité trouvée entre les stations, probablement due à la diversité du comportement des aquifères.

La régionalisation de la courbe de permanence a été faite sur un tronçon de cette courbe pour les probabilités d'occurrence comprises entre 50 % et 95 % qui sont les plus utilisées dans la pratique. La régionalisation, en ne prenant en compte que la surface de contribution, a donné des résultats acceptables pour des estimations sur l'État du Rio Grande do Sul. Pour des bassins très petits, les résultats doivent être utilisés avec prudence, surtout pour des permanences très élevées qui subissent une forte influence des caractéristiques des aquifères et qui sont très sensibles aux changements dans les sections de mesure.

Les résultats obtenus avec les courbes de régularisation indiquent que la décade de 1940 est particulièrement importante pour leur définition, principalement dans la partie moyenne et supérieure du Rio Uruguay, au nord de la région d'étude. C'est ainsi que l'on a cherché à utiliser des postes avec des séries incluant cette décade, ce qui a réduit l'échantillon disponible et la représentativité de la régionalisation, c'est-à-dire que, pour chaque région homogène, les postes présentent des tendances très proches.

En recommandation générale pour toutes les régionalisations, il faut noter qu'on doit les utiliser sur des bassins qui ne doivent pas être régularisés à l'amont. Pour les projets de moyenne et grande taille, elles doivent être adoptées en première estimation des variables hydrologiques ; une étude hydrologique plus détaillée reste nécessaire.

[Traduction du Portugais : H.L. Hoffmann, P. Chevallier]

BIBLIOGRAPHIE

- BEARD L.R., 1943. *Statistical Analysis in Hydrology*. Trans. Am. Soc. Civil Engineers, New York, vol. 108 p, 1110-1160.
- CEEE/IPH., 1991. *Regionalização de vazões do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre. 2 vol..
- CRESPO C.E.J., 1982. *Regionalização de vazão máxima do Rio Grande do Sul e Santa Catarina*. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil. IPH/UFRGS, 83 p.
- FARQUHARSON F., 1981. *Manual do projeto de estimativa de cheias para o estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre. UFRGS/UNESCO (Proj. PNUD/UNESCO/BRA/75/007, Publ. 18).
- GOMIDE F.L.S., 1983. *Dimensionamento de sistemas de reservatórios*. In : *Curso de engenharia hidrológica*. São Paulo, EPUSP. vol. 2, p. I.1-34.
- LANNA A.E., BELTRAME L., AGUINSKY S, FARIAS FILHO D., FRES F., 1989. *Estudos de disponibilidade de águas fluviais e solo na região sul do Brasil*. Relatório final. Porto Alegre, IPH/UFRGS.
- LANNA A.E., SILVEIRA, G.L., TUCCI, C.E., 1983. *Regionalização de vazões mínimas na bacia do Rio Jacuí, RS*. In : *Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos*, 5, 1983, Blumenau. Anais vol. 3, 109-132.
- NERC, 1975. *Flood Studies Report*. London. 5 vol..

INFLUENCE DE LA PHYSIOGRAPHIE D'UN BASSIN VERSANT SUR LES PARAMÈTRES DE MODÉLISATION HYDROLOGIQUE GLOBALE : APPLICATION À LA BRETAGNE ET À LA MOSELLE

D. THIERRY¹

RÉSUMÉ

L'évaluation des ressources en eaux superficielles à l'échelon régional ou tout simplement en des bassins versants non jaugés ne peut être faite par simple interpolation géographique. En effet, la physiographie du bassin (morphologie, couvert végétal, géologie) a une influence marquée sur les écoulements. Il est parfois possible de calculer directement des caractéristiques de l'écoulement (débits d'étiage par exemple) par régression linéaire à partir de la physiographie du bassin. Les séries d'observations d'écoulement étant généralement courtes, (surtout dans les pays industrialisés) leur analyse directe ne permet cependant pas d'en évaluer la variabilité temporelle. Pour tenir compte de l'information pluvioclimatique généralement disponible sur de longues périodes et beaucoup plus facile à interpoler, on a utilisé un modèle hydrologique global dépendant de quatre ou cinq paramètres globaux. Une étude statistique par régression multiple appliquée à deux régions (quarante deux petits bassins de Bretagne et trente huit bassins et sous-bassins de la Moselle) a permis de mettre en évidence des relations fiables et robustes entre certains de ces paramètres et des caractéristiques physiographiques des bassins. Il est ainsi possible (en pré-déterminant, par ces relations, les paramètres de bassins non jaugés) d'y calculer les débits à l'exutoire pendant les longues périodes d'observations pluviométriques et d'apprécier ainsi la ressource à l'échelon régional en tenant compte de sa variabilité temporelle.

¹B.R.G.M 4S/EAU, BP 6009, 45060 Orléans, Cedex 2 France

INTRODUCTION

Pour évaluer les débits d'un bassin versant hydrologique non jaugé, ou bien pour évaluer les ressources en eau à l'échelle régionale, trois approches sont possibles :

- soit interpoler géographiquement les données ponctuelles obtenues dans quelques bassins jaugés : il est bien évident que cette méthode, purement géométrique, a peu de chance de donner des résultats utilisables, puisque la physiographie du bassin (morphologie, couvert végétal, géologie) a une influence marquée sur les écoulements ;
- soit calculer des caractéristiques de l'écoulement (débits caractéristiques, débits d'étiage) par régression à partir des caractéristiques physiographiques du bassin. Cette méthode peut donner des résultats intéressants mais, d'une part, il est rare que les points d'observations soient synchrones (ce qui peut être très gênant si le climat est irrégulier), d'autre part, on n'obtient par cette méthode que des caractéristiques de l'écoulement, mais pas des séries complètes pouvant être utilisées pour analyser les risques de défaillance d'un ouvrage ;
- soit ajuster un modèle pluie-débit sur chacun des bassins observés et établir des relations statistiques entre les paramètres de modélisation et les caractéristiques physiographiques du bassin versant. Cette troisième approche semble (au moins en théorie) la plus fondée, puisqu'elle s'affranchit de la variabilité des périodes d'ajustement du modèle, les paramètres de modélisation étant indépendants de cette période. D'autre part, elle permet, par utilisation d'une série pluviométrique, de générer une séquence continue de débits généralement de longue durée. C'est cette approche qui a été retenue pour la banque de données Prophète (FILIPPI *et al.*, 1986a et b).

Cet article présente deux exemples d'applications de cette approche en utilisant le modèle hydrologique global pluie-débit Gardénia (ROCHE et THIERY, 1984 ; THIERY, 1988). C'est également l'approche qui était visée par KABOUYA (1990), et c'est celle qui est sous-jacente dans la procédure de calage du modèle spatialisé décrit par GIRARD *et al.* (1972 et 1979).

Les régions modélisées sont respectivement quarante deux bassins de Bretagne et trente huit bassins de la Moselle (THIERY, 1985).

MODÉLISATION DES BASSINS BRETONS

Pour chacun des quarante deux bassins, on a calé automatiquement séparément le modèle Gardénia au pas de temps mensuel ; on a ainsi obtenu quarante deux jeux des cinq paramètres suivants :

- coefficient correcteur d'ETP (%) : CETP,
- capacité d'évapotranspiration (mm) : RUMAX,
- hauteur d'équi-ruissellement (mm) : RUIPER,
- temps de demi-montée (mois) : THG,
- temps de demi-tarissement (mois) : TG.

La signification exacte des paramètres est donnée dans le rapport de ROCHE et THIERY (1984). Après un premier calage, il est apparu que les temps de tarissement TG étaient souvent inférieurs au temps de montée THG. Pour augmenter la stabilité des paramètres, on a refait un calage automatique des quarante deux bassins en imposant comme contrainte $TG > THG$. Ce passage est noté avec l'indice 1. On a ensuite fait un autre calage en réduisant le nombre des paramètres à trois seulement, en fixant TG à deux mois et THG à un mois, ce qui correspond aux valeurs médianes obtenues pour le calage précédent. Ce calage avec trois paramètres a reçu l'indice 2.

Le tableau 1 présente les caractéristiques des deux jeux de paramètres. Il montre en particulier que les paramètres de la fonction transfert (THG, TG et RUIPER) doivent subir une transformation logarithmique pour avoir une répartition gaussienne (moyenne identique à médiane) et que les deux paramètres de production (CETP et RUMAX) sont très liés d'un jeu à l'autre, ce qui montre la stabilité du modèle.

Tableau 1

Caractéristiques des deux jeux de paramètres hydrologiques de modélisation des quarante deux bassins versants bretons

	CETP (%)	RUMAX (mm)	RUIPER (mm)	THG (mois)	TG (mois)
Moyenne jeu 1	5	122	548	0,81	1,55
Moyenne jeu 2	8	116	156	/	/
Ecar-type jeu 1	15	48	413	0,68	1,41
Moyenne géométrique jeu 1	/	/	353	0,58	1,27
Médiane jeu 1	10	110	350	0,60	1,20
Corrélation entre jeu 1 et jeu 2	0,76	0,81	0,33	/	/

L'analyse de la matrice de corrélation des paramètres hydrologiques de modélisation montre qu'il n'y a pas de relation entre les paramètres de la fonction production et les paramètres de la fonction transfert. On remarque cependant, pour le jeu 1, un coefficient de corrélation de $-0,41$ entre RUIPER et THG, ce qui est logique puisque c'est surtout le produit de ces deux paramètres qui est important ; donc, si l'un des deux est diminué, l'autre a tendance à augmenter. On note aussi un coefficient de corrélation de $0,54$ entre TG (jeu 1) et RUIPER (jeu 2), ce qui est normal puisque TG étant bloqué pour le jeu 2, c'est la hauteur d'équi-ruisselement qui permet d'avoir des tarissements plus ou moins lents et joue un peu le rôle du coefficient de tarissement.

LES VARIABLES EXPLICATIVES DISPONIBLES

On dispose d'un fichier physiographique relatif aux quarante deux bassins. Ce fichier physiographique a été déterminé par analyse des cartes géographiques et géologiques disponibles. Les paramètres obtenus sont les suivants :

- SURF = superficie du bassin versant en km^2 ;
- ALLON = allongement = rapport du carré de la plus grande longueur du bassin à sa superficie = $(L_{\text{max}})^2/\text{SURF}$;
- ALTI = altitude moyenne = $(H_{90} - H_{10})/2$ (en m).
 H_{10}, H_{90} = altitudes à 10 % et 90 % de la longueur du plus long cours d'eau (LCP) ;
- PENTE = pente moyenne du plus long cours d'eau en ‰
 $(H_{90} - H_{10})/(0,8 \text{ LCP})$;
- LCP = longueur du cours d'eau principal (km) ;
- LONG = longueur du chevelu hydrographique (km) ;
- NOMBR = « nombre de cours d'eau » dans le bassin versant ;
- DD = densité de drainage en km/km^2 ;
- NCK = « nombre de cours d'eau » par km ;
- SCHIS = pourcentage de superficie en affleurement de schiste (en %) ;
- GRANI = pourcentage de superficie en affleurement de granite (en %).

ANALYSE PRÉLIMINAIRE DES PARAMÈTRES EXPLICATIFS

Pour mettre en évidence les transformations de variables et pour déterminer les éventuelles redondances, on a réalisé une analyse préliminaire sur les paramètres explicatifs (voir tableau 2).

Tableau 2
Analyse préliminaire des paramètres explicatifs potentiels

	Moyenne	Écart-type	Asymétrie	Moyenne géométrique	Asymétrie de la transformée logarithmique
SURF	154,00	174,00	2,00	87,00	-0,20
ALLON	3,00	0,81	0,60		
ALTI	92,00	40,00	1,30		
PENTE	5,00	3,20	1,20	4,10	-0,10
LCP	24,00	17,00	1,50	19,00	-0,20
LONG	114,00	118,00	1,90	68,00	-0,40
NOMBR	37,00	38,00	1,90	21,00	-0,40
DD	0,81	0,22	0,70	0,78	0,10
NCK	0,28	0,15	1,40		
SCHIS	41,00	37,00	0,30		
GRANI	41,00	37,00	0,30		
SCH + GR	82,00				

Parmi ces paramètres physiographiques, il est évident que les paramètres LCP, LONG et NOMBR sont liés à la taille du bassin, LCP étant plus spécialement lié à une dimension du bassin, donc à la racine carrée de la superficie.

	SURF		$\sqrt{\text{SURF}}$	
	Corrélation	Facteur	Corrélation	Facteur
LCP	0,96	0,092	0,96	2,63
LONG	0,98	0,633	0,96	18,50
NOMBR	0,90	0,200	0,87	5,50

On note bien une très forte relation avec la surface :

- la longueur du cours d'eau principal est de 2,6 fois la dimension (racine carrée de la surface) du bassin ;
- la longueur totale du chevelu est de 0,66 km/km² (à comparer à la médiane de la densité de drainage de 0,78 km/km²), soit une surface drainée de 1,5 km²/km de cours d'eau ;
- le nombre de cours d'eau est de 0,20 par km² (à comparer à NCK dont la médiane est de 0,28 par km²), soit une surface drainée de 5 km² par « cours d'eau » ;
- chaque cours d'eau a une longueur moyenne de 2,94 km avec un coefficient de corrélation de 0,96 entre LONG et NOMBR ;
- il en résulte que les deux indices de drainages DD et NCK sont très liés (coefficient de corrélation 0,86).

Les paramètres géologiques sont très liés car schistes + granites représentent 82 % de la superficie d'un bassin en moyenne. Le coefficient de corrélation entre ces variables est de -0,80. La matrice de corrélation entre les paramètres physiographiques est donnée dans le tableau 3.

Tableau 3
Matrice de corrélation entre les paramètres physiographiques

	LogSURF	ALLON	ALTI	LogPENTE	LogLCP	DD
ALLON	0,08					
ALTI	-0,05	-0,33				
LogPENTE	-0,51	-0,13	0,39			
LogLCP	(0,88)	0,34	-0,01	-0,54		
DD	-0,25	-0,04	0,07	0,16	-0,17	
GRANI	-0,26	0,01	0,07	0,17	-0,23	0,62

Les paramètres étant à peu près gaussiens (comme le montre leur coefficient d'asymétrie) et l'échantillon étant constitué de quarante deux observations, seuls les coefficients de corrélation dont la valeur absolue est supérieure à 0,29 sont significativement différents de zéro au seuil de 95 %.

Parmi ces coefficients, on note :

- $r(\text{SURF}, \text{PENTE}) = -0,51$. Les bassins les plus grands sont les moins « pentus » ; ceci tient peut-être en partie à l'échelle de la carte utilisée qui est moins précise pour les grands bassins. On observe la même relation $r(\text{LCP}, \text{PENTE}) = -0,54$ car LCP et SURF sont très liés ;

- r (GRANI, DD) = 0,62. Les bassins ayant une forte proportion d'affleurements granitiques ont une densité de drainage beaucoup plus élevée ;
- r (ALTI, PENTE) = 0,39. Les bassins d'altitude plus élevée ont généralement un indice de pente plus grand, ce qui est assez logique.

RELATIONS ENTRE LES PARAMÈTRES HYDROLOGIQUES DE MODÉLISATION ET LES PARAMÈTRES PHYSIOGRAPHIQUES

Le tableau 4 présente la matrice de corrélation entre les paramètres hydrologiques (paramètres à expliquer) et les paramètres physiographiques (paramètres explicatifs). Ce tableau indique également combien de fois une variable est explicative et combien de fois un paramètre est expliqué.

Tableau 4
Matrice de corrélation entre paramètres de modélisation et paramètres physiographiques

Paramètres de modélisation		Paramètres physiographiques (explicatifs)						Nombre de fois expliqué à	
		Log SURF	ALLON	ALTI	Log PENTE	DD	GRANI	95 %.	99 %.
		CETP	1	0,16	0,16	-0,30	-0,06	-0,04	-0,04
	2	0,24	0,04	-0,14	-0,06	-0,20	0,11	/	/
RUMAX	1	-0,15	0,12	-0,38	-0,07	0,10	0,17	1	1
	2	-0,13	0,27	-0,54	-0,14	-0,10	-0,01	1	1
Log RUIPER	1	-0,17	-0,24	-0,41	0,37	0,09	0,23	2	1
	2	-0,19	-0,04	0,11	0,30	0,54	0,69	3	2
THG		-0,04	0,32	-0,35	-0,02	0,01	-0,08	2	/
TG		0,02	0,00	-0,04	-0,03	0,34	0,44	2	1
Nombre de fois explicatifs	95 %.	0	1	5	2	2	2		
	99 %.	/	/	3	/	1	2		

RELATIONS DONT ON PEUT TROUVER UNE EXPLICATION LOGIQUE

- ETP : diminuée avec l'altitude (pour le jeu 1), la température étant plus basse en altitude. Les stations climatiques sont par contre plutôt en plaine d'où un écart. La relation est peu nette. Diminution de 6 % de l'ETP pour une augmentation d'altitude de 50 m.
- Réserve utile RUMAX : diminuée avec l'altitude (très net pour le jeu 2). Peut être due à une végétation différente avec peu de sols. Diminution de la réserve de 30 mm pour une altitude augmentée de 50 m.
- Équi-ruissellement RUIPER jeu 2 : très nettement augmenté avec la proportion de granite (et la densité de drainage, ce qui est identique). Plus il y a de granite, moins il y a d'écoulement superficiel rapide, même à la suite de précipitations abondantes : RUIPER augmente de 40 % pour une augmentation de 20 % de la superficie des granites. En fait, les temps de tarissement TG étant bloqués à deux mois, c'est la seule manière de permettre des écoulements plus lents.
- Temps de demi-montée THG : augmente avec l'allongement du bassin : c'est logique, le temps de montée est plutôt long ; THG diminue avec l'altitude : sans explication apparente.
- Temps de demi-tarissement TG : augmente avec le pourcentage de granite (et la densité de drainage qui lui est liée). Il augmente de 15 % pour une augmentation de 15 % de proportion de granite. Il est classique d'observer des tarissements plus lents dans les formations granitiques.

RELATIONS DONT ON NE TROUVE PAS D'EXPLICATION SIMPLE

- Équi-ruissellement RUIPER :
 - augmente avec la pente, c'est-à-dire : plus de pente, moins de ruissellement ;
 - diminue avec l'altitude pour le jeu 2, c'est-à-dire : plus haute altitude..., plus de ruissellement.

BILAN

Le tableau 4 montre que les paramètres les plus explicatifs sont respectivement : l'altitude moyenne (5 fois), le pourcentage de granite (2 fois), la densité de drainage (2 fois) et la pente (2 fois). Les paramètres hydrologiques les mieux expliqués sont : la hauteur d'équi-ruissellement, les temps de transfert (et, également à un degré moindre, la capacité d'évapotranspiration).

ÉQUATIONS DE PRÉVISION

Des régressions multivariées ont été calculées pour tous les paramètres des modèles. En fait, pour chaque paramètre, seule une variable explicative a pu être retenue au maximum (les autres n'ayant pas d'influence significative). Les régressions sont donc du type : $Y = AX + b$ et sont caractérisées par leur coefficient de corrélation R et l'écart-type de l'erreur noté Se. Les calculs ont été réalisés sur les quarante deux observations (notation T). Dans un but de vérification, on a également calculé les régressions après suppression de douze observations sur quarante deux à titre de contrôle. Trois essais ont été réalisés en supprimant les douze observations :

- du Début (1 à 12) : notation D,
- du Milieu (13 à 24) : notation M,
- de la Fin (25 à 36) : notation F.

Les coefficients de régression et les coefficients de corrélation ont été comparés (voir tableau 5).

Tableau 5
Équations de prévision

		a	b	R sans biais	Se sans biais
À expliquer : RUMAX (jeu 2) Var. explicative : ALTI	T	-0,612	172	0,52	39
	D	-0,825	196	0,55	42
	M	-0,659	174	0,54	39
	F	-0,461	159	0,48	34
À expliquer : log RUIPER (jeu 2) Var. explicative : GRANI	T	0,00741	1,721	0,68	0,290
	D	0,00723	1,778	0,64	0,289
	M	0,00837	1,656	0,76	0,268
	F	0,00658	1,735	0,64	0,296
À expliquer : DD Var. explicative : GRANI	T	0,00368	0,658	0,60	0,176
	D	0,00383	0,648	0,60	0,171
	M	0,00453	0,656	0,70	0,175
	F	0,00281	0,680	0,52	0,167

T = 42 bassins

D = suppressions des 12 bassins du Début : 1 à 12

M = suppressions des 12 bassins du Milieu : 13 à 24

F = suppressions des 12 bassins de la Fin : 25 à 36.

On a ainsi retenu deux régressions expliquant respectivement les paramètres RUMAX (jeu 2) et RUIPER (jeu 2) qui sont les seules à être stables. On a également mis en évidence que la relation entre la densité de drainage (DD) et le pourcentage de surface granitique (GRANI) est très stable.

MODÉLISATION DE TRENTE HUIT BASSINS DE LA MOSELLE

Deux calages ont été réalisés successivement, au pas de temps mensuel : le premier (jeu 1) en optimisant un coefficient global de correction de pluie CORPLU pour tenir compte de l'effet d'altitude et de représentativité des postes pluviométriques et un second calage (jeu 2) sans corrections. Les constantes de temps de demi-montée THG et de tarissement (TG) ont été imposées pour tous les bassins respectivement à 1,5 mois et 3 mois. Il reste donc trois paramètres à identifier (tableau 6) :

- coefficient correcteur global de pluie (%) : CORPLU (jeu 1 seulement) ;
- capacité d'évapotranspiration (réserve utile) (mm) : RUMAX ;
- hauteur d'équi-ruisselement (mm) : RUIPER.

Tableau 6
Paramètres hydrologiques à expliquer

	CORPLU (%)	RUMAX (mm)	Racine RUIPER
Moyenne jeu 1	-12,6	46	8,2
Moyenne jeu 2	/	122	7,25
Asymétrie jeu 1	1,1	0,5	1
Asymétrie jeu 2	/	0,3	0,9
Corrélation (jeu 1, jeu 2)	/	0,08	0,97

Corrélation remarquable : (CORPLU, RUMAX jeu 2) = -0,72

PARAMÈTRES PHYSIOGRAPHIQUES

Le fichier physiographique utilisé a été extrait du fichier mis au point par l'Orstom et l'Agence Financière de Bassin Rhin-Meuse, et nous a été communiqué gracieusement. Il est basé sur l'analyse fine des données dans un carroyage de 5 km de côté. Le tableau 7 donne la description succincte des

variables ainsi que leurs caractéristiques statistiques. Ce tableau montre également les liaisons linéaires très marquées entre les différentes variables, en particulier : altitude, pente, cristallin, conifères.

Tableau 7
Bassins de la Moselle : caractéristiques du fichier physiographique

Variable	Abréviation	Moyenne	Écart-type	Unité
Altitude	ALTTT	347	168	m
Pente	PENTE	4,53	3,86	%.
Feuillus	FEUIL	25,3	19	%.
Conifères	CONIF	10,8	20,6	%.
Friche	FRICH	1,9	3,1	%.
Prairies	PRAIR	35	14,7	%.
Cultures	CULTU	21,2	13,3	%.
Forêts	FORET	39,4	22,5	%.
Champs	CHAMP	56,2	22,7	%.
Grès	GRES	24,8	32	%.
Altérations	ALTER	15,4	29,6	%.
Karst	KARST	14,2	30	%.
Marnes	MARNE	32,5	36,6	%.
Cristallin	CRIST	12,8	31,7	%.
Différence d'altitude	DIFALT	65	19	m

Coefficients de corrélations remarquables :

	CONF	CULTU	FORET	CHAMP	CRIST	PENTE
Racine ALTTT	0,75	-0,90	0,72	-0,79	0,94	0,91
CONIF			0,91			0,86

RELATIONS ENTRE PARAMÈTRES HYDROLOGIQUES ET PARAMÈTRES PHYSIOGRAPHIQUES

Le tableau 8 présente les relations linéaires entre les trois paramètres hydrologiques et les caractéristiques physiographiques. Il a ainsi été possible d'identifier les relations linéaires suivantes :

- CORPLU = 0,121. DIFALT - 21,1 % (R = 0,81, t-student = 8,4) ;
- RUMAX jeu 2 = -0,37. DIFALT + 1,60 FEUIL + 95 mm (R = 0,54, t-student = -2,4 et 1,7) ;
- RUMAX jeu 1 = -0,39. GRES - 0,18. CRIST + 61 mm (R = 0,47, t-student = -2,9 et 1,9) ;
- Racine RUIPER jeu 1 = 0,107. CONIF + 5,23 (R = 0,87, t-student = 10,8) ;
- Racine RUIPER jeu 2 = 0,113. CONIF + 6,06 (R = 0,89, t-student = 11,7).

Tableau 8
Matrice de corrélation entre paramètres hydrologiques et paramètres physiographiques

	CORPLU	RUMAX Jeu 1	RUMAX Jeu 2	Racine RUIPER jeu 1	Racine RUIPER jeu 2
Racine ALITT	/	(0,17)	(-0,27)	0,64	0,66
Racine DIFALT	0,82	(0,09)	-0,43	/	/
Racine PENTE	/	(-0,12)	-0,39	0,72	0,78
Racine CRIST	0,68	(-0,16)	(-0,18)	0,50	0,54
Racine MARNE	/	/	/	-0,58	-0,59
Racine FEUIL	-0,38	(-0,15)	0,42	-0,51	-0,56
Racine CONIF	0,68	(-0,22)	-0,38	0,87	0,89
Racine FORET	0,65	(0,21)	(-0,26)	0,80	0,80
Racine CHAMP	/	(0,10)	(0,26)	-0,79	-0,80
Meilleure corrélation multiple	0,81	/	(0,47)	0,87	0,89

D'autres régressions avec plusieurs variables explicatives ont donné des résultats comparables mais pas meilleurs.

CONCLUSIONS

On a montré sur deux exemples (Bretagne et Moselle) comment l'utilisation de données physiographiques pouvait permettre (dans une certaine mesure) de prédéterminer les paramètres hydrologiques d'un modèle global pluie-débit. Il convient de remarquer que les relations sont d'autant mieux identifiées que :

- le fichier physiographique est précis : c'est spécialement le cas du fichier Orstom de la Moselle ;
- le nombre de paramètres hydrologiques est réduit ;
- les paramètres hydrologiques sont indépendants (les fortes relations entre la correction de pluie et la capacité d'évaporation sont défavorables).

Les quelques relations mises en évidence sont robustes mais il est intéressant de montrer que la capacité d'évaporation telle qu'elle est utilisée dans le modèle ne peut pas être prédéterminée avec une grande précision... contrairement à une idée très répandue. En fait, malgré le faible nombre de paramètres utilisés (trois à cinq), il existe certainement des interactions entre paramètres et (plus grave) entre paramètres et non-représentativité de la lame d'eau. Il convient donc de rester prudent dans les prédéterminations de paramètres et de contrôler (sur les bassins mesurés) l'influence de l'imprécision sur cette détermination.

REMERCIEMENTS

Le travail présenté dans cette communication a été financé par la Direction Scientifique du BRGM, en particulier dans le cadre du projet de recherche EG43 sur la spatialisation des modèles globaux.

BIBLIOGRAPHIE

- FILIPPI C., SCHWARTZ J., THIERY D., 1986a - Banque de données Prophète. Rap. BRGM 86 SGN 020 EAU.
- FILIPPI C., SCHWARTZ J., THIERY D., 1986b - The Prophète data-bank designed for estimating potential hydro-electric production for small power plants located anywhere in mainland France. Second International Conference on small hydro - Hangzhou, Chine.
- GIRARD G., LEDOUX E., VILLENEUVE J.P., 1979 - Modèle intégré pluie - eau de surface - eau souterraine. Soc. Hydrotechnique de France, session 114, novembre 1979.
- GIRARD G., MORIN G., CHARBONNEAU R., 1972 - Modèle précipitations-débits à discrétisation spatiale. Cahiers Orstom, série hydrologie, vol. IX, n° 4.
- KABOUYA M., 1990 - Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuels et annuels en Algérie septentrionale. Thèse Doct. Ing. Univ. Paris Sud. Laborat. Hydrol. et de Géochim. isotop. ORSAY.
- ROCHE P.A., THIERY D., 1984 - Simulation globale de bassins hydrologiques. Introduction à la modélisation et description du modèle Gardenia. Rap. BRGM 84 SGN 337 EAU.
- THIERY D., 1985 - Analyse et modélisation des bassins de la Moselle française. Rap. BRGM 85 SGN 435 EAU.
- THIERY D., 1988 - Forecast of changes in piezometric levels by a lumped hydrological model. Journal of Hydrology 97, 129-148.

RELATION ENTRE LES PARAMÈTRES D'UN MODÈLE GLOBAL PLUIE-DÉBIT ET LES CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES D'UN BASSIN VERSANT BRETON

Z. MAKHLOUF¹, C. MICHEL¹

RÉSUMÉ

Cette étude présente quelques réflexions sur l'explication des paramètres d'un modèle conceptuel à l'aide d'un certain nombre de caractéristiques physiques des bassins versants correspondants.

La recherche a été entreprise avec le modèle GR4 sur 17 bassins de la région Bretagne qui avaient fait l'objet d'une investigation similaire pour deux modèles conceptuels (MAZENC., 1981).

Les résultats montrent que le faible nombre de paramètres n'est pas un handicap pour une bonne reconstitution des débits observés et que le nombre de paramètres que l'on peut préciser en fonction de caractéristiques physiques classiques est très faible (au nombre de 2 pour les 3 modèles conceptuels utilisés dans cette étude).

¹Cémagref, division hydrologie, BP 121, 92185 Antony Cedex

INTRODUCTION

« L'explication » des paramètres d'un modèle conceptuel pluie-débit est un objectif très recherché pour permettre l'utilisation de ce modèle sur un bassin non jaugé et par suite, la résolution d'un grand nombre de problèmes hydrologiques. On s'intéresse à la résolution de ce problème dans le cas du modèle GR4 (EDIJATNO., 1991 ; NASCIMENTO., 1991) qui est un modèle à 4 paramètres fonctionnant au pas de temps journalier.

Un modèle très simple, comme GR4, a pu être construit presque entièrement à partir du seul objectif de bonne reproduction des débits réellement observés : les fonctions et les paramètres correspondants n'ont été introduits que pour obtenir une meilleure adéquation entre les sorties du modèle et les débits réels et non pour satisfaire un certain nombre de préconceptions sur le cycle hydrologique dans un bassin versant. Ce mode de construction assez particulier et la parcimonie du modèle qui en a résulté laissent espérer une plus grande facilité d'explication des paramètres (CÉMAGREF., 1991).

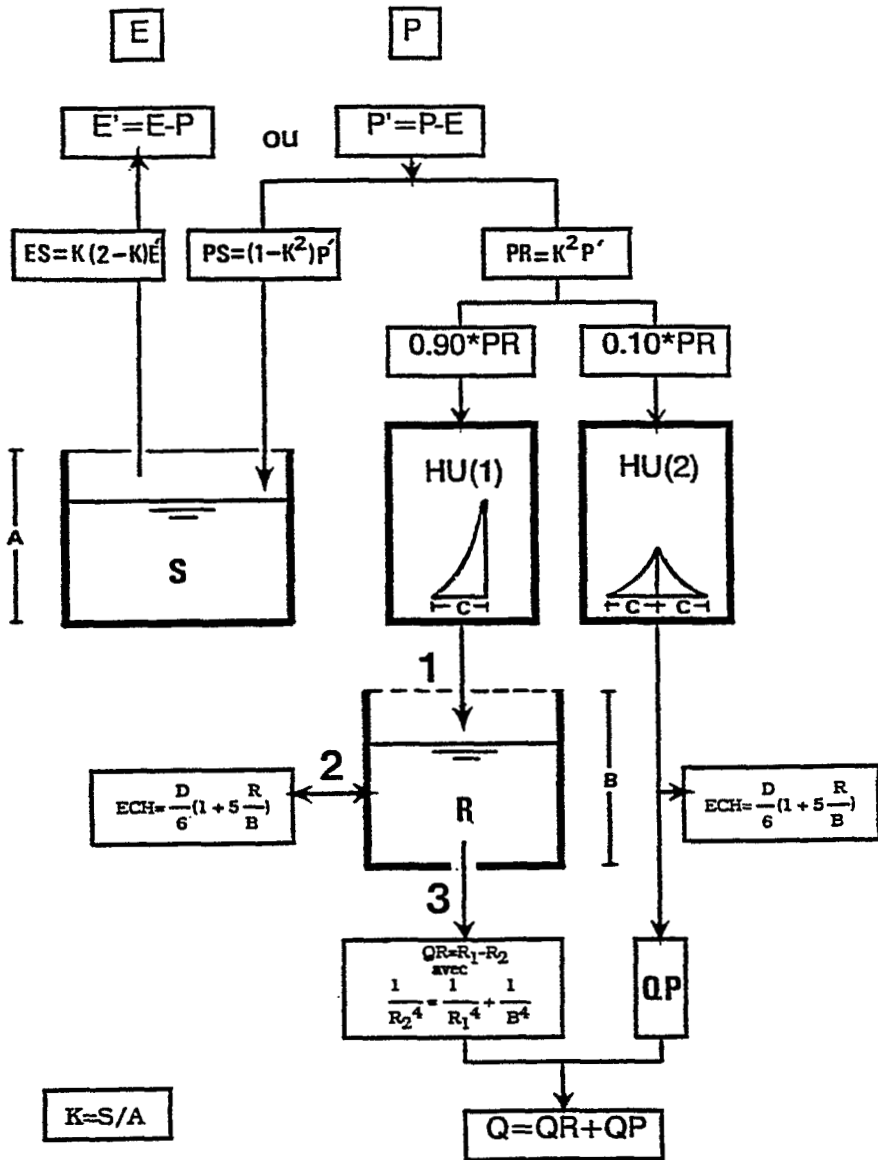
Cependant, ce problème d'explication des paramètres est trop complexe pour être abordé de front ; plusieurs études convergentes doivent être menées conjointement pour faire avancer la solution. Le présent article concerne une de ces études, à savoir un essai de mise en relation des paramètres du modèle avec certaines caractéristiques physiques pour dix sept bassins versants de la région Bretagne qui avaient fait l'objet d'une étude similaire, par le BRGM, en 1981.

MODÈLE UTILISÉ

Le modèle utilisé (GR4) est un modèle conceptuel global qui permet de simuler le débit à l'exutoire d'un bassin versant à partir des données de pluie et d'évaporation moyenne. GR4, qui est une version modifiée de GR3 (NASCIMENTO N., ; MICHEL C., 1992), fonctionne au pas de temps journalier (ou même horaire) et n'utilise que des valeurs décadaires moyennes interannuelles pour l'évapotranspiration potentielle, ce qui le rend facilement utilisable en réduisant les seules données datées aux données de pluie.

Le modèle GR4 fait intervenir un nombre maximal de 4 paramètres à caler. Le modèle GR3 (EDIJATNO., MICHEL C., 1991) correspond au cas particulier du modèle GR4 où le quatrième paramètre est nul.

L'architecture du modèle présenté (figure 1) est simple ; on distingue :



1,2 et 3: Ordre des opérations

Figure 1

Schéma du modèle GR4 (NASCIMENTO N., MICHEL C., 1991)

INTERACTION PLUIE-ÉVAPORATION

En premier lieu, intervient une neutralisation pluie-évaporation. Si P est la pluie et E l'évapotranspiration moyenne du jour considéré, on prend en compte pour la suite, une pluie $P' = P - E$ si $P \geq E$ et une évapotranspiration $E' = E - P$ si $E > P$.

PREMIÈRE PARTIE DE LA FONCTION DE PRODUCTION

La première partie de la fonction de production s'organise autour d'un réservoir appelé réservoir-sol. Il est caractérisé par sa capacité A . Il est alimenté par les pluies P' et sa seule sortie est l'évapotranspiration. Le niveau S du réservoir sol permet de définir la pluie nette comme expliqué ci-après.

Si à l'entrée du modèle une quantité de pluie élémentaire dP' arrive, la pluie nette correspondante sera :

$$[(S/A)^2] dP' \quad (1)$$

et la quantité

$$[1 - (S/A)^2] dP' \quad (2)$$

entre dans le réservoir-sol.

Comme l'évaporation (E') de ce même jour est nulle, la pluie dP' est seule responsable de l'augmentation de S :

$$dS = [1 - (S/A)^2] dP' \quad (3)$$

La relation (3) peut être intégrée sur le pas de temps sans complication notable. Cela permet de tenir compte de la pluie dP' dans l'évolution de S au cours d'un même jour. Soit S_1 la valeur de S en début du pas de temps considéré et soit S_2 la valeur de S en fin du même pas de temps. Le calcul d'intégration montre que l'on obtient :

$$S_2 = \frac{S_1 + A \tanh(P'/A)}{1 + (S_1/A) \tanh(P'/A)} \quad (4)$$

où

$$\tanh(x) = (e^{2x} - 1) / (e^{2x} + 1) \quad (5)$$

Si, un jour donné, il se produit une évaporation élémentaire dE' , elle donnera lieu à une évaporation réelle égale à :

$$S/A (2 - S/A) dE' \quad (5)$$

et comme au même moment $dP' = 0$, cette évaporation réelle est égale en valeur absolue à la réduction du niveau du réservoir sol : dS , d'où :

$$dS = - (S/A [2 - S/A]) dE' \quad (6)$$

ce qui donne après intégration :

$$S_2 = S_1 \frac{1 - \tanh(E'/A)}{1 + [1 - (S/A)] \tanh(E'/A)} \quad (7)$$

PREMIÈRE PARTIE DE LA FONCTION DE TRANSFERT

Le transfert de la pluie nette est, dans une première étape, assuré par deux hydrogrammes unitaires dépendant d'un seul et même paramètre C exprimé en jours.

La pluie nette est fractionnée en deux parties :

- une première partie de 90 % sera traitée par le premier hydrogramme unitaire (HU1) et sera ensuite introduite dans un réservoir de routage ;
- la deuxième partie (10 %) sera traitée par le deuxième hydrogramme unitaire (HU2) et contribuera directement au débit à l'exutoire.

Soit $q(t)$ la fonction déterminant le premier hydrogramme unitaire, HU1 : (EDIJATNO., 1991) a montré qu'une expression satisfaisante est :

$$q(t) = 3t^2 / C^3 \quad \text{pour } t \leq C \quad (8)$$

$$q(t) = 0 \quad \text{pour } t > C \quad (9)$$

Le deuxième hydrogramme unitaire HU2, s'obtient en complétant le premier par symétrie par rapport à la droite $t = C$ et en divisant par deux les ordonnées de façon à conserver un volume unité. Les lames d'eau dispatchées par ce deuxième hydrogramme unitaire donnent lieu, après sommation, aux flux QP de la figure N°1. En revanche les lames d'eau dispatchées par le premier hydrogramme unitaire (HU1) sont introduites dans un réservoir appelé « eau-gravitaire » dont nous décrivons le fonctionnement au paragraphe suivant.

DEUXIÈME PARTIE DE LA FONCTION DE TRANSFERT :

LE RÉSERVOIR EAU-GRAVITAIRE

Ce réservoir reçoit de la pluie nette apportée par l'hydrogramme unitaire HU1. L'apport est instantané en début de pas de temps, puis le réservoir se vidange graduellement. Le niveau R du réservoir détermine le débit QR(t) qu'il peut relâcher, selon la relation :

$$QR(t) = \beta [R(t)]^\alpha \quad \text{avec } \alpha \geq 1 \quad (10)$$

Selon (EDIJATNO., 1991) la meilleure valeur de α est voisine de 5.

Comme ce débit de vidange (débit QR) est la cause unique de la baisse de niveau du réservoir, R, on peut écrire en respectant le principe de la continuité :

$$QR(t) = - dR / dt \quad (11)$$

En utilisant l'expression (10) et en intégrant l'équation obtenue sur un pas de temps de durée Δt , on a :

$$\frac{1}{R_2^4} - \frac{1}{R_1^4} = 4\beta\Delta t \quad (12)$$

où R_2 est le niveau du réservoir en fin de pas de temps et R_1 le niveau en début de pas de temps.

En posant : $4\beta\Delta t = \frac{1}{B^4}$, il s'ensuit :

$$\frac{1}{R_2^4} = \frac{1}{R_1^4} + \frac{1}{B^4} \quad (13)$$

La valeur de R_2 est au maximum égale à β quand R_1 est infini. Ainsi β peut être appelée « capacité maximale à un jour » du réservoir eau-gravitaire.

La lame d'eau libérée par le réservoir « eau-gravitaire » pendant ce pas de temps est donc égale à QR avec :

$$QR = R_1 - R_2 \quad (14)$$

Il reste à présenter une quatrième fonction liée aux échanges extérieurs non atmosphériques (échanges souterrains).

ÉCHANGES SOUTERRAINS

Un dernier paramètre D est utilisé dans la modélisation des échanges souterrains susceptibles de se produire notamment dans le cas de bassins soumis à un effet de drainance ou encore à écoulement très intermittent.

Si ce paramètre D est positif, il s'agit d'un apport externe au réservoir « eau-gravitaire » égal à ECH donné par l'expression :

$$ECH = \frac{D}{6} \left(1 + 5 \frac{R}{B} \right) \quad (15)$$

Si ce paramètre est négatif, il s'agit d'une perte du système qui s'applique à la fois au réservoir « eau-gravitaire » et à l'écoulement QP produit après l'application de l'hydrogramme unitaire HU2 (figure 1).

La description de cette dernière fonction du modèle GR4 achève la présentation du modèle. Nous devons préciser que cette architecture a été développée et testée (EDIJATNO., 1991 ; NASCIMENTO., 1991) sur plus de 120 bassins versants dont les tailles varient entre 1 et 4 000 km². Tous les bassins disponibles au début de l'étude ont été pris en compte sans aucune exclusion. Les fonctions intégrées

dans le modèle peuvent parfois aller à l'encontre de principes ou d'idées *a priori* sur le fonctionnement d'un bassin versant. Si ces fonctions ont été intégrées c'est pour la seule raison qu'elles ont permis, avec une grande économie de moyens, de rendre compte le mieux possible de la transformation qui a réellement lieu entre les pluies et les débits tels que l'on peut les mesurer.

Le modèle va maintenant être utilisé sur des bassins de la région Bretagne.

LES BASSINS VERSANTS UTILISÉS

La présente étude a été entreprise avec un souci de comparaison avec l'étude réalisée par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), (MAZENC B., 1981). On a conservé les mêmes bassins versants et utilisé les mêmes caractéristiques descriptives de ces bassins versants.

Les différents bassins versants, au nombre de 17, sont situés sur quatre départements bretons (figure 2). Le fichier physiographique, mis au point par le BRGM (département eau) apparaît sur le tableau 1. Chaque bassin est caractérisé par les variables suivantes :

- BV : code du bassin sur la carte de la figure (2) ;
- SURF : surface du bassin versant (km²) ;
- IALL : indice d'allongement du plus long cours d'eau (sans unité) ;
- PENT : pente moyenne du plus long cours d'eau (°/∞) ;
- LONG : longueur du plus long cours d'eau (km) ;
- ALTI : altitude moyenne du bassin versant (m) ;
- PGRA : pourcentage de superficie à affleurement de granite ;
- PSCH : pourcentage de superficie à affleurement de schiste ;
- PFOR : pourcentage de superficie de forêts ;
- PPRA : pourcentage de superficie de prairies ou de culture.

Ces variables représentent les caractéristiques physiques des bassins versants (morphologie, géologie et végétation).

Une analyse en composantes principales a montré qu'il fallait prendre en compte 3 axes principaux pour atteindre 67 % de l'inertie totale et 5 axes principaux pour 89 %. Cela montre une certaine variété dans la description des bassins versants telle que permise par ces données.

Tableau 1
Fichier physiographique de 17 bassins bretons

BV	C.D'EAU	SURF	IALL	PENT	LONG	ALTI	PGRA	PSCH	PFOR	PPRA
3	TRIEUX	376	2,04	4,9	36,0	94	92,0	7,0	10,0	25
4	BLAVET	104	3,25	5,9	22,0	216	88,0	4,0	5,0	30
5	HYERES	526	2,52	3,7	39,0	90	12,0	87,0	5,0	30
6	SCORFF	292	3,14	4,1	39,5	97	70,0	30,0	5,0	30
7	ELLE	580	2,06	4,6	41,0	92	46,0	45,0	5,0	30
8	ISOLE	225	4,75	4,5	43,0	70	53,0	19,0	5,0	30
9	AVEN	184	3,38	6,3	30,0	103	66,0	30,0	5,0	30
11	JET	107	3,20	5,8	24,0	52	62,0	37,0	5,0	30
12	ODET	195	4,43	3,2	35,0	78	37,0	57,0	5,0	30
13	EVEL	316	2,01	2,3	32,0	59	0	96,0	5,0	30
14	LIE	379	2,99	3,1	45,0	110	31,0	63,0	10,0	25
16	AFF SUPERIEUR	45	2,08	7,4	8,5	103	0	0	30,0	40
17	CAREIL	14	2,02	6,4	6,5	82	0	89,0	5,2	26
18	MEU	468	3,36	2,4	51,0	63	0	93,0	10,0	25
19	SEICHE	820	3,75	0,8	77,0	39	3,0	97,0	12,0	23
22	COUESNON	510	2,84	2,7	47,0	58	26,0	74,0	15,0	15
23	NANCON	70	1,97	4,5	12,5	127	95,0	5,0	18,0	17

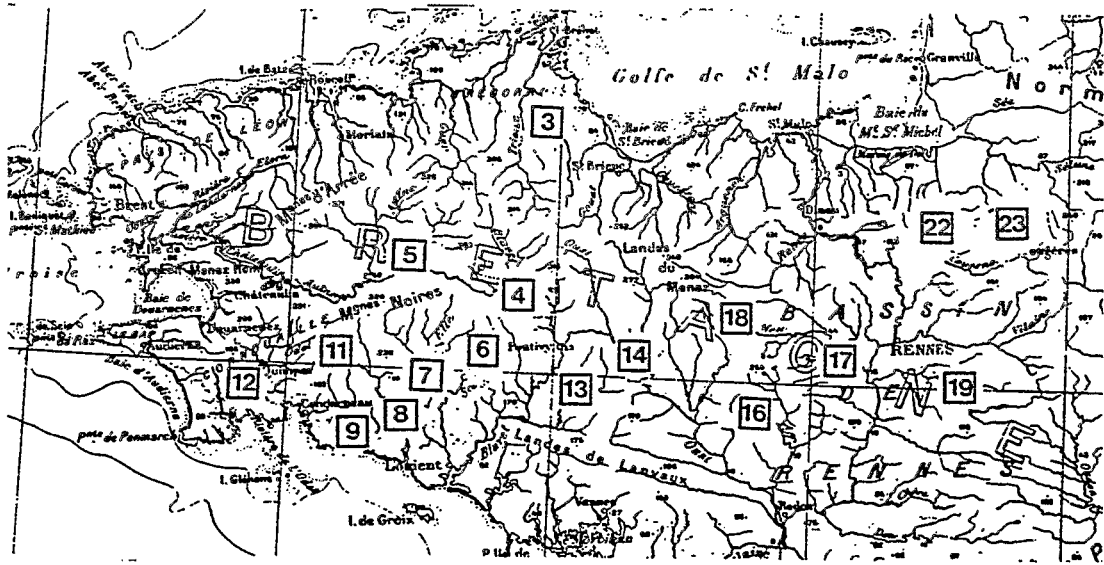


Figure 2
Carte de situation de 17 bassins versants

CALAGE DU MODÈLE GR4 SUR LES BASSINS UTILISÉS

Les quatre paramètres qui caractérisent ce modèle global ne peuvent pas être mesurés sur le bassin. Les valeurs optimales de ces paramètres sont alors déterminées par un processus itératif à partir de valeurs initiales par recherche du meilleur ajustement entre les débits observés et les débits calculés par le modèle.

Pour ajuster les paramètres du modèle, il faut disposer des données suivantes :

- une série de pluies journalières ;
- une série de débits concomitants à l'exutoire du bassin ;
- des évaporations potentielles décennales qui sont les moyennes interannuelles de l'évaporation calculée selon la formule de H.L. PENMAN par la météorologie nationale pour une station synoptique proche.

Les résultats du calage de GR4 sur les 17 bassins disponibles, apparaissent sur le tableau 2. Les variables a, b, c et d sont des transformées des paramètres A, B, C et D par les relations suivantes :

$$a = \ln A$$

$$b = \ln B$$

$$c = \ln (C - 0.5)$$

$$d = \ln (1 + D) \quad \text{si } D \geq 0$$

$$d = - \ln (1 - D) \quad \text{si } D < 0$$

« E.BL » représente l'erreur de bilan en % et « NASH » représente le coefficient d'efficacité de Nash :

$$F = 100 \left[1 - \frac{\sum (Q_i - C_i)^2}{\sum (Q_i - \bar{Q})^2} \right]$$

où Q_i : débit observé

\bar{Q} : moyenne des Q_i

C_i : débit calculé

Tableau 2
 Résultats des optimisations sur 17 bassins bretons avec le modèle GR4.

CODE B.V.	MODÈLE GR4					
	a	b	c	d	E.BL	NASH
3	6,34	5,40	-0,03	-0,18	-0,7	88,0
4	5,82	5,52	0,37	-0,23	-1,8	89,8
5	5,15	5,37	0,44	0,17	1,4	93,1
6	6,46	5,72	0,39	-0,28	0,7	86,2
7	6,88	5,71	0,38	0,18	-0,5	91,1
8	6,83	5,87	0,21	-0,13	0,5	85,4
9	6,30	6,18	0,18	-0,34	-1,6	94,0
11	6,52	6,30	0,03	-0,11	-1,3	88,9
12	5,50	6,19	0,21	-0,47	-0,7	93,5
13	5,91	5,47	0,50	0,08	-4,4	93,7
14	6,52	5,12	0,20	-0,04	-1,1	83,7
16	5,69	4,90	0,16	0,09	2,9	91,9
17	5,46	3,27	0,17	0,04	-0,6	80,9
18	5,53	4,09	0,59	-0,05	-2,2	84,3
19	6,06	4,60	0,96	0,20	-6,3	86,0
22	6,15	4,89	0,48	-0,18	-0,3	80,6
23	6,51	5,70	0,01	-0,26	0,2	79,9

RECHERCHE DES RELATIONS ENTRE PARAMÈTRES DU MODÈLE GR4 ET CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES

Un certain nombre de relations entre les paramètres du modèle GR4 et les caractéristiques physiques ont été étudiées à l'aide du modèle linéaire général appliqué à des transformées (en général logarithmiques) des paramètres et des caractéristiques.

Les résultats obtenus à partir de cette recherche n'incluent que des variables explicatives dont le rapport de Student est supérieur à 3 (seuil de signification théoriquement supérieur à 99 %).

Les seules variables retenues en définitive sont la pente moyenne du plus long cours d'eau et le pourcentage de superficie à affleurement de granite.

Seuls les paramètres B et C ont pu donner lieu à des relations permettant de réduire leur variabilité. Les variables transformées, b et c, sont expliquées de la façon suivante :

$$b = 4,25 + 0,36 \ln(1 + \text{PGRA})$$

$$\begin{aligned} \text{avec : erreur standard} &= 0,55 \\ \text{coefficient de détermination} &= 0,60 \end{aligned}$$

$$c = 0,83 - 0,40 \ln(\text{PENT})$$

$$\begin{aligned} \text{avec : erreur standard} &= 0,15 \\ \text{coefficient de détermination} &= 0,68. \end{aligned}$$

Les paramètres A et D n'ont donné lieu à aucune relation significative. L'interprétation de ces résultats est assez délicate. On peut avancer, entre autres, deux hypothèses :

- 1 - Le modèle GR4 est trop simple. Ses paramètres sont obligés d'intégrer un trop grand nombre de phénomènes. Leur explication en est rendue plus floue.
- 2 - Les paramètres sont liés à des caractéristiques que l'on ne sait pas identifier et qui ne se retrouvent pas dans les variables descriptives usuellement utilisées.

Le paramètre D apporte une amélioration marginale sur le critère de NASH pour les bassins pérennes ; son intérêt se manifeste essentiellement sur le bilan. Puisqu'on ne peut pas expliquer les paramètres A et D, essayons de voir ce que l'on peut obtenir en fixant D à 0 et A à sa valeur moyenne qui est de 5,96.

Le fait de ne pas pouvoir caler les paramètres A et D peut influencer sur les paramètres B et C et il est donc apparu nécessaire de reprendre le calage.

Les résultats de ce nouveau calage apparaissent dans le tableau 3. Nous avons repris avec ce modèle la même recherche d'explication et obtenu les régressions ci-après. La variance expliquée pour le paramètre C diminue en passant de 68 % pour le modèle complet à 55 % pour le modèle avec 2 paramètres fixes :

$$b = 3,88 + 0,52 \ln(1 + \text{PGRA})$$

$$\begin{aligned} \text{avec : erreur standard} &= 0,71 \\ \text{coefficient de détermination} &= 0,65 \end{aligned}$$

$$c = 0,75 - 0,32 \ln(\text{PENT})$$

$$\begin{aligned} \text{avec : erreur standard} &= 0,16 \\ \text{coefficient de détermination} &= 0,55 \end{aligned}$$

Tableau 3
Résultats des optimisations sur 17 bassins bretons avec le modèle GR4
(avec a et d fixés)

CODE B.V.	PERIODE DE CALAGE	MODÈLE GR4 (a et d fixés)			
		b	c	E.BL	NASH
3	71/75	5,71	-0,04	3,4	86,0
4	73/75	5,36	0,37	8,7	88,7
5	73/75	4,94	0,48	2,0	90,3
6	73/78	5,95	0,36	8,9	83,8
7	70/77	6,47	0,35	-23,6	77,7
8	70/77	6,65	0,18	-7,0	77,8
9	70/77	6,34	0,19	7,5	92,6
11	70/78	6,59	0,03	-3,4	87,8
12	72/77	5,80	0,24	18,4	89,3
13	70/77	5,47	0,50	-11,5	93,3
14	70/72	5,52	0,18	-5,2	79,4
16	77/81	4,02	0,22	2,0	90,4
17	73/76	2,52	0,40	13,3	75,9
18	71/78	3,32	0,65	20,2	78,9
19	70/76	4,99	0,87	-53,1	76,9
22	70/77	5,02	0,48	9,4	79,0
23	71/75	6,32	0,10	6,6	76,8

COMPARAISON AVEC L'ÉTUDE DU BGRM

Dans cette partie, nous comparons la tentative d'explication des paramètres de GR4 avec celle entreprise par le BRGM (MAZENC., 1981) pour deux modèles conceptuels comparables.

Les deux modèles globaux à réservoirs utilisés par le BRGM (MAZENC., 1981), le modèle Amande et le modèle Martine, ont respectivement 8 et 6 paramètres dans les versions utilisées. L'architecture des deux modèles est présentée dans la figure 3. On se référera à l'étude précitée (MAZENC., 1981) pour une description plus complète de ces modèles.

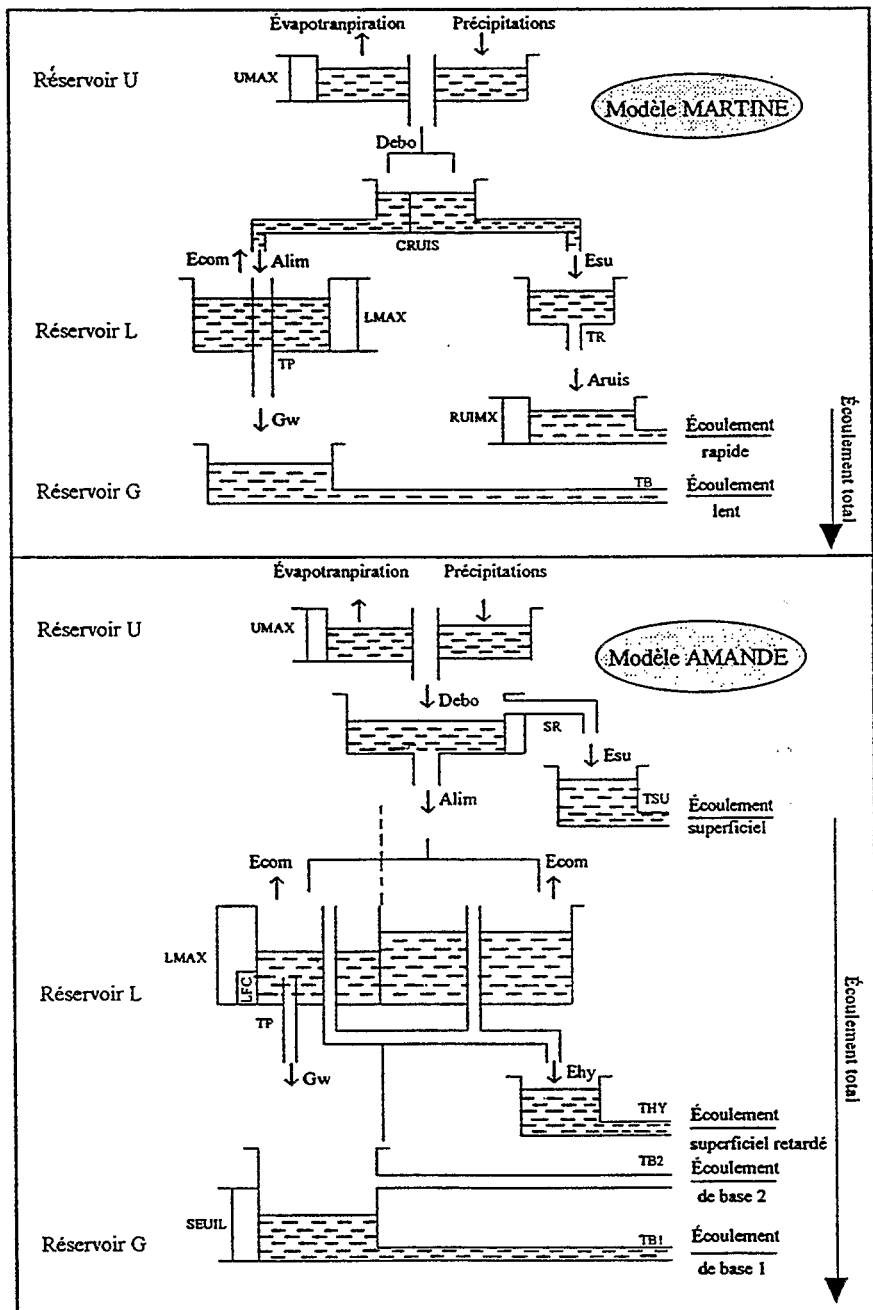


Figure 3

Schémas des deux modèles Amande et Martine (extrait de l'étude du BRGM ; MAZENC., 1981)

ESSAI DE RECHERCHE DES RELATIONS

Disposant des résultats de calage des deux modèles Amande et Martine, une analyse a été entreprise pour établir des équations liant les paramètres avec les caractéristiques des bassins en appliquant les mêmes critères que précédemment pour le modèle GR4.

Seuls deux paramètres du modèle Amande ont donné lieu à des relations significatives (au seuil de 1 %) ; ce sont les paramètres THY (constante de temps du tarissement de l'écoulement superficiel différé) et SHY (pourcentage de surface de la zone semi-perméable) respectivement avec des coefficients de détermination de 0,52 et 0,40. Deux caractéristiques seulement ont été retenues pour l'explication : la longueur du plus long cours d'eau et le pourcentage de surface à affleurement en granite.

$$\text{THY} = 4,71 + 0,07 \text{ LONG}$$

avec : erreur standard	= 1,14
coefficient de détermination	= 0,52

$$\text{SHY} = 59,21 - 0,23 \text{ PGRA}$$

avec : erreur standard	= 10,13
coefficient de détermination	= 0,40

Pour le modèle Martine, un seul paramètre a donné lieu à une relation significative ; c'est le paramètre HMAN (capacité maximale du réservoir intermédiaire) avec un coefficient de détermination de 0,70, et deux caractéristiques de bassin ont été retenues pour l'explication : le pourcentage de surface à affleurement en schiste et le pourcentage de surface en prairies ou en culture.

$$\text{HMAM} = 246,57 - 0,79 \text{ PSCH} - 4,52 \text{ PPRA}$$

avec : erreur standard	= 28,63
coefficient de détermination	= 0,70

COMPARAISON DES EXPLICATIONS DES PARAMÈTRES DES DIFFÉRENTS MODÈLES

Nous avons procédé au calcul des coefficients de détermination pour le modèle GR4 afin de les comparer aux coefficients correspondants dont on dispose dans l'étude citée antérieurement pour les modèles Amande et Martine. Les distributions de ces coefficients apparaissent sur la figure 4.

Le but de cette étude est plutôt la comparaison des possibilités d'explication des paramètres. Le tableau 4 illustre cette comparaison. Dans ce tableau, NPT représente le nombre de paramètres à optimiser, NPE le nombre de paramètres (partiellement) explicables et NV le nombre de caractéristiques physiques des bassins versants entrant dans l'explication des paramètres. La dernière colonne

donne le coefficient de détermination moyen par paramètre de chaque modèle, c'est-à-dire, la somme des coefficients de détermination des différentes régressions divisée par le nombre de paramètres à expliquer.

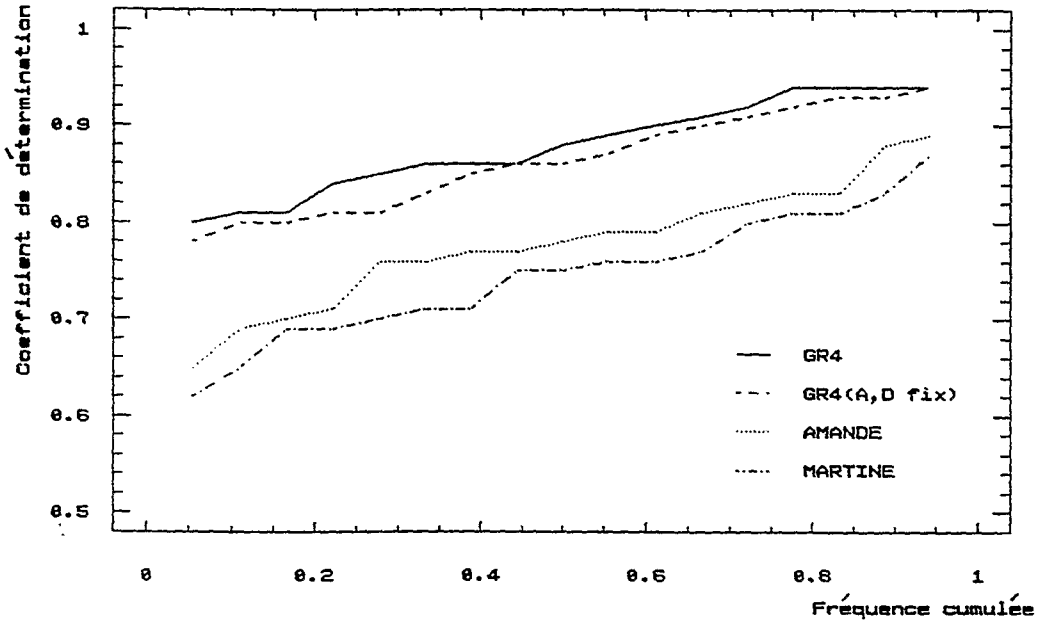


Figure 4

Comparaison des distributions des coefficients de détermination pour les modèles testés

Tableau 4

Comparaison des succès dans l'explication des paramètres

MODÈLE	NPT	NPE	NV	$\Sigma P^2/NP$
AMANDE	8	2	2	0,11
MARTINE	6	1	2	0,12
GR4 (A, B, C, D)	4	2	2	0,32
GR4	2	2	2	0,60

DISCUSSION ET CONCLUSION

On vient donc de présenter les tentatives d'explication des paramètres de 3 modèles conceptuels globaux de complexité croissante : GR4 (4 paramètres), Martine (6 paramètres) et Amande (8 paramètres).

On peut constater que l'accroissement du nombre de paramètres ne permet pas d'accroître la précision du modèle. Il est préférable de faire porter l'effort sur la recherche d'une architecture efficiente plutôt que sur le nombre des processus pris en compte.

Lorsque le nombre de paramètres augmente, le nombre de ceux que l'on peut expliquer en fonction des caractéristiques physiques classiquement disponibles est pratiquement invariable et égal à 2. Le modèle GR4 pourrait donner des résultats encourageants si l'on pouvait expliquer le paramètre A. Il est probable que ce but ne sera atteint qu'en utilisant un très grand nombre de bassins versants et en faisant preuve de beaucoup de perspicacité pour entrevoir les variables explicatives potentielles. L'explication du quatrième paramètres D est encore plus lointaine et ne pourra être entreprise que postérieurement à celle du paramètre A, ou pour les seuls bassins versants où le paramètre D joue un rôle important.

BIBLIOGRAPHIE

- CÉMAGREF., 1991. Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux. Cémagref, Antony, 413 p.
- EDIJATNO., MICHEL C., 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. La houille blanche, N°2, 113-121.
- EDIJATNO., 1991. Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Rapport de thèse, Université Louis Pasteur de Strasbourg.
- MAZENC B., 1981. Étude des relations entre les paramètres d'un modèle global pluie-débit et les caractéristiques physiques d'un bassin versant correspondant. Application à 17 bassins versants bretons. Rapport du BRGM 81 SGN 525 EAU, 120 p.
- MICHEL C., EDIJATNO., 1989. Recherche sur la mise au point d'un modèle journalier pluie-débit pour les petits bassins non jaugés. Cémagref, Antony, 18 p.

NASCIMENTO N.O., 1991. Adaptation d'un modèle conceptuel journalier (GR3-J) aux bassins versants de cours d'eau intermittents. Mémoire de D.E.A, Université Paris XII - Créteil.

NASCIMENTO N., and MICHEL C., 1992. Some epistemological aspects of the development and use of hydrologic conceptual models. 4th European Junior Scientist Course. Assessment of Modelling Uncertainties and measurement error in hydrology. Saint-Victor sur Loire, Ecole des Mines de Saint-Etienne, France, 9-12 April 1992.

**ÉVALUATION RÉGIONALE
DES RESSOURCES EN EAU :
LA RÉGIONALISATION DES PARAMÈTRES DES
MODÈLES PLUIE-DÉBIT.
EXEMPLE DE LA ZONE NORD-OUEST DE LA
CÔTE D'IVOIRE.**

A. DEZETTER¹ ET E. SERVAT²

RÉSUMÉ

Les différents projets d'aide au développement élaborés et réalisés dans le nord de la Côte d'Ivoire nécessitent une bonne maîtrise de la gestion des ressources naturelles en général, et des ressources en eau en particulier. C'est dans cette optique qu'ont été réalisés des travaux de modélisation de la relation pluie-débit sur 16 bassins versants (100 à 4 500 km²) des hauts bassins du Niger, du Bandama et du Sassandra. L'objectif était de caractériser les valeurs des paramètres après calage, afin de pouvoir utiliser ces algorithmes en simulation sur des bassins versants, non jaugés ou mal connus, dans le cadre de projets d'aménagement. Ces modèles pluie-débit ont été calés année par année sur les bassins versants retenus. On a ensuite, procédé, sur les jeux de paramètres calés, à une analyse de données (ACP, régression linéaire multiple) destinée à mettre en évidence les relations entre les valeurs prises par les paramètres des modèles et différentes variables climatiques, physiques ou caractéristiques de l'occupation des sols. Ces relations ont été validées et testées. Elles présentent un niveau d'adéquation tout à fait satisfaisant entre hydrogrammes annuels observés et calculés, ce qui autorise leur utilisation dans le cadre de projets d'aménagements, à vocation agronomique en particulier.

¹ Centre Orstom Guadeloupe, BP 1020, 97178 Pointe-à-Pitre cedex.

² Antenne Hydrologique, 06 BP 1203 cidex 1, Abidjan 06, Côte D'Ivoire.

INTRODUCTION

Les différents projets d'aide au développement élaborés et réalisés dans le nord de la Côte d'Ivoire (périmètres d'irrigation, alimentation en eau potable, lutte contre l'onchocercose, etc.) visent, entre autres, à freiner le départ des populations rurales vers les grands centres urbains du centre (Bouaké) et du sud (Abidjan), en développant l'agriculture et en améliorant les conditions de vie dans ces régions plus défavorisées.

Les projets de restructuration et d'intensification des pratiques agricoles, si on ne considérait que ceux-ci, nécessitent une bonne maîtrise de la gestion des ressources naturelles en général, et des ressources en eau en particulier.

Les cours d'eau des 16 bassins versants retenus dans le cadre de cette étude présentent une crue unique, dont le maximum se situe généralement en août ou septembre, conséquence d'une seule saison des pluies qui débute habituellement en juin pour s'arrêter en octobre.

L'essentiel des données sur lesquelles nous avons pu travailler couvre la fin des années 1970 et les années 1980 jusqu'en 1985 ou 1986 selon les cas. Cette période est caractérisée par une forte variabilité des précipitations annuelles. L'année 1983, caractérisée par une sécheresse très marquée sur l'ensemble du territoire ivoirien, a vu, par exemple, un total précipité de 879 millimètres sur le bassin du Yani à Madji (1 013 km²), alors qu'en 1981 la pluviométrie annuelle était de 1 559 millimètres. En conséquence, les lames écoulées présentent, également, une très importante dispersion. On notera, sur ce même bassin du Yani, 21,8 millimètres écoulés en 1983 pour 164,9 millimètres en 1981.

Sur l'ensemble de ces bassins les coefficients d'écoulement restent très faibles. Ils ne dépassent que très rarement 12 à 15 %, sont très souvent inférieurs à 10 %, et présentent parfois des valeurs inférieures à 5 %.

Les caractéristiques propres à chacun de ces bassins versants ont été regroupées dans le tableau 1, ainsi que les pourcentages relatifs aux différents types d'occupation des sols.

On note, sur la zone étudiée, une densité d'habitat très faible, avec un maximum de 4,4 % observé sur le bassin du Lafigue, et qui correspond à la présence de la ville de Korhogo. L'existence de cette agglomération importante explique également la forte couverture du bassin en cultures (64,5 %). Ce bassin mis à part, les pourcentages de savane varient de 55,7 à 95,9 %, ceux de forêt claire de 0,0 à 24,3 %, et ceux de cultures de 0,3 à 44,0 % (les pourcentages relatifs à l'habitat sont peu significatifs).

D'un bassin à l'autre, la nature de l'occupation des sols varie donc très sensiblement. Des cartes ont été dressées à partir des photos satellite (SERVAT et LAPETITE, 1990), et nous présentons à titre d'exemple celles du Lafigue route de Badikaha (figure 2) et de la Bagoé à Kouto (figure 3).

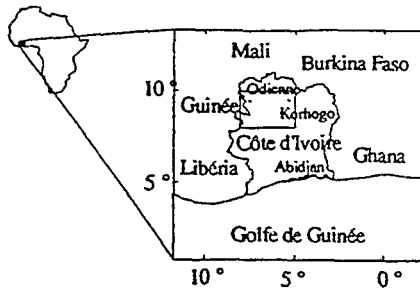


Figure 1
Carte de situation de la zone d'étude

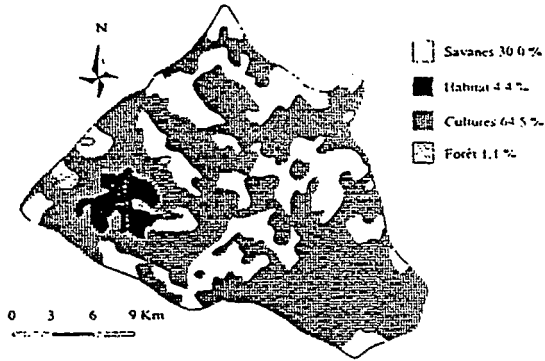


Figure 2
Le Lafigue à route de Badikaha - Occupation du sol

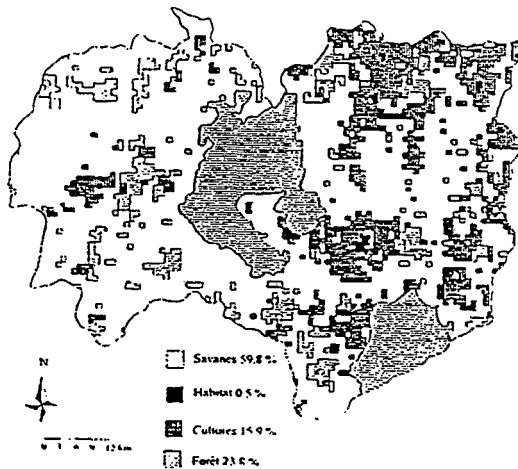


Figure 3
La Bagoé à Kouto - Occupation du sol

Tableau 1

Caractéristiques des bassins versants étudiés. ((i) : période d'observation incomplète; S : savane; F : forêt claire; C : cultures; H : habitat)

Nom du Bassin	Sup (km ²)	Périod étudié	Pluie ann. (mm)	Lame écou (mm)	Coef. écou (%)	S (%)	F (%)	C (%)	H (%)
Doundian à Wahire	650	1980 à 1984	1091 à 1537	55 à 252	4,9 à 16,4	75,0	13,0	11,7	0,3
Banfing à Ziemougou	990	1978 à 1985 (i)	1103 à 1457	182 à 276	13,0 à 22,2	70,3	17,1	12,4	0,2
Bandama à Segueckiele	368	1981 à 1985	895 à 1540	16 à 176	1,8 à 11,4	68,1	0,8	30,5	0,6
Bagoé à Kouto	4700	1968 à 1985 (i)	970 à 1827	45 à 355	4,6 à 21,8	59,8	23,8	5,9	0,5
Bagoé à Guingérini	1042	1981 à 1983	1103 à 1454	52 à 299	4,7 à 21,2	70,2	24,3	5,3	0,2
Lafigue à Rte Badik	443	1981 à 1984	835 à 1410	35 à 195	4,2 à 16,3	30,0	1,1	64,5	4,4
Badenou à M'Bengue	1800	1983 à 1985	680 à 1288	3 à 138	0,5 à 10,8	66,9	6,4	25,8	0,9
Yoreloro à Kategue	338	1982 à 1986 (i)	914 à 1163	14 à 66	1,5 à 5,7	59,4	9,1	31,0	0,5
Yani à Madji	1013	1980 à 1986 (i)	879 à 1559	21 à 164	2,4 à 10,5	83,6	9,4	6,8	0,2
Doumi à Pt. 398	120	1983 à 1986 (i)	1011 à 1240	77 à 247	7,6 à 22,5	55,7	0,0	44,0	0,3
Kobani à Nimbrini	342	1977 à 1984 (i)	994 à 1038	47 à 70	4,7 à 6,7	70,9	6,2	22,7	0,2
Mahandiab à Wahire	835	1983 à 1984	1092 à 1117	86 à 119	7,7 à 10,9	80,5	15,4	4,0	0,1
Sien à Nafana	615	1977 à 1984	1038 à 1667	57 à 284	5,4 à 17,0	58,0	0,9	40,9	0,2
Sien à Massadou	1325	1981 à 1986	1011 à 1610	40 à 193	3,8 à 15,4	55,9	8,7	35,0	0,4
Tiemba à Lille	541	1982 à 1984	1177 à 1616	135 à 279	11,5 à 17,3	95,9	3,5	0,3	0,3
Tiemba à Dioulatic.	2790	1981 à 1984 (i)	973 à 1520	59 à 298	6,1 à 19,5	91,3	3,7	4,4	0,6

Modèles pluie-débit

Trois modèles globaux conceptuels et déterministes ont été utilisés pour mener à bien cette étude : Crec (GUILBOT, 1986), GR3 (EDIJATNO ET MICHEL, 1989) et Modglo (GIRARD, 1975).

Crec est basé sur un schéma à réservoirs relativement classique qui permet d'identifier une fonction de production et une fonction de transfert.

La fonction de production tient compte de l'état d'humidité du sol par le biais du taux de remplissage d'un réservoir alimentant l'évapotranspiration, et fournit la fraction de l'eau précipitée devant participer à l'écoulement. La fonction de transfert comprend, elle, un terme d'écoulement rapide et un terme d'écoulement lent.

Cette version de Crec utilise 7 paramètres que l'on peut répartir en 3 paramètres de production (X3, X4 et X7) et 4 paramètres de transfert (X1, X2, X5 et X6).

L'architecture de GR3 repose sur deux réservoirs et un hydrogramme unitaire :

- (a) le réservoir-sol (paramètre A), qui n'a comme seule sortie que le prélèvement occasionné par l'évaporation potentielle. Ce réservoir commande la répartition de la pluie nette entre lui-même et le sous-modèle de routage ;
- (b) un hydrogramme unitaire (paramètre C), qui décrit la propagation des débits depuis leur formation à partir des pluies nettes jusqu'au deuxième réservoir, à savoir :
- (c) le réservoir-eau-gravitaire (paramètre B). Ce réservoir reçoit les débits routés selon l'hydrogramme unitaire. Il a comme seule sortie le débit de la rivière et sa loi de vidange est du type quadratique.

Modglo, basé également sur un schéma à réservoirs, utilise 14 paramètres que l'on peut répartir en 5 paramètres de transfert et 9 paramètres de production.

La fonction de production comprend un réservoir prenant en compte une capacité de rétention en eau du sol (CRT) ainsi que son hétérogénéité sur le bassin (DCRT). La fonction de transfert, quant à elle, comprend trois réservoirs pouvant avoir chacun un temps de transfert différent.

MÉTHODOLOGIE

Sur les bassins versants retenus, les débits observés au début du mois de janvier sont nuls ou très faibles. Il a donc été décidé de travailler en années civiles (1er janvier - 31 décembre), considérées comme hydrologiquement indépendantes.

Après avoir éliminé les années d'observation pour lesquelles les données étaient incomplètes ou douteuses, nous disposons d'un total de 59 années pour les 16 bassins versants.

Les modèles Crec, GR3 et Modglo ont été calés parallèlement pour chaque année prise individuellement, en utilisant la fonction critère de Nash (SERVAT ET DEZETTER, 1991). Pour chacun de ces algorithmes pluie-débit, nous disposons donc de 59 jeux de paramètres calés dans des contextes différents (bassins différents, conditions climatiques variant d'une année à l'autre).

Une première exploitation de ces résultats a été réalisée par validation croisée (DEZETTER, 1991). Nous ne rentrerons pas ici dans les détails, mais nous signalerons cependant qu'une des conclusions importantes de cette étude est que pour un bassin versant donné, le calage obtenu une année se révèle généralement inadéquat pour les autres années. Ce qui conduirait à penser que les calages seraient plus dépendants de facteurs externes (climat, végétation, etc.) variant chaque année, que de facteurs intrinsèques au bassin versant.

Pour chacun des modèles, les 59 jeux de paramètres calés ont ensuite été étudiés à l'aide des techniques d'analyse en composantes principales et de régression multiple. Les variables explicatives retenues étaient les suivantes :

- (a) caractéristiques du bassin : superficie (km²), indice de compacité de Gravelius ;
- (b) caractéristiques climatiques annuelles :
 - (i) pluie annuelle (PA) en millimètres,
 - (ii) pluies cumulées, en millimètres, du 1er janvier aux dates suivantes : 15 juin (Pc6), 15 juillet (Pc7), 15 août (Pc8), 15 septembre (Pc9), 15 octobre (Pc10), (iii) pluies relatives (en %), définies par le rapport « pluie cumulée du 1er janvier à la date D/pluie annuelle », aux dates suivantes : 15 juin (Pr6), 15 juillet (Pr7), 15 août (Pr8), 15 septembre (Pr9), 15 octobre (Pr10) ;
- (c) caractéristiques d'occupation des sols : pourcentages respectifs de savane, de forêt claire, de cultures et d'habitat.

L'utilisation de la méthode de régression multiple dite du « Stepwise » (DRAPER ET SMITH, 1981) a permis d'obtenir, pour les modèles Crec et GR3, des équations de prédétermination des paramètres des modèles. Ces équations ont été obtenues sur un échantillon, tiré au hasard, de 39 jeux de calages annuels auxquels étaient associées les variables explicatives correspondantes. Ces relations ont ensuite été validées sur les 20 stations-années non utilisées pour établir les équations.

Pour le modèle Modglo, l'utilisation de la méthode de régression multiple ne permet pas d'expliquer les valeurs des paramètres à l'aide des variables explicatives choisies.

RÉSULTATS

La recherche de relations significatives entre un paramètre et l'une quelconque des variables explicatives s'est révélée totalement infructueuse.

L'analyse en composantes principales n'a pas non plus permis d'identifier de relations claires entre paramètres et variables. Les composantes principales sont assez faiblement définies, les trois premières cumulées n'expliquant que 69,7 % de la variance totale du système. La première composante (34,3 % de la variance) est bien corrélée avec les termes de pluie cumulée ($R=0,96$ avec Pc7, $R=0,93$ avec Pc8), la seconde (17,9 % de la variance) est difficile à définir précisément, et la troisième (17,4 % de la variance) reflète l'antagonisme observé entre le couple (savane, forêt) et le couple (culture, habitat).

Les corrélations entre les paramètres des modèles et ces composantes principales sont très faibles, à quelques nuances près cependant, pour le modèle GR3. En effet, sa structure, au nombre de paramètres réduit, leur garantit un rôle plus marqué et une indépendance plus grande.

Tableau 2

Équations de prédétermination des paramètres des modèles Crec et GR3

Modèle CREC	Modèle GR3
$\text{Ln X1} = 29,171 - 5,320 \text{ Ln Pc8}$	$\text{Ln A} = 7,752 + 0,0095 \text{ Cultures} - 4,450 \text{ Pr6}$
$\text{Ln X2} = -0,559 + 0,787 \text{ Pr7}$	$\text{Ln B} = -16,308 + 0,031 \text{ Cultures} + 3,453 \text{ Ln Pc8}$
$\text{Ln X3} = -21,977 - 0,049 \text{ Forêt} + 2,553 \text{ Ln PA}$	$\text{Ln C} = 2,957 \text{ Compacité} - 0,0114 \text{ Forêt} - 12,721 \text{ Pr7}$
$\text{Ln X4} = 7,765 - 2,556 \text{ Ln PA} - 0,011 \text{ Cultures} + 1,029 \text{ Ln Pc6}$	
$\text{Ln X5} = 9,753 + 0,018 \text{ Cultures} + 8,913 \text{ Pr7} - 1,838 \text{ Ln Pc8}$	
$\text{X6} = 0,918 \text{ Cultures}$	
$\text{Ln X7} = 0,598 \text{ Ln Pc7}$	

La recherche, par la méthode du Stepwise, d'équations de régression multiple a conduit aux relations qui figurent dans le tableau 2.

L'importance des paramètres d'occupation des sols apparaît clairement. Pour le modèle Crec ils contribuent à définir X3 et X4, paramètres de production, ainsi que X5 et X6, paramètres de transfert. Pour GR3, on retrouve le pourcentage de cultures ou le pourcentage de forêt dans la définition de chacun des paramètres.

Une autre caractéristique de ces équations, qui peut être indirectement reliée à la nature de l'occupation des sols, est l'importance des termes de pluie cumulée ou relative des premiers mois de saison des pluies. Une des hypothèses que l'on peut avancer à ce sujet est que ces variables caractérisent le démarrage après la saison sèche, la croissance et l'importance de la couverture végétale, élément fondamental au vu de l'importance des phénomènes d'évapotranspiration dans les bilans hydriques en zone de savane soudanaise.

Ces relations ont ensuite été validées sur les 20 stations-années qui n'avaient pas été utilisées pour leur calage. Le tableau 3 présente les valeurs moyennes de critères de comparaison entre hydrogrammes observés et hydrogrammes reconstitués à l'aide des équations de prédétermination des paramètres : coefficients de corrélation entre lames observées et calculées, écarts entre les coefficients d'autocorrélation d'ordre 1, et écart en pourcentage entre les volumes écoulés observés et calculés du 1er juillet au 31 octobre (période considérée comme primordiale en ce qui concerne la détermination des apports en eau). Ces critères de comparaison mettent en évidence la bonne qualité des lames prédéterminées. Les mauvais coefficients de corrélation et les fortes valeurs d'écarts sur les volumes sont observés pour les hydrogrammes prédéterminés dans le cas des années exceptionnellement sèches (1983 et à un degré moindre 1984). L'erreur réalisée se voit, dans ce cas, tout à fait relativisée, au vu des faibles valeurs des lames écoulées observées ces années là (lame décadaire maximale de l'ordre de 5 millimètres).

Le modèle GR3 présente de meilleurs résultats que Crec. Ceci est lié à la qualité de la définition et à l'indépendance de ses paramètres. À l'inverse, les nombreux paramètres de Crec, mal définis, sont relativement interdépendants les uns des autres. Ceci entraîne, dans le processus de calage du modèle, des phénomènes de compensation qui nuisent à la qualité des équations de prédétermination établies par la suite.

Tableau 3

Critères de comparaison entre hydrogrammes observés et prédéterminés

	Modèle CREC	Modèle GR3
Coefficient de corrélation entre lames observées et lames calculées	moyenne : 0,70 maximum : 0,98 minimum : 0,009	moyenne : 0,89 maximum : 0,99 minimum : 0,81
Ecart sur le coefficient d'autocorrélation d'ordre 1 observé et calculé	moyenne : 0,12 maximum : 0,43 minimum : 0,0004	moyenne : 0,11 maximum : 0,35 minimum : 0,003
Ecart entre volumes écoulés observés et calculés (1/07 au 31/10) en %	moyenne : 40,85 maximum : 91,28 minimum : 4,73	moyenne : 28,52 maximum : 128,4 minimum : 0,11

Les figures 4, 5 et 6 présentent, à titre d'exemple, trois hydrogrammes annuels reconstitués par prédétermination des paramètres de Crec et GR3.

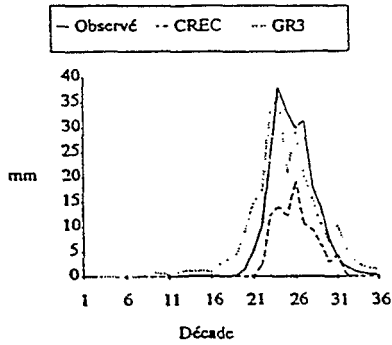


Figure 4

La Bagoé à Kouto, 1985. Hydrogrammes observés et prédéterminés (Crec et GR3)

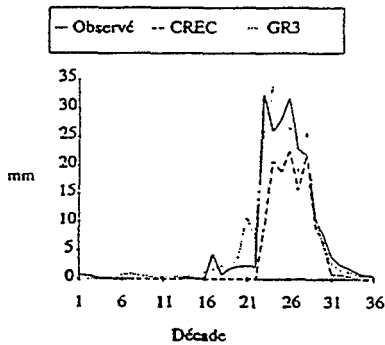


Figure 5

Le Sien à Nafana-Sienso, 1977. Hydrogrammes observés et prédéterminés (Crec et GR3)

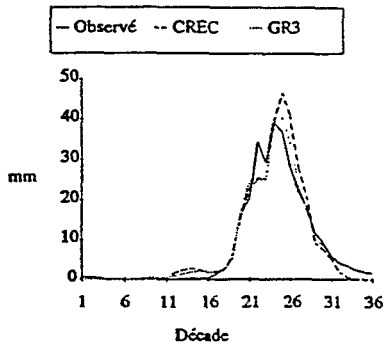


Figure 6

La Tiemba à Dioulatiedougou, 1981. Hydrogrammes observés et prédéterminés (Crec et GR3)

Afin d'évaluer la qualité des hydrogrammes « prédéterminés », nous avons effectué la comparaison de ces hydrogrammes avec des hydrogrammes calculés par des modèles autorégressifs.

Ces modèles autorégressifs décadaires, utilisant comme variables les pluies décadaires observées aux pas de temps t , $t-1$ et $t-2$ ainsi que les lames calculées aux pas de temps t , $t-1$ et $t-2$, ont été calés sur les 39 individus de l'échantillon de calage et utilisés en validation sur les 20 individus de l'échantillon de validation.

En phase de calage, les résultats obtenus par les modèles Crec et GR3 et les résultats obtenus par les modèles autorégressifs sont de qualité équivalente. Par contre, en validation (ce qui correspond à l'utilisation pour des bassins versants non jaugés) les résultats obtenus par la prédétermination des paramètres des modèles Crec et GR3 sont de meilleure qualité.

CONCLUSION

La méthodologie appliquée dans le cadre de cette étude (regroupement en « stations-années », calages annuels systématiques, caractérisation des jeux de paramètres calés et recherche d'équations de prédétermination des paramètres au moyen des techniques de régression multiple) a permis d'obtenir des résultats qui, sous certaines conditions (pluviométrie annuelle proche de la moyenne et répartie dans le temps suivant une chronologie « normale », occupation des sols caractéristique de la zone de savane soudanaise, etc.), pourraient être utilisés pour estimer les apports sur des bassins non jaugés d'une superficie de quelques milliers de kilomètres carrés en zone de savane soudanaise.

Les relations auxquelles nous avons abouti mettent en évidence l'importance du type d'occupation des sols sur la réponse du bassin versant en termes d'écoulement. Elles mettent également l'accent, de manière indirecte, sur la nécessité de pouvoir prendre en compte des variables caractéristiques de la couverture végétale proprement dite. Ce qui permettrait d'améliorer sensiblement la représentation des phénomènes d'évapotranspiration, primordiaux dans le bilan hydrique en zone de savane soudanaise.

On remarquera, par ailleurs, que c'est un modèle au nombre de paramètres réduit, GR3, qui conduit aux meilleurs résultats. Ce qui pose, une fois encore, le problème de la juste paramétrisation des modèles, et de la nécessité de l'indépendance des paramètres.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier la Direction de l'eau du ministère des travaux publics de Côte d'Ivoire et l'agence nationale pour les aéroports et la météorologie pour la consultation et l'utilisation des banques de données.

Les auteurs remercient Jean-Marc La petite (Orstom) pour sa contribution dans le cadre du traitement des données d'évapotranspiration potentielle.

BIBLIOGRAPHIE

- DEZETTER A., 1991. Modélisation globale de la relation pluie-débit. Application en zone de savanes soudanaises (nord-ouest de la Côte d'Ivoire), Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, 422 p.
- DRAPER N.R. ET SMITH H., 1981. Applied regression analysis. John Wiley et sons Ed.
- EDIJATNO ET MICHEL C., 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche*, n°2/1989 : 113-121.
- GIRARD G., 1975. Les modèles hydrologiques pour l'évaluation de la lame écoulées en zone sahélienne et leurs contraintes. Cahiers de l'Orstom, série *Hydrologie*, Vol. XXII, n°3.
- GUILBOT A., 1986. Des multiples applications d'un modèle conceptuel du cycle de l'eau en France. *Revue Internationale des Sciences de l'Eau*, Vol 2-1 : 19-26.
- SERVAT E. ET DEZETTER A., 1991. Selection of calibration objective functions in the context of rainfall-runoff modelling in a sudanese savannah area. *Hydrological Science Journal*, 36, 4, 8/1991.
- SERVAT E. ET LAPETITE J.M., 1990. Occupation des sols des bassins versants du programme Erreau. Programme Erreau. Orstom. Abidjan. Côte d'Ivoire.

ÉSSAI DE CARACTÉRISATION DES PARAMÈTRES DES MODÈLES PLUIE-DÉBIT DANS LE CENTRE ET LE SUD DE LA CÔTE D'IVOIRE

B. KOUAMÉ, É. SERVAT

INTRODUCTION

Ce travail a été réalisé dans le cadre du programme ERREAU (Évaluation Régionale des Ressources en Eau), initié par l'Antenne Hydrologique de l'Orstom à Abidjan en Côte d'Ivoire.

Il a pour objectif essentiel les possibilités de caractérisation et d'évaluation, à différents pas de temps, des ressources en eau dans une région donnée afin de pouvoir fournir la meilleure approximation possible des apports à l'exutoire de bassins versants jaugés ou non et dont les superficies varient de 100 à 7 000 km².

Afin de réaliser cette étude dans les conditions véritablement opérationnelles d'une conception d'aménagement, les données utilisées sont celles des réseaux de mesure nationaux de Côte d'Ivoire. Ces données de pluviométrie et d'hydro-métrie sont disponibles au pas de temps journalier.

Notre étude de modélisation au pas de temps mensuel a été menée plus particulièrement sur les zones de forêt et de transition.

CARACTÉRISTIQUES CLIMATIQUES

Il existe deux zones climatiques principales : la savane et la forêt claire au Nord et la forêt dense au Sud. À ces deux types de paysages sont associés respectivement le climat tropical et le climat équatorial.

Le climat tropical type est caractérisé essentiellement par deux saisons bien marquées : la saison sèche en hiver boréal et la saison des pluies en été.

Quant au climat équatorial on y distingue deux saisons des pluies : d'avril à juin et de septembre à novembre, et deux saisons sèches : les mois de juillet et d'août pour la petite saison sèche et de décembre à mars pour la grande.

Les saisons sèches et humides sont conditionnées par la position du Front Intertropical (F.I.T.) qui est une zone de convergence entre deux masses d'air : l'Harmattan qui est un alizé continental soufflant du Nord vers le Sud et la Mousson qui est un alizé océanique se déplaçant dans la direction opposée.

La pluviométrie moyenne annuelle est comprise entre 1 050 mm et 2 500 mm du Nord au Sud.

Le réseau hydrographique est composé de quatre fleuves principaux : le Cavally, le Sassandra, le Bandama et la Comoé. Ce réseau est orienté vers l'Océan Atlantique au Sud. Le régime de ces fleuves est généralement caractérisé par une crue unique en août ou en septembre dans la zone de savane et par deux pointes de crue en juin et en septembre ou octobre en zone de forêt.

MODÉLISATION AU PAS DE TEMPS MENSUEL

Sur les zones de forêt et de transition nous avons utilisé deux types de modèle pluie-débit : les modèles au pas de temps journalier CREC (GUILBOT, 1986), MODGLO (SERVAT, 1986) et GR3 (EDIJATNO et MICHEL, 1989) et un modèle au pas de temps mensuel (SNYDER, 1963). Les modèles au pas de temps journalier n'ont pas donné beaucoup de satisfaction dans ces deux zones. Par contre en zone de savane les résultats sont acceptables (DEZETTER, 1991). Le test d'un modèle au pas de temps mensuel nous a paru intéressant dans la mesure où cet algorithme peut limiter les inconvénients liés au pas de temps journalier.

L'algorithme que nous avons choisi pour la reconstitution des hydrogrammes annuels au pas de temps mensuel est fortement inspiré des équations du bilan hydrologique. C'est un modèle initialement élaboré par SNYDER dans le cadre de la prévision des apports mensuels en eau de la Tennessee Valley Authority aux Etats Unis et décrit par SINGH (1990).

Le modèle de SNYDER dans sa version initiale comporte 9 paramètres. La lame d'eau écoulee V_q est la résultante de deux composantes : un écoulement immédiat V_{qa} et un écoulement retardé V_{qd} :

$$V_q = V_{qa} + V_{qd}$$

CALCUL DE L'ÉCOULEMENT IMMÉDIAT VQA

Vqa peut être exprimé comme une portion du volume précipité Vp au cours du mois i considéré, Vpi. Pour qu'un écoulement immédiat se produise, il faut que le volume précipité soit supérieur à un certain seuil Sv.

$$Vqa = AA(Vpi - Svi)$$

avec

i : indice du mois considéré,

Vpi : volume précipité (en mm) durant le mois i,

AA : paramètre (0 AA 1)

Svi : valeur du seuil pour le mois i,

Svi = Seuil [1 + sin(xi)], 0 Seuil 150

CALCUL DE L'ÉCOULEMENT RETARDÉ VQD

L'écoulement retardé Vqd prend en compte les précipitations du mois étudié, mais également celles des mois précédents. Nous avons supposé que la spécificité des deux zones d'étude (saison sèche longue et prononcée) nous permet de faire l'hypothèse que l'écoulement retardé s'annule après cinq mois.

$$Vqd = \sum_{i=1}^5 BBi (Vpi - Gi)$$

avec :

i = 1 : mois considéré

i = 2, 3, 4 et 5 mois précédent de rang 1, 2, 3 et 4.

BBi = paramètres (BBa, BBb, BBc, BBd, BBe) exprimant la proportion d'eau provenant du mois considéré et des quatre mois antérieurs (0 ≤ BBi ≤ 1).

Gi : paramètre de type seuil,

Gi = CC + DD*Svi

Notons que les paramètres « Seuil » du modèle permettent de prendre en compte la variation de la capacité d'absorption du sol.

Le modèle initial que nous avons appelé modèle di comporte donc 9 paramètres : Seuil, AA, BBa, BBb, BBc, BBd, BBe, CC et DD.

L'optimisation automatique des différents paramètres a fait appel à une technique de convergence vers une solution optimale. Le critère numérique de référence qui a été utilisé parmi d'autres est le critère de Nash modifié (NASH et SUTCLIFE, 1970) :

$$Nash = \frac{\sum_{i=1}^N (Lo - Le)^2}{\sum_{i=1}^N (Lo - \bar{L})^2}$$

avec :

L_c = Lame calculée en mm

L_o = Lame observée en mm

\bar{L} = Lame observée moyenne en mm.

Ce critère est assimilable à un pourcentage de variance résiduelle non expliquée par le modèle choisi.

Le modèle à 9 paramètres a été calé sur 60 stations-années en zone de forêt et 34 en zone de transition pour les calages station-année par station-année.

Les résultats enregistrés lors de ces différents calages sont satisfaisants à en juger par la bonne qualité des valeurs du critère de Nash. En effet les valeurs moyennes du critère sont :

- Forêt : Nash moyen = 0.084
- Transition : Nash moyen = 0.120

Les figures 1 et 2 sont deux exemples de tracés des hydrogrammes observés et calculés. Sur ces figures on remarque la bonne reconstitution des étiages et des crues.

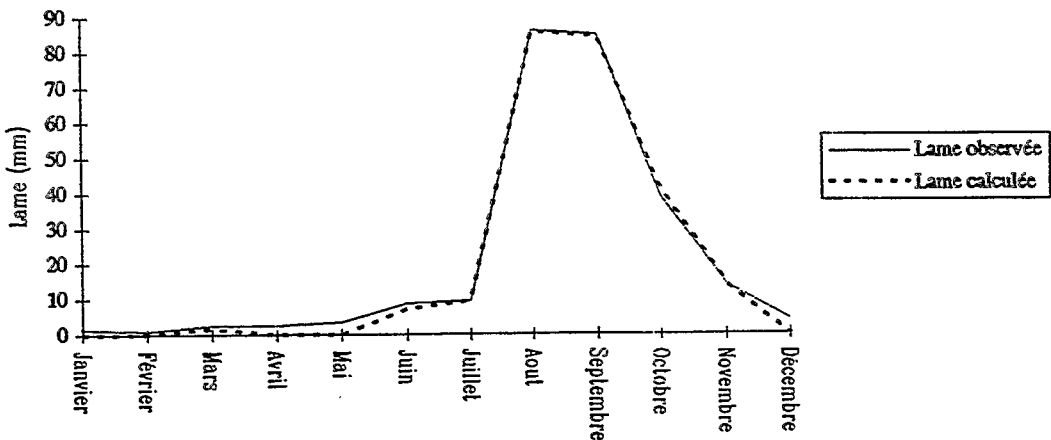


Figure 1
Ko à Logoualé en 1982 (Calage di)

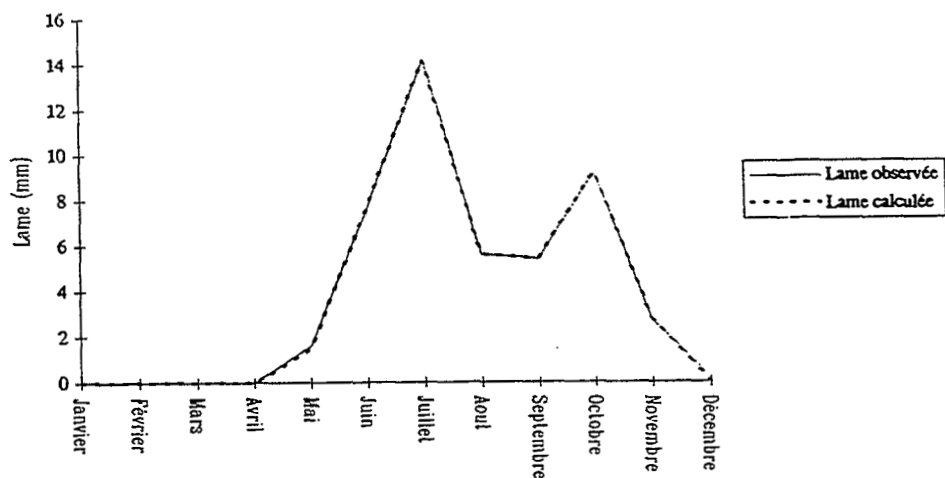


Figure 2

Kan à Dimbokro en 1975 (Calage di)

Les calages sur des séries de plusieurs années donnent des critères acceptables (tableaux 1 et 2) : 0.038 à 0.480. Par contre les validations sont de moins bonne qualité (0.14 à 1.21).

Tableau 1

Critère de Nash des calages et validations du modèle di en zone de forêt

Calage	Validation	Calage	Validation
Kavi à M'Bessé (1195 km ²) 1977-1979	1980	0.1839	0.7090.
Ko à Man (207 km ²) 1971-1973	1981 1985-1986	0.1090.	0.2775 0.1991
Ko à Man (207 km ²) 1985-1986	1971-1973 1981	0.0765	0.3001 0.9400.
Ko à Logoualé (1518 km ²) 1984-1986	1981-1983 1981-1982	0.1124	0.5640. 0.6136
Néka à Nékouanié (344 km ²) 1980-1982	1986	0.3133	1.019
Néka à Nékouanié (344 km ²) 1980-1981	1982 1986	0.3429	0.4070. 1.206
Davo à Dakpadou (6538 km ²) 1970-1973	1977-1979	0.4799	0.3667
Davo à Dakpadou (6538 km ²) 1984-1986	1977-1979	0.2399	0.6303
N'Zo à Kahin (4379 km ²) 1984-1986	1982-1983	0.0381	0.1440.

Tableau 2
Critère de Nash des calages et validations du modèle di
en zone de transition

Calage	Validation	Calage	Validation
Lobo à Niébéhibé (6829 km ²) 1965-1967	1968	0.1647	0.4966
	1971-1973		0.8375
Lobo à Niébéhibé (6929 km ²) 1971-1973	1968	0.0853	0.2429
	1965-1967		0.3154

Le nombre élevé de paramètres optimisés (9) à partir d'un nombre réduit de valeurs (1 valeur par mois donc 12) fait que les calages ont plutôt tendance à prouver l'efficacité des méthodes d'optimisation non linéaire utilisées pour caler l'algorithme plus que l'adéquation proprement dite de ce dernier à résoudre le problème posé. On pourrait donc qualifier cette solution de « numérique » plutôt que de « hydrologique ». Ce sont donc des cas très particuliers, difficilement transposables, qui peuvent expliquer en partie les mauvais résultats rencontrés en validation. Il nous a donc paru nécessaire de restructurer le modèle par le biais d'une diminution des paramètres.

Après une étude de sensibilité et de statistique sur les différents paramètres (KOUAME, 1992) il est ressorti que certains d'entre eux comme Seuil et CC sont moins sensibles. On les a donc fixés à des constantes. Pour les paramètres BBi très sensibles, donc impossibles à fixer, nous avons essayé d'imposer une décroissance. En effet les paramètres BBi caractérisent les prélèvements d'eau sur les précipitations du mois en cours (BBa), et des quatre mois précédents (BB..., BBe). Il est donc raisonnable de penser que l'apport provenant du mois (i) est supérieur à celui du mois (i-1).

Parmi quatre lois de décroissance testées (KOUAME, 1992), c'est la loi de décroissance linéaire simple suivante qui a été retenue :

$$BBi = BBa(1 - Xi/4), X_{(i-1,2,3,4,5)} = (0,1,2,3,4).$$

Après restructuration on arrive donc à un modèle à 3 paramètres (AA, BBa et DD) que nous avons appelé **modèle AB2**. Ce modèle définitif à 3 paramètres a également été calé, année par année, sur les 94 stations-années disponibles. La qualité de ces calages semble satisfaisante. En effet on note que :

- en forêt 43 % et 72 % des valeurs du critère de Nash sont respectivement inférieures à 0.1 et 0.2,
- en transition 50 % et 71 % des valeurs du critère de Nash sont respectivement inférieures à 0.1 et 0.2.

En moyenne, Nash moyen = 0.199 et 0.214 en forêt et en transition.

Sur plusieurs années nous remarquons que les calages avec le modèle initial à 9 paramètres (tableaux 3 et 4) donnent des résultats meilleurs que ceux du modèle définitif à 3 paramètres. Par contre, en validation, les valeurs du critère de Nash du modèle définitif sont nettement inférieures à celles du modèle de départ.

Tableau 3
Critère de Nash des calages et validations des modèles di et AB2
en zone de forêt

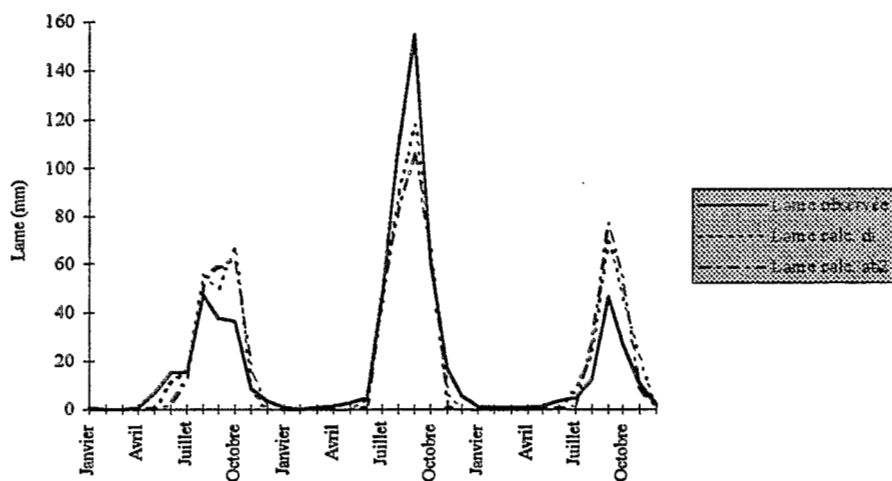
Calage	Validaton	Calage di	Validation di	Calage AB2	Validation AB2
Kavi à MBessé (1195 km ²) 1977-1979	1980	0.1839	0.7090.	0.1900.	0.4101
Ko à Man (207 km ²) 1971-1973	1981	0.1090.	0.2775	0.1412	0.2273
	1985-1986		0.1991		0.1946
Ko à Man (207 km ²)	1971-1973	0.0765	0.3001	0.1295	0.2390.
	1981		0.9400.		0.6659
Ko à Logoualé (1518 km ²) 1984-1986	1981-1983	0.1124	0.5640.	0.1721	0.3229
	1981-1982		0.6136		0.3442
Néka à Nékouanié (344 km ²) 1980-1982	1986	0.3133	1.019	0.3553	1.065
Néka à Nékouanié (344 km ²) 1980-1981	1982	0.3429	0.4070.	0.4555	0.3105
	1986		1.206		1.019
Davo à Dakpadou (6538 km ²) 1970-1973	1977-1979	0.4799	0.3667	0.5922	0.3565
Davo à Dakpadou (6538 km ²) 1984-1986	1977-1979	0.2399	0.6303	0.3245	0.7658
N'Zo à Kahin (4379 km ²) 1984-1986	1982-1983	0.0381	0.1440.	0.0571	0.1167

Tableau 4
Critère de Nash des calages et validations des modèles di et AB2
en zone de transition

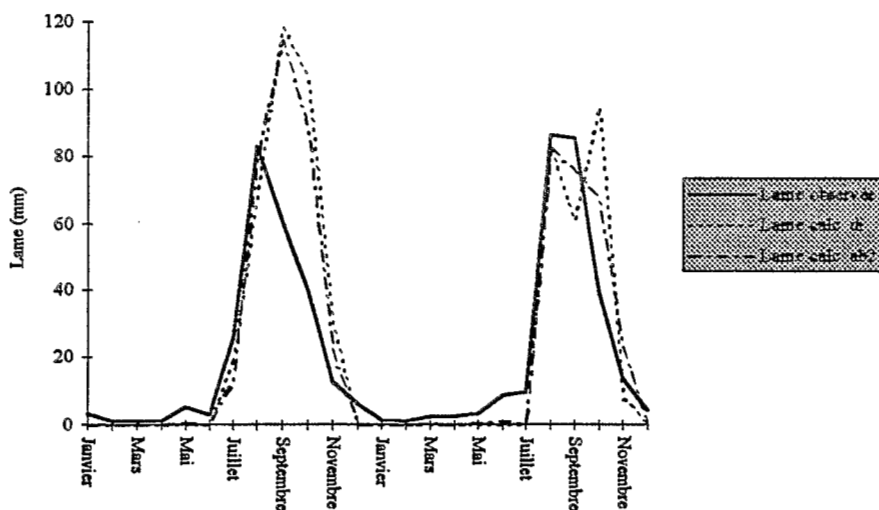
Calage	Validation	Calage di	Validation di	Calage AB2	Validation AB2
Lobo à Nibéhibé (6829 km ²) 1965-1967	1968	0.1647	0.4966	0.2128	0.0715
	1971-1973		0.8375		0.3464
Lobo à Nibéhibé (6829 km ²) 1971-1973	1968	0.0853	0.2429	0.1538	0.1874
	1965-1967		0.3154		0.3192

Le modèle définitif AB2 répond donc positivement à notre préoccupation majeure de robustesse, gage d'une utilisation efficace et généralisée d'un tel outil.

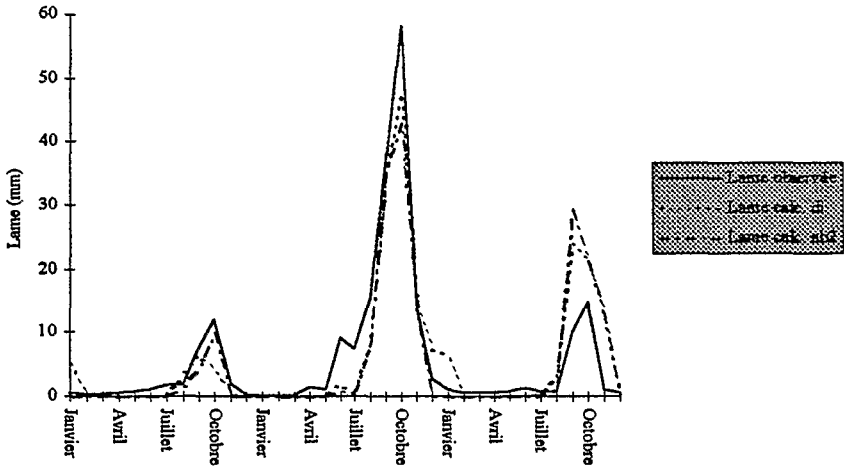
Sur les figures qui suivent on trouvera quelques représentations graphiques de calage et validation des modèles di et AB2.



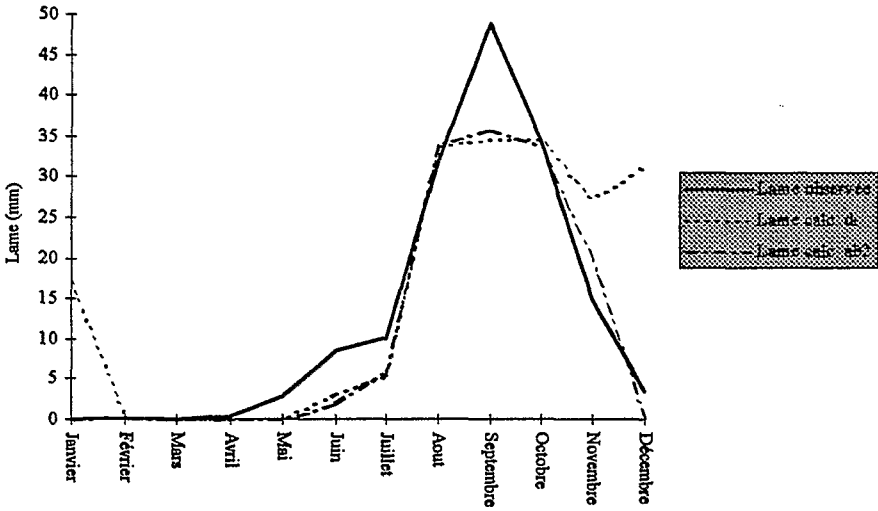
Ko à Logoualé de 1984 à 1986 (Calages di et AB2)



Ko à Logoualé de 1982 à 1983 (Validation des calages di et AB2 réalisés de 1984 à 1986)



Lobo à Nibéhibé de 1965 à 1967 (Calages di et AB2)



Lobo à Nibéhibé en 1968 (Validation des calages di et AB2 réalisés de 1965 à 1967)

CONCLUSIONS

Si le programme ERREAU (Évaluation Régionale des Ressources en Eau) s'intéresse à l'ensemble de la Côte d'Ivoire, nous avons, quant à nous, fait porter nos efforts essentiellement sur les zones de forêt et de transition.

Face aux résultats plus ou moins satisfaisants des modèles au pas de temps journalier dans les zones de transition et de forêt nous avons jugé bon de tester un modèle au pas de temps mensuel : le modèle de Snyder.

Initialement cet algorithme à neuf paramètres a montré des qualités de robustesse (utilisation des jeux de paramètres calés sur d'autres années) particulièrement faibles. Nous avons donc procédé à une analyse et à une restructuration qui ont abouti à un modèle au pas de temps mensuel à trois paramètres. Les performances de cet algorithme final sont tout à fait satisfaisantes. Il se montre d'une utilisation robuste dans la plus grande partie des cas où nous l'avons utilisé. Ce travail a permis, encore une fois, de poser avec acuité le problème de la juste paramétrisation des modèles pluie-débit. Nombreux sont les algorithmes qui présentent des paramètres en surnombre, et dont l'utilisation en simulation pour l'évaluation de ressources pourrait être envisagée de manière plus fiable, après une analyse et une restructuration du type de celles que nous avons conduites ici.

En Afrique de l'Ouest en général, et dans l'ensemble de la sous-région en particulier, il est important de multiplier ces travaux de modélisation. De la confrontation de ces multiples expériences et de leurs résultats, acquis dans une grande diversité de situation, il devrait être possible de tirer les conclusions qui permettront d'élaborer un ou plusieurs algorithmes mieux adaptés au contexte climatique particulier des régions tropicales que ne le sont les algorithmes utilisés aujourd'hui.

BIBLIOGRAPHIE

- DEZETTER A., 1991. Modélisation globale de la relation pluie débit. Application en zone de savanes soudanaises (Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat. Université Montpellier II.
- EDIJATNO, MICHEL C., 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. La Houille Blanche, n°2 : 113-121.
- GUILBOT A., 1986. Des multiples applications d'un modèle conceptuel du cycle de l'eau en France. Revue Internationale des Sciences de l'eau, Vol 2-1 : 19-26.
- KOUAME B, 1992. Adéquation de différents modèles globaux pluie-débit pour déterminer les apports en eau dans les zones de transition et de forêt de la Côte d'Ivoire. Essai de régionalisation des paramètres. Thèse de Doctorat. Université Montpellier II.
- NASH J.E., SUTCLIGE J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles. J. Hydrol, 10 : 282-290.
- SERVAT E., 1986. Présentation de trois modèles globaux conceptuels déterministes. CREC5, MODGLO et MODIBI. Orstom Montpellier, multigr.
- SINGH V.P., 1990. Hydrologic Systems, Volume II, Watershed Modeling. Edited by Prentice Hall Inc.
- SNYDER W.M., 1963. A water yield model derived from monthly runoff data. International Association of Scientific Hydrology Publication n° 63, 18-30.

**LISTE DES
PARTICIPANTS**

VIII^e journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1992

ALBERGEL J.	ORSTOM - Dakar
AIÉ G.	ORSTOM - Cotonou
ALEMAN M.	CNEARC/Orstom - Montpellier
ALI R.	UNIVERSITÉ PAUL VALÉRY - Montpellier
ANDRIEUX P.	INRA - Montpellier
ARWIN A.	LABORATOIRE - Bandung
AYADI M.	CRDA - Zaghuan
BAADE J.	INSTITUT DE GÉOGRAPHIE - Hiedelberg
BENZARTI Z.	RESSOURCES EN EAU - Tunisie
BERTONI J.C.	INSTITUT FÉDÉRALE - Rio Grande
BINARD M.	UNIVERSITÉ - Liège
BLANCHET F.	CIRAD/CA - Montpellier
BOCQUILLON C.	UNIVERSITÉ - Montpellier 2
BOIS P.	LTHE - Toulouse
BOURGES J.	ORSTOM - Bolivie
BOUVIER C.	ORSTOM - Mexico
BREIL P.	CÉMAGREF - Lyon
CADIER É.	ORSTOM - Quito
CARRÉ P.	ORSTOM - Montpellier
CEECHI P.	ORSTOM - Montpellier
CERNESON F.	CEMAGREF - Aix en provence
CHAPERON P.	ORSTOM - Paris
CLASTRE P.	INRA - Montfavet
CLAUDE J.	ORSTOM - Bruxelles
CLAVEZ R.	ORSTOM - Quito
COURAULT D.	INRA - Rennes
CROCHET P.	LTHE/IMG - Grenoble
DACOSTA H.	ORSTOM - Sénégal
DAVY L.	UNIVERSITÉ PAUL VALÉRY - Montpellier
DECATHEAUGRUE G.	AGENCE DE L'EAU SEINE NORMANDIE - Nanterre
DELÉCOLLE R.	INRA - Montfavet
DEMUTH	INSTITUT HYDROLOGIE - Wallingford
DESBORDES M.	UNIVERSITÉ - Montpellier II
DEZETTIER A.	ORSTOM - Pointe à Pitre
DOLS F.	DIREN - Valence
DUFFAR L.	SOCIÉTÉ DU CANAL DE PROVENCE - Aix en provence
ELBAZ P.	ÉCOLE DE CHIMIE - Montpellier
ELGUÉRO É.	LABORATOIRE HYDROLOGIE - Montpellier
FABRI D.	CNR - Lyon
FAVROT J.C.	INRA - Montpellier
FOREST F.	CIRAD/CA - Montpellier
GADELLE F.	CIEM - Ouagadougou
GALÉA G.	
GASNIER L.	AGENCE DE L'EAU - Pierre bénite
GHEZAL L.	ESA - Mognane

VIII^e journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1992

GHIO M.	SRAE - Orléans
GIRARD G.	CIG - Fontainebleau
GOLDENFUM J.A.	INSTITUT FÉDÉRALE - Rio Grande
GUIGUEN N.	ORSTOM - Tunis
GUILLOT P.	MG CONSEIL - Grenoble
GUINOT J.P.	INRA - Montfavet
GUSTARD A.	INSTITUT HYDROLOGIE - Wallingford
HAGEMANN I.	
HOORELBEKE R.	ORSTOM - Sénégal
HUBERT P.	ÉCOLE DES MINES - Fontainebleau
JANATI IDRISSE A.	UNIVERSITÉ PAUL VALÉRY - Montpellier
JOIGNEREZ A.	ORSTOM - Bamako
JOURDAIN S.	MÉTÉO FRANCE - Toulouse
JOUVE D.	CNR - Lyon
KOUCHE B.	ORSTOM - Abidjan
L'HÔTE J.	LABORATOIRE HYDROLOGIE - Montpellier
LAFFORGNE A.	ORSTOM - Pointe à pitre
LAMACHÈRE J-M.	ORSTOM - Ouagadougou
LARAQUE A.	ORSTOM - Congo
LAVABRE J.	CEMAGREF - Aix en provence
LE BARBÉ L.	ORSTOM - Montpellier
LE GOULVEN P.	ORSTOM - Chili
LEGROS J-P.	INRA - Montpellier
LIDON B.	CIRAD/CA - Montpellier
LOPEZ J-M.	CIRAD/CA - Montpellier
MAHÉ G.	ORSTOM - Montpellier
MAILHOL J-C.	CEMAGREF - Montpellier
MAKHOLOUF Z.	BRGM - Orléans
MAKHOLOUF Z.	CEMAGREF - Antony
MANLEY R.E.	UNITÉ - Kingdom
MARGOUM M.	
MARIEU B.	ORSTOM - Goiné
MASSON J.M.	UNIVERSITÉ - Montpellier II
MEYBECK M.	CNRS - Paris
MICHEL C.	CEMAGREF - Antony
MOLINIER M.	ORSTOM - Brasilia
MOUSSA R.	LHM - Montpellier
MOUTZOPOULOS C.	UNIVERSITÉ - Thessalonique
N'GUYEN T-P.	IMG/LTHE - Grenoble
NTONGA J-C.	MRST/IRSCHEM - Cameroun
OANCÉA V.	CEMAGREF Lyon
OBERLIN G.	CEMAGREF - Lyon
OLIVRY J.C.	ORSTOM - Bamako
OVERNEY O.	IATE/EDF - Lausanne
PATUREL J-E.	ORSTOM - Montpellier

VIII^e journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1992

PAYEN M.	MÉTÉO FRANCE - Toulouse
PÉPIN Y.	ORSTOM - DAKAR
PINTE J.	EDF/DTG Toulouse
POURRUT P.	ORSTOM - Chili
PRUDHOMME C.	CHM - Université Montpellier 2
PUECH C.	CEMAGREF - Montpellier
RANDRIAMAHÉRISOA A.	UCL - Belgique
RIBERO É.	CEMAGREF - Aix en provence
RISSENS M.	LHM - Montpellier
ROCHE M.	ORSTOM - L'houmeau
ROCHE M.A.	ORSTOM - Montpellier
RODRIGUEZ J.Y.	EDF/DTG - Grenoble
ROSSÉ B.	CNR - Lyon
ROSSEL F.	ORSTOM Montpellier
SAKHO M.	DIRECTION DE L'EAU - Abidjan
SAMBOU S.	UNIVERSITÉ - Dakar
SAOS J-L.	ORSTOM - Dakar
SCHWARTZ J.	BRGM - Orléans
SEGUIN B.	INRA - Avignon
SERVAT É.	ORSTOM - Abidjan
SEYLER P.	ORSTOM - Cameroun
SILVEIRA A.L.L.	ORSTOM - Montpellier
SIMA L.	IAM - Montpellier
SIRCOULON J.	ORSTOM - Paris
SMAOUI A.	MINISTÈRE DE L'AGRICULTURE - Tunis
TAPSOBA D.	ORSTOM - Montpellier
THIERRY D.	BRGM - Orléans
THIRRIOT C.	ENSEEIHIT INSTITUT NATIONAL DE POLYTECHNIQUE - Toulouse
TOMA A.	CIG - Fontainebleau
TOURNOUD M-G.	UNIVERSITÉ - Montpellier 2
TUCCI C.E.M.	UNIVERSITÉ FÉDÉRALE - Rio Grande
VERNAY L.	LHM - Montpellier
VINÉ P.	ENGREF - Montpellier
VOLTZ M.	INRA - Montpellier
VOYARD L.	POMPES SALMSON - Vitrolles
WESSELINK A.	INSTITUT HYDROLOGIE - Grande

ORSTOM Éditions
Dépôt légal : mai 1995
ORSTOM Bondy

Imprimé par Jouve, 18, rue Saint-Denis, 75001 Paris
N° 226249D. Dépôt légal: Mai 1995

ORSTOM Éditions
213, rue La Fayette
F-75480 Paris Cedex 10
Diffusion
72, route d'Aulnay
F-93143 Bondy Cedex
ISSN : 0767-2896
ISBN : 2-7099-1255-4



En couverture :
Carte des probabilités d'une séquence
de cinq jours sans pluie au cours
de la deuxième décade d'août
(Burkina Faso)
Dominique Tapsoba