



INTERACTIONS SURFACE CONTINENTALE / ATMOSPHÈRE : L'EXPÉRIENCE HAPEX-SAHEL

Éditeurs scientifiques Michel Hœpffner, Thierry Lebel, Bruno MONTENY





Actes des X^e Journées Hydrologiques, Montpellier, du 13 au 14 septembre 1994 Actes des X^e Journées Hydrologiques, Montpellier, du 13 au 14 septembre 1994



INTERACTIONS SURFACE CONTINENTALE / ATMOSPHÈRE : L'EXPÉRIENCE HAPEX-SAHEL

Éditeurs scientifiques Michel Hœpffner, Thierry Lebel, Bruno Monteny

ORSTOM Éditions

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Collection COLLOQUES et SÉMINAIRES

PARIS 1996

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» (alinéa1^{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.

ISSN : 0767-2896 ISBN : 2-7099-1307-0 © ORSTOM Éditions 1996

INTERACTIONS SURFACE CONTINENTALE / ATMOSPHÈRE : L'EXPÉRIENCE HAPEX-SAHEL

M. Hœpffner¹, T. Lebel², B. Monteny¹, J.P. Goutorbe³ et Y.H. Kerr⁴

INTRODUCTION

LE CONTEXTE NATIONAL ET INTERNATIONAL

Les articles qui sont édités dans cet ouvrage portent sur la thématique « interactions entre la surface continentale et l'atmosphère », développée particulièrement dans le cadre des projets BAHC (Biological Aspects of the Hydrological Cycle) du Programme International Géosphère Biosphère (ICSU), et Gewex (Global Energy and Water Cycle Experiment) du Programme Mondial de Recherche sur le Climat (OMM).

La participation française à ces deux programmes est placée sous l'égide du Programme National d'Étude de la Dynamique du Climat (PNEDC), qui a soutenu le projet d'expérience Hapex-Sahel dès 1988.

D'autres programmes scientifiques français ont aussi soutenu cette expérience : le Programme National de Télédétection Satellitaire (PNTS), le Programme Atmosphère Moyenne et Océan Superficiel (PAMOS), ou le Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'Environnement (PIR-Environnement).

De même, les ministères français de la Recherche, de la Coopération et de l'Éducation Nationale ont soutenu financièrement cette expérience, ainsi que le CNES, le CNRS, Météo-France, l'Orstom, les Universités Paul-Sabatier de Toulouse et Joseph-Fourier de Grenoble.

¹Orstom, BP 5045, Montpellier cedex France.

²Orstom, LTHE, BP 53, 38041 Grenoble cedex, France.

³Météo-France-CNRM, 42 avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse cedex, France.

⁴Lerts-Cnes, 18 avenue E. Belin, 31055 Toulouse cedex, France.

L'expérience Hapex-Sahel

Objectifs

L'objectif principal de l'expérience Hapex-Sahel est de mieux prendre en compte, dans les modèles de circulation générale de l'atmosphère, comme dans les modèles d'hydrologie continentale, les caractéristiques hydriques et thermiques du sol et de la végétation, en étudiant plus particulièrement les processus d'évaporation, ainsi que le bilan hydrique et le bilan d'énergie associé, dans une optique de paramétrisation du flux à l'échelle régionale.

Le développement de méthodes de passage de l'échelle locale à l'échelle régionale constitue un objectif intermédiaire fondamental : l'étude des méthodes d'inversion des données télédétectées a donc été particulièrement développée.

La ceinture sahélienne de l'Afrique de l'ouest est particulièrement sensible aux fluctuations climatiques. Et les modèles numériques de simulation du climat montrent que les variations des caractéristiques des états de surface dans cette zone peuvent contribuer aux variations de la distribution des précipitations.

Il a donc été considéré qu'une expérience *in situ* était nécessaire pour fournir un ensemble de données adaptée à la compréhension et à la modélisation des processus en jeu, aux échelles pertinentes pour l'étude de ces processus comme pour la modélisation de la circulation générale de l'atmosphère.

Stratégie

La stratégie expérimentale utilisée s'inspire d'expériences antécédentes (Hapex-Mobilhy, Fife, Efeda, ...), de la nature des processus à suivre, des échelles de référence et des outils disponibles :

- le site de l'expérience doit être assez grand pour obtenir une réponse à l'échelle régionale, représentative d'une variété de conditions de surface et d'un état d'équilibre des échanges et compatible avec la résolution des modèles de circulation générale de l'atmosphère (de l'ordre de 100 km);
- la plupart des mesures, et en particulier les mesures de flux, sont faites sur 13 parcelles (longueur de référence : 300 m) dont le couvert végétal est « homogène » et représentatif du Sahel (mil, jachère/savane, ou brousse tigrée sur plateau);
- entre ces deux extrêmes ont été définis trois « supersites », de 15 à 20 km de côté, longueur de référence intermédiaire pour comparer les mesures de terrain et les mesures aéroportées et satellitaires, avec, pour le supersite central, l'étude hydrologique du bassin versant de Banizoumbou, comprenant la mesure des écoulements de surface et le suivi des volumes d'eau stockés dans les mares.

La particularité de cette expérience est d'avoir été réalisée au Sahel, en climat tropical sec.

Le choix de la zone d'étude (le « degré carré » de Niamey) et des sites de mesure a été fait pour que, par certaines de leurs caractéristiques (pluviométrie, végétation, sols, ...), ils soient typiques d'une grande bande zonale du Sahel :

- un climat bien caractérisé par une saison des pluies d'été (80 % de la pluie annuelle tombe en juillet, août et septembre), le stress hydrique pouvant faire son apparition lors des épisodes secs de plus de dix jours au cours de ces trois mois ;
- --- un gradient nord-sud des précipitations pour des périodes pluriannuelles, représentatif du gradient moyen au Sahel (100 mm par degré de latitude), avec une grande variation annuelle des conditions hydriques ;
- un relief très peu marqué (dénivellée maximale de 100 m sur les 10 000 km² du grand domaine), bien adapté aux mesures de télédétection et aux mesures de flux turbulent au sol, et une gamme réduite à trois grands types de végétation (culture de mil, jachère/savane, brousse tigrée sur plateaux);
- pas ou peu d'irrigation intensive (à l'exception, restreinte, du fleuve Niger), qui viendrait compliquer l'étude de l'impact du climat sur le couvert végétal;
- un forçage atmosphérique relativement simple, par suite de la bonne stationarité du régime météorologique ; peu de phénomènes complexes de moyenne échelle s'y développent, à l'exception des lignes de grain ;
- un régime hydrologique complexe, avec une très forte variabilité spatiale et temporelle de l'infiltration et de l'écoulement de surface, et d'importantes concentrations de nappes d'eau libre (mares), caractéristiques de l'ensemble sahélien.

LES ARTICLES PUBLIÉS

Ces articles ont fait l'objet de communications ou de posters lors des 10^{èmes} Journées Hydrologique de l'Orstom qui se sont tenues les 13 et 14 septembre 1994 à Montpellier.

Ils ont été répartis en trois grands chapitres :

- approche parcellaire étude des fonctionnements ;
- approche intégrée changements d'échelle ;
- apports de la télédétection.

La plupart de ces articles traitent des premiers résultats acquis lors de l'expérience Hapex-Sahel, dont la période d'observation intensive, d'août à octobre 1992, a réuni au Niger près de soixante équipes de sept nationalités différentes.

Ces données hydrologiques, météorologiques, bioclimatologiques, pédologiques, écologiques, de télédétection, obtenues dans le sol, sur le sol, en surface, en avion ou par satellite, ont été rassemblées dans la base de données HSIS (Hapex-Sahel Information System), disponible sur disques CD-ROM ou sous W3.

D'autres données ont été acquises durant la période de suivi à long terme, de 1991 à 1994, qui encadre la période d'observation intensive. Il s'agit en particulier des données de pluie acquises dans le cadre de l'expérience Epsat-Niger (Estimation des Pluies par Satellite) : LEBEL *et al*, ou des données de sol et de végétation obtenues à partir de l'expérience Salt (Savanes à Long Terme) : LE ROUX *et al*, LOIREAU et D'HERBÈS, SÉGHIÉRI *et al*.

La Commission Scientifique n°2 de l'Orstom (Hydrologie-Pédologie) a considéré qu'il était nécessaire de faire le point sur l'état d'avancement de l'exploitation de ces données, deux ans après l'expérience de terrain. Le cadre des Journées d'Hydrologie de Montpellier permettait de présenter les premiers résultats à la communauté scientifique française, non seulement à celle qui a participé à cette expérience, mais aussi à celle qui est intéressée par la thématique générale de la modélisation des transferts entre le sol, la végétation et l'atmosphère, comme par l'intégration spatiale de ces transferts sur de grandes surfaces, afin d'améliorer les modèles de circulation générale de l'atmosphère, ou les modèles d'hydrologie continentale.

C'est ainsi que nous trouvons dans cet ouvrage des résultats acquis lors d'expériences comparables : Hapex-Mobilhy (MAHFOUF et NOILHAN) ou Efeda 91 (ITIER *et al*). Il a paru aussi instructif de vérifier l'intérêt que peuvent représenter les données acquises par de nouveaux capteurs, comme le radar embarqué sur le satellite ERS-1, pour l'expérience Hapex-Sahel comme pour les bassins de Naizin (NORMAND *et al*), la Guyane (LOINTIER et RUDANT) ou le bassin versant de Walnut Gulch (TROUFLEAU *et al*).

Hydrologie

Nous trouvons aussi de nombreuses communications sur les résultats obtenus à partir de l'expérience Epsat-Niger. Ainsi, la variabilité spatiale des précipitations aux échelles comprises entre l et 10 km^2 a pu être étudiée en détail grâce au réseau de pluviographes : des gradients extrêmement forts ont été mis en évidence, y compris sur de grandes périodes de cumul telles que le mois et la saison (LEBEL *et al*). Ces gradients ont un impact très significatif sur le bilan hydrologique aux échelles de l'événement pluvieux et de la saison et il apparaît indispensable de les prendre en compte dans toute modélisation du bilan hydrique sur le degré carré. Dans la mesure où le réseau de pluviographes ne permet pas de résoudre partout cette variabilité de petite échelle, on s'appuiera, d'une part, sur les données radar dont le traitement est bien avancé (Lecocq *et al*) et, d'autre part, sur un modèle de champs précipitants, en cours de développement au sein du groupe PRAO (Précipitations Afrique de l'ouest) de l'Orstom.

б

Le ruissellement a été étudié aux échelles locale (VANDERVAERE et al), de la parcelle (PEUGEOT et al), et du petit bassin fonctionnel de quelques hectares à quelques km² (Estèves et Lenoir). À l'échelle locale, les coefficients de ruissellement ont été calculés pour les grands types d'états de surface rencontrés dans la zone d'expérience, montrant en particulier l'importance d'une bonne prise en compte de l'encroûtement des sols. Les études à l'échelle de la parcelle ont concerné également les trois grands types de couverture végétale (plateaux de brousse tigrée, jachères et champs de mil), confirmant le rôle des croûtes et montrant que le ruissellement pouvait efficacement être modélisé comme un processus linéaire à effet de seuil. Les deux principales variables explicatives sont l'état de surface et la pluviométrie (cumul sur l'épisode, intensités, intervalles entre averses), l'humidité du sol apparaissant comme déterminante à prendre en compte uniquement lors des états extrêmes (secs ou humides). Enfin, les études de production d'écoulements à l'échelle des petits bassins versants ont confirmé que, dès leur collecte dans le réseau hydrographique, les eaux de ruissellement commencent à s'infiltrer du fait de la faible pente des émissaires et de leur fonds sableux. Ces émissaires se terminent invariablement dans des zones d'épandage à la végétation très dense, ou dans des mares qui constituent les seuls collecteurs des eaux de surface (excepté les quelques petits bassins drainés directement par le fleuve Niger).

Les mares collectent et stockent le ruissellement non infiltré lors du transit dans le réseau de drainage. La partition entre évaporation et infiltration de ces eaux de surface a été déterminé par suivi de la composition isotopique des eaux de mare (TAUPIN).

Un suivi très complet de l'aquifère a été assuré de 1991 à 1994, permettant d'obtenir une vision d'ensemble de sa recharge (LEDUC et KARBO). Pendant cette période de suivi à long terme, la recharge a varié de 3 à 10 %. Enfin, on a observé une remontée continue du niveau annuel moyen de la nappe, prolongeant le processus déjà visible depuis 1987, d'après les mesures effectuées dans un autre cadre que l'expérience Hapex-Sahel. L'aquifère confirme donc son importance, à la fois comme intégrateur des processus hydrologiques de surface (pluviométrie, évaporation, ruissellement et infiltration profonde) et comme élément dont les fluctuations constituent un terme significatif du bilan hydrologique régional.

Écologie végétale et écophysiologie

Les écologues se sont attachés à :

- fournir une typologie des différentes formes de végétation et des phytomasses correspondantes sur l'ensemble du degré carré et aux divers niveaux de perception requis par l'expérience;
- définir les unités élémentaires d'occupation du sol et de leur variabilité dans le temps et dans l'espace ;

- définir les unités paysagères majeures (unités « fonctionnelles ») par agglomération d'unités élémentaires ;
- cartographier (LOIREAU et D'HERBÈS) à deux échelles (1/50 000 pour le supersite central est et 1/200 000 pour le degré carré) la répartition des unités paysagères (champs de mil, jachère ou brousse tigrée).

On a ainsi une première base de spatialisation des données obtenues sur les parcelles caractérisées par leur couvert végétal, sachant que les plantes ou groupes d'espèces peuvent être des indicateurs pertinents des conditions d'humidité du sol. Ainsi, sur la brousse tigrée, des relations ont pu être identifiées entre les variations intersaisonnières du stock hydrique dans le sol et la dynamique des espèces annuelles (SEGHIÉRI *et al*).

Enfin, sachant que les stomates jouent un rôle central dans la régulation des échanges de vapeur d'eau et de CO_2 , il a été procédé à l'analyse de l'influence de certains paramètres du climat local et du type de végétation sur la conductance stomatique (Bégué *et al*), avec la réalisation d'un modèle qui permet de caractériser le stress hydrique aux variables environnementales (déficit de saturation et humidité du sol).

BIOCLIMATOLOGIE

Les principaux résultats obtenus en bioclimatologie (AMADOU et al, MONTENY et al) sont les suivants :

- la quantité d'énergie disponible (Rn-G) varie principalement avec le degré de recouvrement du couvert ;
- pour une journée donnée, la variabilité de la fraction évaporative, d'un site à l'autre, est fonction, non seulement de la quantité d'énergie disponible, mais aussi du développement du couvert végétal et du stock d'eau sur le sol et dans la zone racinaire ;
- l'assimilation nette moyenne du CO₂ est relativement faible en raison de la faiblesse du développement du feuillage. L'absorption du CO₂ atmosphérique par la savane est positive pendant une partie de la journée ; avec la réduction du stock hydrique, l'assimilation du CO₂ se réduit. L'effet dépressif provient de l'augmentation de la respiration diurne du système végétal aux températures élevées. En fin de cycle, avec l'épuisement du stock hydrique du sol, le bilan carboné journalier devient négatif, avec une fermeture plus précoce des stomates en fin de matinée ;
- durant la POI, on constate un accroissement de l'évaporation des surfaces, en liaison avec le développement de la végétation ; l'évaporation est maximale lors de la croissance optimale des couverts végétaux, tant que le stock hydrique du sol est supérieur à plus de la moitié de l'eau extractable ; avec l'épuisement de la disponibilité en eau dans le sol, la répartition de la quantité d'énergie disponible s'inverse : davantage d'énergie est transférée sous forme de chaleur sensible à l'atmosphère ;

— la fraction des eaux de pluie recyclées par la végétation est de 70 % pour la savane et de 40 % pour le mil : le caractère monospécifique des cultures appauvrit le milieu, comparativement à la savane à deux strates végétales qui puise dans deux compartiments distincts du sol (la strate herbacée jusqu'à 1 m, la strate arbustive jusqu'à 3-4 m de profondeur).

Couche limite atmosphérique et météorologie

Les données obtenues sur le réseau des 12 stations automatiques mises en place sur le degré-carré pendant la Période d'Observation Intensive ont été analysées par le CNRM. Les premiers résultats (GOUTORBE *et al*) donnent une vision cohérente des hétérogénéités à l'intérieur de cette zone. La base de données ainsi constituée peut être utilisée pour la modélisation de moyenne échelle et la télédétection.

Télédétection

MAGAGI et KERR ont montré les possibilités de suivi de l'état des surfaces continentales à partir du diffusiomètre vent de ERS-1, avec la séparation, à partir d'un modèle semi-empirique, entre l'effet de la végétation et celui du sol.

Il a été démontré (CHANZY *et al*) qu'il est possible de restituer l'humidité de surface en utilisant le radiomètre basse fréquence PBMR à 1,4 Ghz, et que Portos est sensible à la présence de la végétation, même à la fréquence la plus basse (5,1 Ghz).

Dans ce cas, l'inversion d'un modèle simple permet d'accéder à l'humidité de surface. D'une manière générale, en jouant sur les fréquences possibles, la polarisation et l'inclinaison de l'antenne, il est possible de séparer les effets de la végétation de ceux du sol.

Par ailleurs, les travaux de LHOMME *et al* préparent la voie à l'utilisation de l'infrarouge thermique pour l'estimation des flux de chaleur sensible sur couvert épars.

BILAN PROVISOIRE

C'est après que les équipes impliquées dans l'expérience Hapex-Sahel ont travaillé sur leur domaine de compétence, entre autres pour l'élaboration d'une base de données utilisable par tous, que l'objectif d'intégration des flux à l'échelle des supersites et du degré carré peut être abordé de façon réaliste, avec la mise au point de nouvelles représentations des processus dans les modèles atmosphériques et hydrologiques (BRAUD *et al*, PASSERAT *et al*). Il est évident que c'est la démarche intégratrice et multidisciplinaire qui est la plus longue à mettre en place, et qu'elle dépend d'équipes fort sollicitées par ailleurs. Il est important d'en être conscient pour maintenir ou orienter un potentiel de recherche suffisant sur ces aspects : les spécialistes des divers domaines en sont persuadés, et incluent ces préoccupations dans leur démarche. Il est difficile de présenter un bilan provisoire de l'expérience Hapex-Sahel à partir de la seule participation française. Pourtant, la communauté française a couvert à peu près toute la thématique développée au cours de l'expérience Hapex-Sahel, à toutes les échelles spatiales, et a assuré l'essentiel des mesures à long terme.

Les données nécessaires pour effectuer la validation des modèles locaux de transfert de l'eau entre le sol, la végétation et l'atmosphère ont été réunies (BRAUD et al ; MAHFOUF et NOILHAN ; PASSERAT DE SILANS et al). Par contre, toutes les données d'humidité du sol obtenues lors des sondages neutroniques n'ont pas encore été exploitées. De même, les mesures de flux par avion ne sont pas toutes disponibles pour effectuer des comparaisons avec les mesures de flux au sol.

Des tentatives de spatialisation sur les supersites des modèles de transfert locaux ont été proposées (PASSERAT *et al*), à partir du modèle de NOILHAN et PLANTON (1989), en faisant appel au concept de Force-Restore pour la modélisation des transferts dans le sol, et en utilisant une technique d'agrégation faisant intervenir les conductances de chacune des unités.

De même, MAHFOUF et NOILHAN ont utilisé les données acquises sur le site de savane du supersite central-est pour tester le modèle Isba, qui utilise un bilan d'énergie pour représenter le sol et la végétation (strates herbacée et arbustive) : le schéma Isba reproduit bien le cycle diurne des différentes composantes du bilan d'énergie.

La plupart des données élaborées par les différentes équipes sont actuellement disponibles dans la base de données, et peuvent être utilisées pour tester les possibilités des modèles d'intégration spatiale sur couverts hétérogènes, à l'échelle du supersite et du degré carré, en tenant compte de la richesse relative des données disponibles selon les sites, avec la définition de paramètres agrégés pour les caractéristiques du sol et de la végétation, afin d'estimer le flux évaporatoire du degré carré, grâce aux mesures aéroportées.

D'autre part, les sites de l'expérience se révèlent de bons bancs d'essai pour la modélisation unidimensionnelle des échanges sol-végétation-atmosphère. Une hiérarchie de modèles sont utilisés, décrivant de façon détaillée les transferts dans les sols (Sispat au LTHE), ou bien prenant en compte les deux strates de végétation, avec les contribution de l'INA-PG (TUZET *et al*) et de l'Orstom (LHOMME *et al*). Ces études détaillées débouchent sur une meilleure calibration du schéma de surface plus facilement spatialisable, et qui est couplé avec un schéma de couche limite.

L'extension spatiale de la mesure nécessite une bonne connaissance de la végétation et des sols (propriétés et contenu en eau). Le premier point est bien traité dans l'expérience. Le second est plus difficile, et l'évaporation calculée par les modèles est bien entendu sensible à l'humidité de surface. C'est pourquoi l'accent a été mis sur l'utilisation des micro-ondes.

10

Si des déterminations de l'humidité de surface des sols par radiométrie microonde sont déjà disponibles, il est par contre trop tôt pour utiliser ces résultats en modélisation, ou pour comprendre quels sont les paramètres du sol à prendre en compte pour réaliser l'extension spatiale.

STRATÉGIES D'ÉCHANTILLONNAGE ET ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION RÉELLE PAR LA MÉTHODE DU BILAN HYDRIQUE AU SOL

P. BERTUZZI¹, L. BRUCKLER¹ ET A. CHANZY¹

Résumé

Ce travail évalue les conséquences du choix de différentes stratégies d'échantillonnage de la teneur en eau du sol sur la mesure de l'évapotranspiration réelle journalière et cumulée, à l'échelle d'une parcelle cultivée, par la méthode du bilan hydrique au sol. Les données expérimentales de base proviennent du suivi du bilan hydrique d'une culture de soja. Quatre sites tensio-neutroniques (couche de sol 0,0-1,6 m) ont été équipés et suivis au pas de temps journalier sur une durée de 90 jours après le semis. La variabilité des données expérimentales du bilan hydrique est utilisée dans une procédure de simulation stochastique. C'est à partir de cette simulation stochastique que sont comparées quatre stratégies d'échantillonnage de la parcelle :

stratégie 1 : suivi de 10 sites tensio-neutroniques fixes au cours de la campagne de mesure ;

stratégie 2: suivi de 10 sites tensio-neutroniques fixes au cours de la campagne de mesure, avec une amélioration de la détermination du bilan hydrique dans la couche 0,00-0,20 m par un échantillonnage journalier et destructif de 10 profils par gravimétrie ;

stratégie 3 : suivi de 10 sites tensio-neutroniques fixes au cours de la campagne de mesure, avec une amélioration de la détermination du bilan hydrique dans la couche 0,00-0,20 m sur chaque site fixe. La différence avec la stratégie 2 réside dans la non prise en compte de la variabilité spatiale introduite par l'échantillonnage destructif de 10 profils gravimètriques ;

¹Inra, Unité de Sciences du sol, Domaine Saint Paul, Site Agroparc, 84914 Avignon cedex 9.

stratégie 4 : suivi de 10 sites tensio-neutroniques au cours de la campagne de mesure. Cette stratégie diffère de la stratégie 3 uniquement par le changement journalier de sites.

Les résultats obtenus montrent que la variabilité spatio-temporelle de l'ETR journalière est importante. Elle varie entre +/- 1 mm.j⁻¹ à +/- 3 mm.j⁻¹ selon la stratégie d'échantillonnage utilisée. Les stratégies 1 et 2 sont les plus défavorables. La plus faible variabilité est obtenue avec la stratégie 4 qui est néanmoins la plus inadaptée en pratique. La stratégie 3 constitue le meilleur compromis entre la précision attendue de l'estimation de l'ETR et les conditions expérimentales de faisabilité.

INTRODUCTION

Les mesures de l'évapotranspiration réelle (ETR), à différentes échelles d'espace et de temps constituent souvent des mesures de référence utilisées comme variables de calage ou de validation pour la mise au point de modules hydriques de modèles agrométéorologiques (BRISSON *et al.*, 1992) ou de modèles mécanistes de transfert d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère (CAMILLO *et al.*, 1983; CHOUDHURY et MONTEITH, 1988; WITONO et BRUCKLER, 1989).

Trois grands groupes de méthode, s'appliquant aux trois compartiments différents du continuum sol-plante-atmosphère, sont couramment utilisés :

- dans les basses couches de l'atmosphère, les méthodes microclimatiques, basées sur la mesure des échanges turbulents de masse et de chaleur (PERRIER *et al.*, 1975; REICOSKY et PETERS, 1977; ITIER, 1981; PAL ARYA, 1988);
- dans le couvert végétal, les méthodes physiologiques, basées sur des techniques de fluxmètrie qui permettent une mesure directe de l'ETR, supposée limitée dans ce cas à la transpiration des plantes (SAKURATANI, 1981 ; VALANCOGNE et NASR, 1989).
- --- dans le sol, le bilan hydrique qui utilise les techniques d'humidimètrie neutronique et de tensiomètrie. (DAUDET et VACHAUD, 1977 ; VACHAUD et al., 1978).

Parmi toutes ces méthodes, il n'existe pas une méthode universelle, de référence applicable dans toutes les situations expérimentales et à toutes les échelles (SHARMA, 1985). Chacune présente ses avantages et ses inconvénients. Dans cette étude, nous nous intéressons plus particulièrement au cas du bilan hydrique dans le sol. Un des principaux inconvénients de cette méthode résulte du caractère local du bilan effectué au voisinage du site neutronique. La mesure de l'ETR par cette méthode, à l'échelle d'une parcelle cultivée, dépend de la stratégie d'échantillonnage (PEYREMORTE *et al.*, 1972 ; DUNIN et ASTON, 1981 ;

RAMBAL et al., 1984 ; VAUCLIN et al., 1984). Elle implique la multiplication du nombre de sites neutroniques afin de prendre en compte la variabilité spatiale de la teneur en eau et des propriétés hydrodynamiques dans le sol. Dans la pratique, cette multiplication du nombre de sites n'est pas toujours compatible avec la durée nécessaire pour les mesures et les moyens humain ou matériel disponibles. De nombreux travaux ont été publiés pour décrire la variabilité spatiale de la teneur en eau et des propriétés hydrodynamiques (NIELSEN et al., 1973 ; GAJEM et al., 1981). Néanmoins, il existe, à ce jour, peu de travaux s'intéressant à décrire directement la variabilité spatiale de l'ETR. Récemment deux articles publiés par VANDERAVERE et al. (1994) décrivent une méthode d'analyse de l'erreur locale et spatiale de l'ETR basée sur une procédure statistique classique d'analyse de la décomposition de la variance associée aux termes du bilan hydrique. Nous avons eu recours à une autre démarche, de type stochastique, afin :

- de simuler les variations spatio-temporelles des teneurs en eau volumique dans le sol et du flux d'eau en profondeur à la base de la couche de sol explorée;
- et d'évaluer les conséquences de cette variabilité sur la mesure de l'ETR, en fonction du choix de la stratégie d'échantillonnage et des techniques de mesure utilisées sur la mesure journalière et cumulée de l'ETR.

PROCÉDURE DE SIMULATION

OBJECTIF

L'objectif de la procédure de simulation est de générer chaque jour, en 1 000 sites supposés régulièrement répartis sur la parcelle :

— les teneurs en eau (θ) à différentes profondeurs entre la surface du sol

- et le fond de la couche de sol explorée ;
- le flux d'eau (q_{max}) en profondeur.

La procédure suppose que la moyenne et la variance des grandeurs (θ , q_{zmax}) sont des estimateurs sans biais des « vraies » moyenne et variance observées expérimentalement. La variabilité spatiale, supposée isotrope et aléatoire, est décrite par une loi normale. Cette hypothèse n'est généralement pas vérifiée. Néanmoins, sur le site étudié dans le cadre d'une autre expérimentation (relief plat, même technique de préparation du sol et d'apport d'eau), il a été montré, pour une couche de sol [0,0 - 0,2 m], que les distributions des teneurs en eau et des densités sèches (maillage triangulaire de 52 points sur la parcelle) étaient aléatoires (BERTUZZI *et al.*, 1987).

Pour la teneur en eau (θ), la procédure de simulation commence après chaque apport d'eau, par le tirages de 1000 probabilités [p(i)] générées sur un loi normale centrée et réduite. Ensuite, chaque jour, on utilise la moyenne (μ) et l'écart-type (σ) observés expérimentalement à chaque profondeur pour simuler le champ de 1 000 teneurs en eau (θ_i) par la relation :

$$\theta(i) = p(i). \ \mu + \sigma$$

Il a été observé expérimentalement la persistance du classement des sites en fonction de l'état d'humectation initial du profil. Au cours du dessèchement, les sites les plus secs restent les plus secs, les plus humides restent les plus humides. Nous avons pris en compte ce fait en imposant, quelle que soit la profondeur, la même probabilité p(i) au cours du dessèchement du sol.

Nous avons appliqué la même procédure pour le flux en profondeur (q_{max}) .

Choix des stratégies

Quatre stratégies ont été retenues :

stratégie 1 : suivi de 10 sites tensio-neutroniques fixes au cours de la campagne de mesure ; les mesures de teneurs en eau sont réalisées à partir de 0,15 m jusqu'à 1,55 m avec un pas d'échantillonnage de 0,10 m ;

stratégie 2: suivi de 10 sites tensio-neutroniques fixes au cours de la campagne de mesure, avec une amélioration de la détermination du bilan hydrique dans la couche 0,00–0,20 m par un échantillonnage journalier et destructif de 10 profils par gravimétrie (9 couches 0,00-0,01, 0,01-0,02, 0,02-0,03, 0,03-0,04, 0,04-0,05, 0,05-0,07, 0,07-0,10, 0,10-0,15 et 0,15-0,20 m);

stratégie 3 : suivi de 10 sites tensio-neutroniques fixes au cours de la campagne de mesure, avec une amélioration de la détermination du bilan hydrique dans la couche 0,00-0,20 m sur chaque site fixe. La différence avec la stratégie 2 réside dans la non prise en compte de la variabilité spatiale introduite par l'échantillonnage destructif de 10 profils gravimètriques ;

stratégie 4 : suivi de 10 sites tensio-neutroniques au cours de la campagne de mesure. Cette stratégie diffère de la stratégie 3 uniquement par le changement journalier de sites.

La procédure de simulation utilisée interdit la réutilisation d'un site déjà exploité quelle que soit la stratégie étudiée.

MATÉRIEL ET MÉTHODE

L'expérimentation a été réalisée sur le site de Poirson (parcelle de 0,3 ha) de l'Institut national de la recherche agronomique à Montfavet. Le sol est de texture limono-argileuse (27 % argile et 62 % de limon). Une culture de soja a été semée et le bilan hydrique a été suivi au pas de temps journalier pendant 73 jours après le semis, puis avec un pas de temps croissant de 2 à 4 jours jusqu'à la récolte (93^{ème} jour après le semis). L'alimentation hydrique de la culture a été assurée principalement par irrigation par aspersion (au total 228,7 mm d'eau en 5 apports principaux). La pluie naturelle ne représente que 17 % des apports totaux.

La parcelle expérimentale est divisée en trois sous-parcelles de surface égale (figure 1). Sur la parcelle centrale, quatre sites tensio-neutroniques ont été installés. Chaque site comprend un tube d'accès neutronique et de 15 tensiomètres (manomètre à mercure) en position circulaire à un rayon de un mètre autour du tube. Les mesures neutroniques sont réalisées de 0,15 m à 1,55 m, avec un pas de résolution de 0,1 m. La sonde à neutrons utilisée a été étalonnée sur le terrain. La précision des teneurs en eau est de environ 0,016 - 0,018 m³.m⁻³.



Figure 1 : Le dispositif exprimental.

X^e journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994

Pour connaître plus précisément la contribution des couches de surface [0,00-0,20 m] dans la variation de stock journalière, 8 profils gravimètriques ont été réalisés quotidiennement sur les parcelles latérales, selon un plan d'échantillonnage préalablement établi. Chaque profil est composé de 9 prélèvements de sol (9 couches 0,00-0,01, 0,01-0,02, 0,02-0,03, 0,03-0,04, 0,04-0,05, 0,05-0,07, 0,07-0,10, 0,10-0,15 et 0,15-0,20 m). La teneur en eau volumique (θ) est calculée grâce à l'utilisation du profil moyen de masse volumique sèche qui à été mesuré à l'aide d'une sonde gamma-transmission (BERTUZZI *et al.*, 1987).

La figure 2 décrit la variation temporelle de la teneur en eau volumique moyenne au cours du temps à trois profondeurs. La première profondeur (z = 0,005 m) correspond à des prélèvement gravimètriques destructifs. Les deux autres profondeurs (z = 0,25 m et z = 1,05 m) correspondent aux mesures neutroniques. Les barres verticales visualisent la variabilité des mesures (+/- un écart-type calculé à partir des répétitions des mesures). Elle varie de 0,01 à 0,06 m³.m⁻³. Elle est plus élevée pour les couches de surface et diminue globalement avec la profondeur. Pour la profondeur z = 1,05 m, on remarque une augmentation de cette variabilité entre les jours 55-72. Cette augmentation est sans doute consécutive à l'approfondissement du système racinaire par ailleurs contrôlé au cours de l'expérimentation par des observations de grilles racinaires et des prélèvements à la tarière crantée.



Figure 2 :

Moyenne et écart-type des teneurs en eau à trois profondeurs en fonction du temps.

18

La figure 3 décrit les variations temporelles respectives du flux en profondeur (q_{zmax}) et de l'ETR. Le flux en profondeur (q_{zmax}) a été calculé par la loi de Darcy, après le calage de la relation conductivité hydraulique-teneur en eau [K(θ)] pour chaque site à la profondeur z=1,55 m et à partir des données tensiométriques des deux tensiomètres les plus profonds (z=1,35 m et z=1,55 m). Les flux positifs correspondent à du drainage en profondeur, les flux négatifs à des remontées capillaires. L'ETR est déduite de l'équation classique du bilan hydrique. Il faut noter que ces deux flux (ETR, q_{zmax}) présentent une forte variabilité, généralement supérieures à +/- 1 mm.j⁻¹.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

La figure 4 présente un exemple de champ de données journalières issues de la simulation de référence (1 000 sites) pour la teneur en eau (θ), le flux en profondeur (q_{zmax}) à 1,55 m et l'ETR. Les figures 5 et 6 décrivent les variations temporelles des ETR journalières et cumulées de la simulation de référence (trait plein) et des ETR obtenues pour les 4 stratégies (symbole +). La figure 7 présente la comparaison des ETR journalières entre elles. La valeur « r » correspond au coefficient de corrélation, la droite en trait plein à la première bissectrice et la droite en tirets à la régression linéaire entre variable. L'analyse de l'ensemble des figures 5, 6, 7 montre que :

— la stratégie 1 qui correspond à un protocole classique, couramment utilisé dans la pratique, donne les plus mauvais résultats par rapport à la simulation de référence. Les ETR journalières sont globalement sous-estimées induisant une diminution de plus de 50 mm de l'ETR cumulée. Après la ré-humectation du sol en surface, dans la couche 0,00-0,20 m, le calcul de la variation de stock qui utilise la mesure neutronique à 0,15 uniquement est surestimé. Il ne prend pas en compte l'évaporation du sol dans les premiers centimètres et l'ETR calculée est alors sous-estimée ;

— la stratégie 2 donne des résultats globalement non biaisés. L'ETR cumulée est proche de l'ETR de référence et la pente de la relation linéaire est voisine de 1. Néanmoins, on constate une forte variabilité des ETR journalières d'un jour à l'autre, par rapport à la simulation de référence. Elle est expliquée par l'effet « variabilité spatiale » engendré par l'échantillonnage destructif journalier des teneurs en eau gravimétriques dans la couche [0,00-0,20 m].

— la stratégie 3 apparaît être le meilleur compromis entre les conditions de gestion d'un tel dispositif de terrain et la nécessité d'obtenir une bonne précision des mesures d'ETR. Néanmoins, elle suppose l'utilisation de capteurs automatiques d'humidité à résolution verticale fine. L'intérêt métrologique accru vers les méthodes capacitives et réflectométriques temporelles a permis le développement de capteur répondant aux besoins (GAUDU et al., 1993).

— la *stratégie 4* fournit les résultats les plus proches de la simulation de référence. Néanmoins, sur le plan pratique, elle n'est pas réaliste.



Figure 3 : Les flux en profondeur (q_{max}) et ETR moyens en fonction du temps.







Evapotranspiration (mm.j-1) Moy=8.74 Ectp=0.40 Min=7.63 Max=9.84

Figure 4 : Un exemple de simulation de champs de teneur en eau (θ), flux en profondeur (q_{zmax}) et ETR journalières sur une grille régulière de 1 000 sites.



Figure 5 : Comparaison de 4 stratégies, ETR journalières en fonction du temps.



Figure 6 : Comparaison de 4 stratégies, ETR cumulées en fonction du temps.



Figure 7 : Comparaison de 4 stratégies, ETR de réference et ETR simulées.

CONCLUSION

Ce travail de simulation a montré l'importance du choix de la stratégie d'échantillonnage sur l'estimation de l'ETR. Les résultats les plus précis et les moins biaisés sont obtenus avec un protocole, non réaliste sur le plan pratique, d'un échantillonnage quotidien de 10 sites (stratégie 4). Sur le plan méthodologique et métrologique, il confirme :

- l'intérêt de l'utilisation de capteurs automatiques d'humidité surtout pour les couches de surface (stratégie 3);
- la difficulté d'obtenir avec la méthode du bilan hydrique des mesures de l'ETR journalière avec une erreur inférieure à 1 mm dans le meilleur des cas.

Ces résultats ont été obtenus en supposant que la variabilité spatiale des teneurs en eau et du flux en profondeur est isotrope et aléatoire. Le travail sur ce point est encore inachevé et devra être complété par l'étude de champs de données spatialement corrélés en utilisant, par exemple, la méthode des bandes tournantes.

BIBLIOGRAPHIE

- BERTUZZI P., BRUCKLER L., GABILLY Y., et GAUDU J.C., 1987. Calibration, field testing, and error analysis of a gamma-ray probe for *in situ* measurement of dry bulk density. Soil Sci 144 : 425-436.
- BRISSON N., SEGUIN B., BERTUZZI P., 1992. Agrometeorological soil water balance for crop simulation models. *Agric. For. Meteorol.* 59 : 267-287.
- CAMILLO P.J., GURNEY R.J., SCHMUGGE T.J., 1983. A soil et atmospheric boundary layer model for evapotranspiration et soil moisture studies. *Water Resour. Res. 19*: 371-380.
- CHOUDHURY B.J., MONTEITH J.L., 1988. A four-layer model for heat budget of homogeneous let surfaces. Q. J. R. Meteorol. Soc. 114: 373-398.
- DAUDET F.A., VACHAUD G., 1977. La mesure neutronique du stock d'eau et de ces variations. Application à la détermination du bilan hydrique. Ann. agron. 28: 503-519.
- DUNIN F.X., ASTON A.R., 1981. Spatial variability in the water balance of an experimental catchment. Austr. J. Soil Res. 19: 113-120.
- GAJEM Y.M., WARRICK A.W., MYERS D.E. 1981. Spatial dependence of physical properties of a typic torrifluvent soil. Soil Sci. Soc. Am. J. 45: 709-715.
- GAUDU J.C., MATHIEU J.M., FUMANAL J.C., BRUCKLER L., CHANZY A., BERTUZZI
 P., STENGEL P., GUENNELON R., 1993. Mesure de l'humidité des sols par une méthode capacitive : analyse des facteurs influençant la mesure. Agronomie, 13 : 57-73.
- ITER B., 1981. Une méthode simple pour la mesure de l'évapotranspiration réelle à l'échelle de la parcelle. Agronomie 10 : 869-876.
- NIELSEN D.R., BIGGAR J.W., ERH K.T., 1973. Spatial variability of fieldmeasured soil water properties. *Hilgardia* 42: 215-260.

- PAL ARYA S., 1988. Introduction to micrometeorology. *Academic Press* Inc., Harcourt Brace Jovanovich, Publishers, San Diego, USA.
- PERRIER A., ITIER B., BERTOLINI J.M., BLANCO DE PABLOS A., 1975. Mesure automatique du bilan d'énergie d'une culture, exemples d'application. *Ann. agron. 26* : 19-40.
- PEYREMORTE P., PHILIPPEAU G., MARCESSE J., 1972. Optimization of sampling for determining water balances in let under crops by means of neutron moisture meters. In Proceedings of symposium on the use of isotopes et radiation in research on soil-plant relationships including applications in forestry, December 13-17, Vienna (Austria), *I.A.E.A.-SM-*51: 631-647.
- RAMBAL S., IBRAHIM M., RAPP M., 1984. Spatial variability of changes of soil water storage under a forest stet: Application to the optimization of a water balance measurement network. *Catena 11*: 177-186.
- REICOSKY D.C., PETERS D.B., 1977. A portable chamber for rapid evapotranspiration measurement on field plots. Agron. J. 69: 729-732.
- SAKURATANI T., 1981. A heat balance method for measuring water flow in the stem of intact plants. J. Agric. Met. 37: 9-17.
- SHARMA M.L., 1985. Estimating evapotranspiration. In Advances in irrigation, Academic Press, Orleto, Florida (USA), 3: 213-281.
- STONE L.R., HORTON M.L., OLSON T.C., 1973. Water loss from an irrigated sorghum field: II. Evapotranspiration et root extraction. Agron. J. 65: 495-497.
- VACHAUD G., DANCETTE C., SONKO S., THONY J.L., 1978. Méthode de caractérisation hydrodynamique d'un sol saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. Ann. agron. 29 : 1-36.
- VALANCOGNE C., NASR Z., 1989. Une méthode de mesure du débit de sève brute dans les petits arbres par bilan de chaleur. Agronomie 9 : 609-617.

- VANDERVAERE J.P., VAUCLIN M., HAVERKAMP R., CUENCA R.H., 1994. Error analysis in estimating soil water balance of irrigated fields during the EFEDA experiment: 1. Local standpoint. J. Hydrol. 156: 371-388.
- VANDERVAERE J.P., VAUCLIN M., HAVERKAMP R., CUENCA R.H., 1994. Error analysis in estimating soil water balance of irrigated fields during the EFEDA experiment: 2. Spatial standpoint. J. Hydrol. 156: 351-370.
- VAUCLIN M., HAVERKAMP R., VACHAUD G., 1984. Error analysis in estimating soil water content from neutron probe measurements: 2. Spatial stetpoint. *Soil Sci. 137*: 141-148.
- WITONO H., BRUCKLER L., 1989. Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modeling. I. Field validation of water flow model. *Water Resour. Res.* 25 : 2423-2435.



L'ÉVAPORATION PENDANT LA SAISON HUMIDE AU SEIN D'UN SOL SABLEUX DE LA RÉGION DE NIAMEY (NIGER)

J. LE FÈVRE¹, M. LAMOTTE¹, C. PEUGEOT^{2,3}

Résumé

L'évaporation de l'eau au sein d'un sol sableux et nu de la région de Niamey est étudiée au cours de la saison humide (saison des principales cultures). Une mesure simultanée de la teneur en eau du sol à l'aide d'une sonde TDR et du potentiel total de l'eau à l'aide de tensiomètres à mercure est mise en œuvre. L'analyse des profils de la teneur en eau et du potentiel total permet de déterminer la profondeur atteinte par le flux évaporatoire puis la quantité d'eau évaporée pendant une journée. Les mesures effectuées lors de périodes non pluvieuses ayant duré environ une semaine chacune. Les résultats montrent que la lame d'eau évaporée varie entre 1 et 2 mm/j et que le flux évaporatoire peut atteindre 35 cm de profondeur. L'évaporation peut ainsi provoquer un assèchement rapide du sol sur plusieurs décimètres de profondeur. De plus les lames d'eau évaporées dans un sol à surface encroûtée ou sarclée sont équivalentes. Néanmoins, le sol sarclé perd environ un millimètre d'eau de plus que le sol encroûté au cours de la première journée qui suit une averse.

¹Orstom, B.P. 11416, Niamey, Niger.

²Orstom, B.P. 5045, 34032 Montpellier cedex, France.

³LTHE, BP 53, 38041 Grenoble cedex, France.

ABSTRACT

The soil water evaporation in a sandy soil is estimated during the wet season (region of Niamey, Niger). The method is based on the monitoring of the change of water storage in the soil. TDR probes and mercury tensiometers are used simultaneously to measure soil water content and soil water pressure respectively. The study is carried out during two periods without rain (approximatively a week). It is shown that the evaporation concerns the first 35 cm of soil. The water loss is 1-2 mm/d, whereas the water content does not exceed 35 mm in the first 35 cm. A comparison between a crusted soil surface and a weed controled soil surface shows a difference in the first 24 hours after it has rained. The hoed soil looses approximatively 1 mm more water than the crusted soil.

INTRODUCTION

Au Niger, les sols sableux qui couvrent environ les trois quarts du territoire constituent le principal support des cultures vivrières (GAVAUD, 1968). Au cours de la saison humide, leur mise en culture se pratique en effectuant un ou plusieurs sarclage après le semis. Ce sarclage vise à augmenter l'infiltration de l'eau lors des averses en détruisant les croûtes formées à la surface des sols, et à éliminer la strate herbacée dont la consommation hydrique est en compétition avec celle des cultures (CASENAVE et VALENTIN, 1989). De nombreuses études sont consacrées au fonctionnement hydrique de ces sols sableux qui sont peu fertiles et où la disponibilité en eau est une contrainte majeure pour la production agricole (SIVAKUMAR et WALLACE, 1991 et WALLACE et al., 1991). L'objectif de l'étude est d'estimer l'évaporation dans les premiers décimètres d'un sol sableux dont la surface nue est encroûtée ou sarclée. Les mesures concernent les périodes de forte dessiccation qui existent entre les évenements pluvieux de la saison humide de la région de Niamey. Les mesures concernent un sol dont la surface est soit encroûtée, soit sarclée, de manière à étudier l'effet du sarclage sur l'évaporation (LE FÈVRE, 1993). Les méthodes qui sont couramment utilisées pour estimer l'évaporation sont de trois types (VACHAUD et al., 1991). Les méthodes bioclimatiques permettent d'estimer l'évapotranspiration réelle sur des surfaces homogènes de l'ordre d'un hectare, sans connaître les volumes de sol qui sont concernés par l'évaporation. Les méthodes lysimétriques imposent des conditions de laboratoire (manipuler des volumes de sol non remaniés et appliquer à la base des lysimètres une pression identique à celle enregistrée dans le sol). Enfin les méthodes utilisées ici, elles sont basées sur l'analyse des profils de la teneur

en eau et du potentiel total de l'eau du sol (VACHAUD *et al.*, 1978). Elles nécessitent de déterminer la profondeur atteinte par le flux évaporatoire à un instant donné et de connaître la quantité d'eau évaporée entre deux instants.

MATÉRIELS ET MÉTHODES

PRÉSENTATION RÉGIONALE

L'étude est effectuée à 65 km de Niamey vers l'ENE, non loin du village de Banizoumbou (latitude 13°31'8'N, longitude 2°39'5'E et altitude 220 mètres environ). L'aridité est le caractère dominant du climat. Une courte saison humide succède à une saison sèche qui dure 8 à 9 mois. Les précipitations se caractérisent par une movenne annuelle de 600 mm avec une varaibilité interannuelle de 25 % (station de Niamey-aéroport, 1951-1980). La température moyenne journalière présente un minimum en décembre-janvier (24°C) et un maximum en avril (35°C), la moyenne annuelle des températures est de 30°C. L'évapotranspiration calculée ETc (Penman) est très forte avec une moyenne annuelle de 2 270 mm. Enfin, l'insolation est également très élevée, voisine de 9i/jour (Sivakumar et al. 1993). Deux principaux types d'unités morphologiques se distinguent dans le paysage (GAVAUD, 1977; COURAULT et al., 1991; NAGUMO, 1992): des plateaux qui s'interrompent brutalement avec un escarpement et des versants disposés depuis l'interruption des plateaux jusqu'aux talwegs. Des horizons ferrugineux indurés développés au sein de la couverture sédimentaire du Continental terminal (Oligocène - Miocène) constituent l'ossature des plateaux (GREIGER, 1957 ; MACHENS, 1973 ; GAVAUD, 1977). Par ailleurs, des matériaux sableux (dépôts dunaires du Quaternaire) sont disposés de manière généralisée sur les versants comme sur les plateaux (GAVAUD et BOULET, 1967). L'aridification et les pratiques culturales ont conduit au développement des steppes arbustives à épineux qui dominent actuellement. Les sols sont occupés par des jachères et des cultures traditionnelles (principalement de mil).

DESCRIPTION DU SITE D'ÉTUDE

Le sol étudié est développé au sein d'un matériau sableux recouvrant localement la surface d'un plateau. Ce matériau constitue une dune aplanie dont les versants ont une pente de l à 2 %. Le site de mesure est installé sur l'un des versants (LE FÈVRE, 1993). Selon que la surface du sol a subi ou non un sarclage, les micro-organisations superficielles suivantes sont observées⁽¹⁾. Pour le sol encroûté, une croûte d'érosion constituée d'un microhorizon limono-sableux, épais de 1 à 2 mm, cohérent, faiblement poreux est disposée en continu à la surface du sol. Pour le sol sarclé, l'assemblage des agrégats anguleux façonnés par le sarclage rend la surface du sol irrégulière et développe une forte porosité.

⁽¹⁾La terminologie fait référence aux travaux de Valentin (1981, 1989) et de CASENAVE et VALENTIN (1989).

Le sol présente des horizons sablo-limoneux, de structure massive reposant à 1,30 mètres de profondeur sur un horizon ferrugineux massif et très cohérent. Les horizons sablo-limoneux sont peu différenciés (tableau 1). Les mesures de teneur en eau réalisées à l'aide d'une sonde à neutron (Galle, non publié) montrent que pour un sol à surface encroûtée la teneur en eau pendant la saison sèche varie de 2 à 4 % sur toute l'épaisseur des horizons sableux (tableau 2). Au cours de la saison humide, l'humectation concerne les horizons situés jusqu'à 1,20 mètres de profondeur. La teneur en eau maximale est de 13 % à proximité de la surface du sol et de 6 % à 1,20 mètres de profondeur (pour un sol à surface encroûtée).

Prof.	Horizon	Teinte	da	Α	L	S	С	pН	FeL	FeT	0	0	0
											22/08.	29/9.	31/5.
[1]		[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]	[8]	[9]	[10]	[11]	[12]	[13]
0-10	sable fin humifère	7,5YR4/6	1,66	7	2	91	1,6	4,8	0,5	0,6			
10-20	sable fin		1,61	7	2	91	1,6	4,8	0,5	0,7	12,5	4,5	2,5
20-30	peu	5YR4, 5/6	1,52	9	1	90	1,5	4,8	0,7	0,9	12,5	5,8	2,1
30-40	humifère		1,53	11	2	87	1,5	4,8	0,7	0,9	10,5	6,7	2,5
40-70											5,5	6,8	3,5
70-100	sable fin	5YR5/8	1,53	12	3	85	1,1	4,9	0,7	0,9	3,2	6,1	3,2
100-130											3,5	4,5	3,5
130-160	Cuirasse	10YR6/8											
	fermoineuse	2.5YR2/4											

 Tableau 1

 Principales caractéristiques du sol étudié

Profondeur (cm), [2] Teinte Munsell (état humide), [3] Densité apparente (mesurée à l'aide de cylindres),
 [4] Teneur en argile (g/100g), [5] Teneur en limon (g/100g), [6] Teneur en sable (g/100g), [7] Teneur en carbone organique - Méthode Anne (g/1000 g), [8] pH eau, [9] Fer libre - Méthode Mehra Jackson (g/100g),
 [10] Fer total (g/100g), [11] Teneur en eau le 22/8/1992 (cm3/100cm3), [12] Teneur en eau le 29/09/1992 (cm3/100cm3), [13] Teneur en eau le 31/5/1993 (cm3/100 cm3)

Tableau 2Stock d'eau (mm) du sol encroûté et du sol sarclé (pour la tranche de sol
entre 5 et 35 cm de profondeur)

Date	08/7	09/7	10/7	11/7	12/7	13-Jul
Sol encroûté	32,9	28	25,6	24,9	23,8	22,8
Sol sarclé	33,4	30,3	27,5	26,1	24,9	23,8

INSTRUMENTATION DU SITE

L'évaporation de l'eau dans le sol est estimée en étudiant la variation de la teneur en eau et de la charge hydraulique, ces deux grandeurs étant enregistrées simultanément à différentes profondeurs (*méthode du bilan*, VACHAUD *et al.*, 1978). Les profils de teneur en eau permettent de calculer la variation du stock d'eau. L'analyse des profils de charge hydraulique amène à distinguer En s'inspirant de la méthode du bilan (VACHAUD *et al.*, 1978), la teneur en eau et le

30

potentiel total de l'eau sont enregistrés simultanément à différentes profondeurs. La variation du stock d'eau entre deux mesures est calculée à partir des profils de teneur en eau. L'analyse des profils de potentiel total permet de définir graphiquement la profondeur maximale atteinte par le flux évaporatoire (cote du plan de flux nul défini par dH/dZ=0, H étant le potentiel total et Z la profondeur). Selon le protocole adopté, deux dispositifs identiques sont mis en place dans le sol humecté par la pluie. Pour l'un, la surface du sol reste encroûtée ; pour l'autre, la surface est sarclée (après l'installation du dispositif puis après chaque pluie). La teneur en eau volumique du sol est déterminée à l'aide d'une sonde TDR (Soil Moisture Corp., 1989). Chaque détermination nécessite de connecter l'appareil à une paire de tiges en acier inoxydable, longues de 60 cm, horizontales et équidistantes. Ces tiges, appelées guides d'onde sont installées à différentes profondeurs (5, 8, 11, 15, 20, 26 et 35 cm) en les enfonçant à partir de la paroi d'une fosse (figure 1). Elles restent en place pendant toute la durée de l'expérience. Lors du démontage de l'instrumentation, on a procédé à des mesures de teneur en eau à l'aide de la sonde TDR et à partir d'échantillons (teneur en eau déterminée par perte de poids après 48 h dans une étuve à 105°C et densité apparente à l'aide de cylindres de 100 cm³). Une courbe d'étalonnage a ainsi été obtenue (LE FÈVRE, 1993). Afin de déterminer le potentiel total de l'eau pour les mêmes profondeurs, des tensiomètres à mercure sont disposés dans des trous verticaux forés à l'aide d'une tarière. De plus, des microtensiomètres sont installés à 2 cm de profondeur (figure 1).



Figure 1 : Schéma du dispositif de mesure.

Résultats et discussion

L'étude a été réalisée au cours du mois de juillet 1993. Les événements pluvieux ont été les suivants : 8 mm le 6/7, 8 mm le 8/7, 15 mm le 14/7, 8 mm le 16/7, 33 mm le 19/7, 4 mm le 21/7 et 27 mm le 29/7. Les résultats présentés concernent les deux périodes non pluvieuses observées après les événements du 8/7 et du 21/7.

ANALYSE D'UNE PÉRIODE D'ÉVAPORATION

L'averse du 8/7 est suivie d'une période de six jours sans pluie. L'eau du sol est alors soumise aux effets de l'évaporation et du drainage (figures 2 et 3).

Dans le cas du sol encroûté, quelques heures après la pluie du 8/7, la teneur en eau varie entre 13 % à 5 cm de profondeur et 8 % à 35 cm (figure 2). Au bout de six jours, la teneur en eau diminue fortement en surface et moins sensiblement en profondeur (baisse de 5 % à 5 cm de profondeur et de 1 % à 35 cm). Le profil de potentiel total (figure 2), obtenu au même endroit et pour la même période, montre qu'un fllux évaporatoire se manifeste en-dessous de 5 cm de profondeur dès le lendemain de la pluie (9/7). Le profil de potentiel qui est présenté dans une gamme entre -50 et -200 mbar (figure 2) permet de déterminer la profondeur atteinte successivement par le flux évaporatoire : à 25 cm le 10/7 et à 34 cm le 13/7 (5 jours après la pluie).

L

Pour le sol sarclé, les premières mesures enregistrées après la pluie du 8/7 (figure 3) montrent que la teneur en eau varie entre 12 % (à 5 cm de profondeur) et 9 % (à 35 cm). Six jours après cette pluie, la teneur en eau a diminué de 5 % et de 1 % (respectivement à 5 et 35 cm de profondeur). Le flux évaporatoire descend progressivement après la pluie : à 15 cm le 9/7 et à 27 cm le 13/7 (5 jours après la pluie).

Les profils de teneur en eau enregistrés au début de la période de mesure sont plus homogènes pour le sol sarclé que pour le sol encroûté (figures 2 et 3). En revanche, les stocks d'eau sont du même ordre de grandeur pour les deux sols (tableau 2). Les mesures montrent que cinq jours après la pluie, la profondeur atteinte par le flux évaporatoire est du même ordre de grandeur pour les deux sols (34 cm dans le sol encroûté et 27 cm dans le sol sarclé).



Figure 2 : Sol à surface encroûtée (08/7 au 13/7/93). Profils du potentiel total et de la teneur en eau.



Sol à surface sarclée (08/7 au 13/7/93). Profils du potentiel total et de la teneur en eau.

ESTIMATION DE LA LAME D'EAU ÉVAPORÉE AU COURS DE DEUX PÉRIODES SANS PLUIE

La lame d'eau évaporée est estimée d'abord pour la période qui a suivi l'événement pluvieux du 8/7. Pour le sol encroûté, une évaporation se manifeste seulement 48 heures après la fin de la pluie alors que pour le sol sarclé une évaporation significative est enregistrée dès les premières 24 heures (figure 4). La lame d'eau évaporée entre le 8/7 et 13/7 est de 4 mm pour le sol encroûté et de 5,5 mm pour le sol sarclé. Cette différence est imputable à une vitesse d'évaporation plus lente dans le sol encroûté au début de l'assèchement (par la suite les vitesses d'évaporation sont équivalentes).



Figure 4 :

Lame d'eau évaporée entre le 08/7 et le 13/7/93 pour le sol encroûté et le sol sarclé.

La variation de la teneur en eau et de la charge hydraulique enregistrée après l'événement pluvieux du 21/7 est présentée sur la figure 5 pour le sol encroûté et sur la figure 6 pour le sol sarclé. Pour le sol encroûté, les profils hydriques obtenus après l'événement du 21/7 sont comparables à ceux qui ont suivi l'événement du 08/7 (figures 2 et 5). Dans le sol à surface sarclée, la teneur en eau varie faiblement avec la profondeur (figure 6). La lame d'eau évaporée au bout d'une semaine est de 5,5 mm pour le sol encroûté et de 7 mm pour le sol sarclé (figure 7). La différence correspond, là encore, à une plus grande vitesse d'évaporation pour le sol sarclé au cours de la première journée.


Figure 5 : Sol à surface encroûtée (22/7 au 29/7/93). Profils du potentiel total et de la teneur en eau.



Figure 6 : Sol à surface sarclée (22/7 au 29/7/93). Profils du potentiel total et de la teneur en eau.



Figure 7 : Lame d'eau évaporée entre le 22/7 et le 29/7/93 pour le sol encroûté et le sol sarclé.

CONCLUSION

Au cours de la saison humide, les événements pluvieux sont fréquemment espacés de plusieurs jours. Le sol humecté est alors soumis au phénomène d'évaporation et/ou de drainage. L'étude a permis d'estimer la lame d'eau évaporée au cours de deux périodes sans pluie ayant duré une semaine chacune. Le dispositif utilisé pour les mesures s'adapte particulièrement bien à un suivi du fonctionnement hydrique au sein d'horizons sableux peu épais et proches de la surface du sol. Les résultats obtenus montrent que la lame d'eau évaporée varie de 1 à 2 mm dans la tranche de sol considérée (5 à 35 cm de profondeur), l'évaporation peut y provoquer un assèchement rapide. La lame d'eau évaporée au cours d'une semaine sans pluie est du même ordre de grandeur pour un sol à surface encroûtée ou sarclée. Néanmoins, lors de la première journée après une pluie, le sol a surface sarclée perd environ 1 mm d'eau de plus que le sol à surface encroûtée présentant en surface une croûte structurale ou une croûte saline.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une collaboration entre l'Orstom -Niamey et l'Ensa - Rennes. Les auteurs remercient S. Galle, J.L. Rajot et C. Valentin (Orstom), C Cheverry, C. Gascuel-Odoux et C. Walter (Ensa) de leur soutien.

BIBLIOGRAPHIE

- BRESLER, E. et KEMPER, W.D., 1970. Soil water evaporation as affected by wetting methods and crust formation. *Soil Sc. Am. Proc.*, 34, 3-8.
- CASENAVE A., VALENTIN C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne. Didactiques, Orstom (Paris), 202 p.
- COURAULT D., D'HERBES J.M., VALENTIN C., 1991. Le bassin versant de Sama-Dey. Premières observations pédologiques et phytoécologiques. Rapport multigraphié (Orstom, Paris), 31 p.
- DOMBY C.W., KOHNKE H., 1956. The influence of the soil crust on gazeous diffusion. Soil Sci. Am. Proc., 20, 1, 1-5
- GALIZZI F.A., PEINEMANN N., 1989. Soil surface salty crusts and water loss by evaporation. *Soil Sci. Soc. J.*, 53, 1605-1607.
- GAVAUD M., 1968. Les sols bien drainés sur matériaux sableux du Niger. *Cah. Orstom, sér. Pédol.*, 6, 3-4, 277-307.
- GAVAUD M., 1977. Les grands traits de la pédogenèse du Niger méridional. Trav. et Doc. Orstom, 76, 102 p.
- GAVAUD M., BOULET R., 1967. Carte pédologique de reconnaissance de la République du Niger. Feuille à 1/50 000. Orstom (Dakar).
- GREIGER J., 1957. Introduction à la connaissance hydrogéologique du bassin occidental du Niger. Dir. Fed. Mines et Géol., multigraphié (Dakar)
- LE FÈVRE J., 1993. L'évaporation au sein de sols sableux du Niger au cours de la saison humide. Comparaison d'un sol encroûté et d'un sol sarclé. Mémoire DAA, Ensa-Rennes et Orstom-Niamey, multigraphié (Ensa-Rennes), 43 p.
- MACHENS M., 1973. Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'ouest de la république du Niger. Mémoire BRGM, 82, 168 p.

- NAGUMO F., 1992. Pedological environment and agro-ecological system of the sudano-sahelian zone, Niger, West Africa. Thesis for Master Course, Hokkaido University et Orstom-Niamey, multigraphié (Hokkaido), 86 p.
- SIVAKUMAR M. V.K., WALLACE J.S., 1991. Soil water balance in the soudanosahelian zone : need, relavance and objectives of the workshop. In : Soil water balance in the sudano-sahelian zone (Proceedings of international workshop, Niamey, 1991). SIVAKUMAR M.V.K., WALLACE J.S., Renard C., Giroux C. Ed., IAHS Publ. (Wallingford), 199, 3-10.
- SIVAKUMAR M.V.K., MAIDOUKIA A., STERN R.D., 1993. Agroclimatologique de l'Afrique de l'Ouest : le Niger. Icrisat, *Bull. Information*, 5 (deuxième édition), 1-108.
- SOIL MOISTURE CORPORATION, 1989. Trase system 1. For soil moisture measurements operating instructions. Multigraphié, 53 p.
- VACHAUD G., DANCETTE C., SONKO S, THONY J.L., 1978. Méthodes de caractérisation hydrodynamique *in situ* d'un sol non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. *Ann. Agro.*, 29, 1-36.
- VACHAUD G., VAUCLIN M., CISSE L., 1991. Mesure *in situ* de la consommation en eau de cultures pluviales par humidimétrie neutronique. In : Soil water balance in the sudano-sahelian zone (Proceedings of international workshop, Niamey, 1991). SIVAKUMAR M.V.K., WALLACE J.S., Renard C., Giroux C. Ed., IAHS Publ. (Wallingford), 199, 275-288.
- WALLACE J.S., GASH J.H.C., MC NEIL D.D., SIVAKUMAR M.V.K., 1991.
 Evaporation from a sparse dryland millet crop in Niger, West Africa.
 In : Proceedings of the international conference on dryland farming.
 Unger P.W., Sneed T.V., Jordan W.R., Jensen R. Ed.
 Texas A.M. University Press (College station, Texas), 325-327.

LA VARIABILITÉ DE L'HUMIDITÉ DU SOL EN MILIEU SAHÉLO-SOUDANIEN ET SON CONTRÔLE À L'ÉCHELLE MICRO-MÉTÉOROLOGIQUE : (300 m x 300 m)

A.M. SICOT¹, LAOUALI DUNGAL², P. MARINI³

NTRODUCTION

Milieu réactionnel ou facteur actif, l'eau du sol intervient en de nombreux processus biophysiques à l'interface sol-végétation-atmosphère. Il s'ensuit que le taux d'humidité du sol constitue une donnée essentielle pour un grand nombre de disciplines. Face à cette demande s'étalant du centimètre aux milliers de kilomètres, de l'observation instantanée à plusieurs cycles hydrologiques annuels, la détermination de l'humidité du sol est une donnée relativement ponctuelle et variable dans l'espace et dans le temps. Il est par suite, souvent impératif de répéter les mesures pour les rendre représentatives, comme il est souvent nécessaire de positionner une ou plusieurs valeurs mesurées dans la gamme de dispersion locale d'une grandeur étudiée.

Ce problème d'intégration et d'identification des mesures d'humidité du sol est fondamental dans l'expérience Hapex-Sahel et le passage de la placette de mesure au WAB (wind affected blob), autrement dit à la parcelle de 300 m sur 300 m, est le premier maillon de la quête de représentativité pour les données et les transferts d'échelles.

Dans cet article, nous examinerons successivement :

- --- l'étendue de la dispersion de l'eau du sol et son déterminisme dans deux sites du dispositif expérimental d'Hapex-Sahel ;
- la stratégie utilisée pour l'échantillonnage et le contrôle de la dispersion des données à l'échelle micrométéorologique susmentionnée.

¹LCSC, Centre Orstom, 911 av. Agropolis, B.P. 5045 - 34032 Montpellier, France. ²Faculté des sciences Université de Niamey, Niger.

³IRI B.P. 10727 Niamey Niger.

MATÉRIEL ET MÉTHODES

L'étude a été conduite dans le contexte du programme Hapex-Sahel. Au cours de cette expérience pluridisciplinaire internationale, des données diverses ont été collectées en vue de paramétrer des modèles de circulation atmosphérique destinés à approfondir les connaissances dans le domaine du climat et des changements climatiques : HOEPFFNER *et al.* (1991).

Le suivi de l'eau du sol, principal objet des investigations, s'est effectué en milieu semi-aride, en deux sites d'un petit bassin versant de 15 km² étudié par le laboratoire d'hydrologie de l'Orstom au Niger : Estèves *et al.* (1993). L'un d'eux, situé à mi-pente, est une jachère à *Guiera senegalensis* de 9 ans. L'autre, en bas de pente, jouxtant un petit marigot, est en culture traditionnelle de mil depuis 5 ans.

Les données climatiques ci-dessus, relevées en 1992 dans les stations micrométéorologiques de l'expérience, par Monteny, définissent un climat hypersec et chaud. La pluviosité est unimodale. Étalée sur une période de trois à quatre mois axée sur le mois d'août, elle est très erratique, en début et fin de saison pluvieuse, tout particulièrement.

Les sols, tous deux ferrugineux tropicaux, se sont édifiés sur sable dunaire. Ils sont dans l'ensemble, peu lessivés, peu différenciés jusqu'à 2 m-2,50 m de profondeur. Au-delà, il y a induration et formation d'une carapace d'environ 50 cm d'épaisseur. Y fait suite, une couche de sable fin de couleur olivâtre de transition avec la roche-mère.

Mois	Pluie	HRmin	HRmax	Tamin	Tamax	Vmin	Vmax	ETP
Janv.		0,12	0,36	15,5	29,9	0,6	4,4	5,7
Févr.		0,08	0,21	17,6	34,2	0,6	4,7	6,5
Mars		0,08	• 0,21	17,6	34,2	0,6	4,7	6,5
Avril		0,19	0,31	25,2	41,2	0,5	4,5	7,1
Mai	3,5	0,27	0,65	27,6	39,6	0,9	4,9	7,6
Juin	39	0,33	0,8	25,7	38,2	0,7	3,4	5,7
Juil.	109	0,47	0,9	23,9	34,2	0,8	5,8	5,7
Août	207	0,57	0,95	22,8	32,1	0,2	5,2	6,7
Sept.	65,5	0,51	0,95	21,8	33,9	0,2	4	7,5
Oct.		0,21	0,81			0,3	3,8	
Nov.		0,1	0,55			0,4	3,6	
Déc.								

 Tableau 1

 Données climatiques enregistrées à la station centrale en 1992

Pluie : pluviométrie mensuelle ; Hrmin et Hrmax, Tamin et Tamax : humidité relative et température minimale et maximale de l'air ; Vmin et Vmax : vitesse minimale et maximale du vent.

La végétation naturelle est une steppe arbustive dominée en strate ligneuse par des *Combretum* et des épineux du genre *Acacia*. L'abondance de *Zornia glochidiata* qui se substitue par endroits aux graminées annuelles de la strate herbacée, est indice de surpâturage.

Les profils hydriques nécessaires à l'analyse de la dispersion de l'eau du sol ont été relevés par carottage au moyen d'une tarière agronomique de 4 cm de diamètre. Le dispositif de prélèvement des échantillons et la stratégie adoptée pour le contrôle de l'humidité du sol fait précisément l'objet de cet article et seront explicités ci-après. Le taux d'humidité des échantillons de sol a été déterminé par gravimétrie durant l'échantillonnage et par neutronométrie pour le suivi. Nous examinerons par endroits le taux d'humidité du sol, mais il sera surtout question dans ce document, de la quantité d'eau du premier mètre du profil.

Les résultats ont été analysés à l'aide de méthodes de statistique courante et de géostatistique.

RÉSULTATS

L'ÉTAT HYDRIQUE DU SOL

La figure 1 rassemble des profils hydriques prélevés en deux sites, dans chacune des deux stations étudiées. Il s'agit de relevés exécutés le 19 août (232 jc), le 19 septembre (260 jc) et le 9 octobre (283 jc) en 1992. Ces dates concernent respectivement : le début d'humectation, la pleine humectation et le début de dessèchement du sol.



Figure 1 : Disparités hydriques sous jachère et sous mil, aux 232, 260 et 283e jours calendaires.

On constate, qu'indépendamment de leur localisation, les trois séries de profils se regroupent à chaque date, en *sites secs* de faibles taux d'humidité et en *sites humides* de taux d'humidité plus élevés. Cette partition se maintient aux trois dates. Il s'ensuit, que dans cette figure sont mises en évidence la grande dispersion spatiale de l'eau du sol et la permanence spatio-temporelle de celle-ci.

Incidemment, un schéma de configuration spatio-temporelle de l'eau du sol en mosaïques de sites ou faciès secs et humides, est suggéré. Le sol semble être en permanence une mosaïque de sites : secs, humides et intermédiaires.

Cette configuration hydrique déjà observée dans les sols des environs de la Mare d'Oursi au Burkina Faso : SICOT (1983), pourrait caractériser les milieux sableux et sablo-argileux en régions semi-arides.

On peut en outre souligner, les taux d'humidité systématiquement plus élevés sous mil que sous jachère. Cette remarque indique l'existence de disparités intersites et peut laisser supposer une hétérogénéité à échelles imbriquées.

Notons en terminant, que l'hétérogénéité hydrique en profondeur est tout aussi importante sinon plus, qu'en surface.

٤

ANALYSE DE LA DISPERSION DE L'EAU DU SOL

Après ce constat, la dispersion hydrique dans chaque station, a été analysée au moyen d'une grille d'échantillonnage d'environ 300 m x 300 m, à maille carrée, de 50 m de côté. L'opération s'est déroulée sur trois phases du cycle hydrologique annuel : en pré-humectation, pleine humectation et début de dessèchement ou post-humectation. Les profils hydriques nécessaires à l'analyse ont été relevés aux noeuds de la grille, par carottage de 10 en 10 cm, sur 1 m de profondeur. Il est à noter que les impératifs de faisabilité de l'échantillonnage et de démarrage de l'expérience n'ont pas permis de rechercher l'exhaustivité en cette étude. En particulier, le choix de 50 m pour la distance entre les profils et de 1 m pour la profondeur de sondage s'est imposé, afin de constituer des échantillons de données indépendantes appréhendant quasi instantanément l'aire du site dans son ensemble. L'analyse a par suite visé à contrôler les éventuelles relations de dépendance intersites de l'humidité du sol, à partir de 50 m.

Les éléments des figures 2 représentent schématiquement l'état hydrique du sol sous la jachère aux trois époques susmentionnées. Les profils hydriques sont illustrés aux noeuds de la grille d'échantillonnage, par des icônes arborescentes dont les branches sont proportionnelles aux taux d'humidité aux profondeurs correspondantes. Cette représentation est due à J. Thierry (1992), modélisateur du CEA. La juxtaposition hétérogène de sites d'humidité disparate, suggérée cidessus par la représentation des mesures couplées, se confirme dans les grilles et l'on voit que la mosaïque hydrique est indépendante du fonctionnement de l'écosystème : humectation, dessèchement, ...

Pour ce qui est des corrélations hydriques intrasites, soit des liaisons de l'eau du sol entre les placettes de relevés, on doit noter en préliminaire que les variogrammes sont hétérogènes, l'hétérogénéité affectant à la fois les points d'une même direction comme ceux de directions différentes (anisotropie).



Figure 2 : Distribution de l'humidité du sol de 10 en 10 cm sur 1 m sous jachère, dans la grille d'échantillonnage, respectivement en pré, pleine et post-humectation.



Figure 2a : Variogramme du stock d'eau sur 1 m sous jachère: en pré, pleine et post-humectation.



Variogramme du stock d'eau sur 1 m sous mil : en pré, pleine et post-humectation.

Dans la plupart des figures en effet, la suite des points alternativement croissante et décroissante, pourrait définir une fonction périodique traduisant une certaine périodicité ou pseudo-périodicité dans la répartition spatiale de l'eau du sol (cf. variogrammes du mil). Cependant, ces points sont entachés d'une grande imprécision à l'exemple des points calculés ci-dessous pour le variogramme du mil en phase 2 (figure 3).



Figure 3 : Intervalle de confiance des points du variogramme sous mil en phase 2.

Il s'ensuit que les fluctuations sont peu significatives et que l'enveloppe des points expérimentaux semble plus apte à représenter cette configuration désordonnée, en mosaïque, de sites disparates.

Sur cette base et en pré-humectation, le variogramme de la quantité d'eau stockée sur 1 mètre de sol sous jachère, peut être considéré :

— soit uniforme et constant ;

--- soit composite : croissant et quasi linéaire sur environ 150 m, constant au-delà.

En deçà de 50 m, une pépite de 30 à 50 mm donne la mesure de l'hétérogénéité hydrique relativement importante sur cette distance. On ne peut préjuger des relations hydriques sous-jacentes faute de mesure.

S'agissant de la culture de mil, les valeurs sont nettement plus élevées et le variogramme plus hétérogène. En ce site se justifient les remarques faites en préliminaire quant à l'interprétation du variogramme. Il apparaît pseudo-périodique et le pas de scrutation est inadapté à l'analyse.

En pleine humectation, nous avons un variogramme inversé (décroissant puis croissant) des plus curieux et inattendus et cela dans les deux stations. Cette figure doit être analysée en se référant à la fois aux fluctuations hydriques susmentionnées, à la longueur de 50 m du pas de sondage et à l'absence de mesure en deçà de 50 m. En ces conditions, il est fort possible que l'hétérogénéité sur 0-50 m soit croissante dans cet intervalle, passant du niveau de la pré-humectation à celle de l'humectation, sans que le fait puisse être enregistré. Cette remarque est confortée par le variogramme sous mil effectivement croissant avant la valeur maximale enregistrée. C'est aussi dans ces figures que l'hypothèse d'une formulation trigonométrique du variogramme et par suite d'une périodicité dans la structuration spatiale de l'eau du sol paraît la plus pertinente.

En début de dessèchement, le variogramme peut être considéré comme linéaire dans les deux sites. Une chute des valeurs à partir de 150 m est à noter sous mil.

Sur le plan de la statistique courante, le tableau ci-après donne les éléments de la distribution, dans les deux sites et aux différentes phases de l'étude.

 Tableau 2

 Paramètres statistiques de la distribution du stock d'eau sur 1 mètre aux différentes phases d'échantillonnage

Station		Jachère		Mil			
Période	Phase 1	Phase 2	Phase 3	Phase 1	Phase 2	Phase 3	
Min.	34,4	41	37,2	33,2	74	39,8	
25%	42,5	54,7	48,8	63	92,9	44	
50%	47,5	66,7	57	75,7	103,9	49,8	
75%	53,7	71,1	75,5	93,9	111,9	54,9	
Max.	67,1	99,6	75,5	126,8	163,8	84,4	
Moy.	48,3	63,9	55,8	77,4	104,3	51,5	
Écart-type	7,8	12,5	9,2	18,5	16,9	9,8	
CV %	16,1	19,6	16,4	23,9	16,2	19	
C. assym.	0,4	0	0	0,1	1,1	1,5	
C. aplat	2,9	3,2	2,6	3,4	5,7	5,4	

La fonction de distribution est constamment normale sous jachère. Les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement sont respectivement nuls et proches de 3. Sous culture de mil, cette fonction est aussi normale pendant la première phase, soit en début d'humectation. Elle est composite aux deux autres périodes : les deux coefficients précités diffèrent respectivement de 0 et de 3, et il est par ailleurs possible d'individualiser deux ou trois sous-populations dans les courbes des probabilités cumulées (figure 4).



Figure 4a : Distribution fréquentielle du stock d'eau sur le premier mètre de sol, sous jachère.



Figure 4b : Distribution fréquentielle du stock d'eau sur le premier mètre de sol, sous mil.

Néanmoins, ces distributions sont toutes globalement assimilables à des lois normales.

Sous jachère, le coefficient de variation d'environ 16 % augmente avec l'humectation, passant par un maximum voisin de 20 %. En culture de mil, ce coefficient plus élevé, décroît au contraire de 24 à 16 %, avec l'humidification du profil. Ces valeurs sont moyennes d'après GASCUEL-ODOUX (1984) pour qui le coefficient de variation du taux d'humidité du sol se situe entre 10 et 50 %.

À la figure 5 sont comparées les distributions hydriques du sol en pré et en posthumectation (axe des ordonnées du graphique titré *autres phases*), à celle de la pleine humectation (axe des abscisses titré *configuration en humectation*). En ce type de graphique, une configuration hydrique stable est représentée par des points alignés sur la bissectrice du système d'axes. Dans le cas présent, une certaine instabilité est, au contraire, mise en évidence. En effet, seul un petit nombre de sites proches de la bissectrice du système d'axes marque l'existence d'un noyau de placettes plus ou moins stables, dans un contexte de fluctuations généralisées. L'instabilité de l'état hydrique du sol avait déjà été relevée en début d'humectation, sous culture de mil : GALLE *et al.* (1991).



Figure 5 : Comparaison de la configuration spatiale de l'eau du sol en pré et post-humectation par rapport à la pleine humectation.

CONTRÔLE DE LA DISPERSION HYDRIQUE : COLLECTE DES DONNÉES REPRÉSENTATIVES POUR UN SUIVI DE L'HUMIDITÉ DU SOL

La collecte de données représentatives de l'humidité du sol doit satisfaire à deux impératifs :

- accéder aux données moyennes et cerner l'étendue de la dispersion hydrique;
- maîtriser l'incidence de l'instabilité de la configuration hydrique du milieu.

Sur la base de la configuration hydrique du milieu en mosaïque de faciès d'humidité disparate, la première contrainte a été surmontée par la sélection de sites moyens et extrêmes.

À chacune des phases susmentionnées ont été échantillonnés :

- 1 à 2 sites moyens, à stock d'eau de valeur moyenne sur 1 m : \overline{X} ;
- 1 site sec représentant le stock hydrique moyen \overline{X} , moins 2 écarts-types (S), soit : \overline{X}_{-2S} ;

- 1 site humide, à stock moyen plus 2 écarts-types soit : \overline{X}_{+2S} . Cet échantillonnage donne :

- une estimation des valeurs moyennes ;

 $n\overline{X} + (\overline{X} - 2S) + (\overline{X} + 2S) = (n+2)\overline{X}$ avec $l \le n \le 2$

--- l'étendue de la variation de la variable : $E = X_{max} - X_{min} = 4S$,

- l'écart-type de la mesure et de la moyenne, soit respectivement :

S = E/4 et $S_x = E/4\sqrt{N}$ avec N = 36 pour le mil ou 42 pour la jachère.

L'indice de précision s'exprime par : $P = 2S_{\overline{x}} / \overline{X} = E / 2\overline{X}\sqrt{N}$.

La seconde contrainte peut être maîtrisée en répétant autant que possible l'échantillonnage en des sites différents. Cette procédure tend à faire sonder toute l'aire d'étude et la zone échantillonnée à occuper tout l'espace disponible. L'étendue de variation appréhendée est augmentée pour cerner la valeur et la gamme de variation de l'humidité moyenne, malgré les fluctuations spatiotemporelles. Cette solution est approchée avec les répétitions de l'échantillonnage aux 3 phases hydriques susmentionnées qui sont considérées comme les plus influantes sur la configuration spatiale de l'eau du sol (cf. ci-après).

Cette méthodologie utilisée dans les WAB pendant l'expérience Hapex-Sahel, a permis le suivi de l'humidité du sol illustrée par l'évolution du stock d'eau sur 100 et 260 cm (figure 6).



Stock hydrique sous jachere en 1992

Figure 6a : Évolution du stock d'eau sur 100 et 260 cm sous jachère.



Figure 6b : Évolution du stock d'eau sur 100 et 260 cm sous culture de mil.



Figure 7 : Évolution du coefficient de variation de l'humidité du sol sous mil en 1992.

La figure 7 montre, durant le cycle hydrologique de 1992, l'évolution du coefficient de variation (CV) des données humidité du sol ainsi collectées. La culture de mil est prise comme exemple. En cette station qui est la plus hétérogène des deux aires étudiées, les remarques qui suivent sont de portée générale :

- dans les 50 premiers centimètres du profil, l'hétérogénéité est ordinairement très importante (plus de 300 %) et ne devient acceptable que durant la saison des pluies ;
- en dessous de cette zone, la variabilité des mesures diminue très rapidement pour se fixer vers 20-25 %.

Quant à l'indice de précision, il se situe généralement entre 6 et 12 % pendant la plus grande partie de l'année. Il y a perte de précision momentanée et l'erreur peut atteindre 22 % en périodes pluvieuses, lorsque les mesures interviennent pendant la redistribution des eaux de pluie.

Il s'ensuit que le stock d'eau du sol a été déterminé à 10 % près dans la rhizosphère, au cours du suivi. À cette échelle, l'évolution hydrique saisonnière peut être cernée et les disparités intersites appréhendées. Pour ce qui est des couches superficielles du profil, dans les cinq premiers centimètres notamment, l'imprécision des mesures est inacceptable, d'autant plus que dans cette zone l'humidimètre à neutrons est impropre à cette détermination.

DISCUSSION

LE DÉTERMINISME DE LA DISPERSION DE L'EAU DU SOL

Divers faits et processus, contribuent à la variabilité spatio-temporelle de l'eau du sol. L'ensemble assez complexe, est néanmoins bien connu et très bien analysé : GASCUEL-ODOUX 1987. Dans cet article, nous ne mentionnons que les faits généraux particularisant les stations étudiées.

La dispersion pluviométrique initie l'hétérogénéité de l'eau du sol. Sa nullité à l'échelle micrométéorologique a été vérifiée pendant l'expérience.

L'effet de la dispersion pluviométrique est généralement relayé par les phénomènes : d'interception par le feuillage, d'égouttement direct au travers et d'écoulement le long des troncs. Or, la formation végétale est ouverte. La strate ligneuse occupe à peine 15 % de la surface terrière et les plages de sol nu et compacté sont nettement plus nombreuses que les cuvettes et dépressions où se concentre la végétation. Celle-ci a donc naturellement, peu d'impact sur la redistribution pluviométrique dans les conditions de la jachère. Dans ce contexte, l'implantation de la culture devrait normalement augmenter la variabilité tout en régularisant la distribution. Les résultats de l'analyse de la variance et du variogramme dans les deux sites indiquent une augmentation de l'amplitude ou de l'hétérogénéité des deux paramètres (cf. ci-dessus). Les disparités spatiotemporelles des semis et resemis successifs ainsi que des travaux et façons culturaux effectués manuellement, en sont responsables.

La redistribution de l'eau de pluie et la variabilité spatiale de l'alternative infiltration-ruissellement qui en résulte sont donc largement dominées par la rugosité de l'interface sol-végétation où de nombreuses disparités dans la microtopographie, le recouvrement végétal : (SICOT, 1983) et l'état de la surface du sol (encroûtement : CASENAVE et VALENTIN 1989, compactage : SICOT 1980, effritement : MARTY et MAERTENS 1969...) s'enregistrent.

Les inducteurs de disparités hydriques susmentionnés, qui s'appliquent plus particulièrement à la surface et aux couches superficielles du sol, régissent les modalités et l'intensité de la pénétration de l'eau dans le profil : axe d'écoulement, sites de concentrations hydriques.

Ils sont par ailleurs responsables de l'instabilité de la configuration spatiale de l'eau du sol. Indépendamment des fluctuations du tapis végétal, la microtopographie et l'état de la surface du sol varient en effet, sous l'influence de l'érosion éolienne et hydrique : accumulation ou déflation de particules fines transportées par l'harmattan en saison sèche, érosion, transit et colluvionnement par les flux de ruissellement superficiel. Des dépôts éoliens de 15 cm d'épaisseur ont été observés au contact des tubes neutroniques ainsi qu'un ruissellement diffus en réseau d'axes d'écoulement anastomosés, lors des précipitations. Les autres facteurs de variation hydrique conditionnent le devenir de l'eau infiltrée : l'emmagasinage *in situ*, les mouvements dans le profil, l'absorption racinaire et l'évapotranspiration, ... Les caractéristiques physiques du profil : texture, structure, capacité de rétention, ... sont fortement impliquées : DAOUDA *et al.*, (1990).

Nous terminons cet examen des facteurs inducteurs des disparités hydriques du sol, en mentionnant l'effet de la présence d'une couche indurée plus ou moins perméable à profondeur variable dans le profil. Le ralentissement de flux qui en résulte peut entraîner la formation de nappes temporaires pouvant modifier le taux d'humidité dans les horizons supérieurs.

L'incidence de ces divers facteurs se traduit par une dispersion d'étendue moyenne : GASCUEL-ODOUX, *loc. cit.*. Les difficultés rencontrées résident dans la juxtaposition des disparités extrêmes, juxtaposition qui confère une configuration en mosaïque à l'hétérogénéité hydrique.

Une telle structure est assez difficile à appréhender. Elle se traduit par un variogramme hétérogène. Sa description et sa formulation pour autant que faire se peut, se situent à une échelle inférieure au pas des mesures. Celles-ci peuvent être considérées, ainsi que nous l'avons souhaité pour les besoins du programme, comme indépendantes à l'échelle micrométéorologique. Cependant, les dérives quasi linéaires enregistrées dans les variogrammes, indiquent l'existence d'autocorrélations hydriques locales caractérisant la parcelle. La comparaison des deux sites d'étude montre que l'hétérogénéité est à peu près du même ordre à cette échelle : fluctuation du coefficient de variation respectivement de 16 à 20 % et de 16 à 25 % sous jachère et sous mil. On peut néanmoins mentionner les effets des travaux culturaux sous mil qui entraînent une légère augmentation de la variabilité : 25 % par rapport à 16 % en début d'humectation et une perturbation de l'évolution saisonnière de ce paramètre. Sous l'effet des travaux (semis, sarclo-binages) l'hétérogénéité du taux d'humidité sur 1 mètre de sol est relativement élevée en pré-humectation, au démarrage de la culture. Elle diminue sensiblement en pleine humectation, quand celle-ci est bien installée. Sous jachère au contraire, l'hétérogénéité sur 1 mètre augmente globalement avec l'humectation.

En ce qui concerne le contrôle de cette dispersion hydrique et l'estimation de la moyenne spatiale, deux stratégies sont possibles :

- le choix des sites les plus représentatifs autrement dit les mieux corrélés
 - à cette moyenne ;
- la constitution d'échantillons composites permettant l'estimation de cette moyenne.

La première stratégie répétée dans le temps revient à sélectionner les sites les plus stables. Deux à trois placettes suffisent en général : l'introduction de nouveaux sites peu stables augmentent peu en effet, et de façon non significative,

le coefficient de corrélation. Mais, les estimations peuvent manquer de précision en raison du manque de rigidité des régressions et de l'instabilité de la configuration hydrique. En définitive, cette stratégie repose sur les résultats d'un échantillonnage qui doit être effectué en préliminaire et les régressions qui s'ensuivent sont biaisées si les sites sélectionnés ont participé à l'élaboration de la moyenne. Exigeante quant à la stationnarité de la structure, elle n'est guère adaptée au milieu d'étude.

La seconde stratégie qui permet d'exécuter conjointement : l'analyse de la dispersion hydrique, le choix des emplacements de mesure et l'installation rapide du dispositif expérimental, est celle que nous avons adoptée. Elle a été décrite et discutée ci-dessus. Nous insistons cependant sur les possibilités offertes de minimiser les biais de mesure dus aux changements de la configuration hydrique en périodes pluvieuses et de contrôler efficacement l'étendue de la variation. Cette méthodologie est empirique et limitée par les particularités locales. Il est à noter cependant : que l'ordre de grandeur du coefficient de variation est identique pour les deux sites. Il est sans doute constant pour la région, compte tenu du peu d'incidences de conditions extrêmes s'agissant de la topographie (versant et bas de pente) et du mode d'exploitation (jachère et culture traditionnelle) du terrain. Sur cette base, et en intégrant la typologie du paysage et des placettes de mesures (microbuttes, microdépressions, plages de sol nu, reliques de termitière, ...), il est possible de replacer toute mesure singulière ainsi que la moyenne spatiale correspondante dans une gamme de variation définie.

Soit en effet x, une mesure hydrique effectuée dans ce contexte, dans un site quelconque. En l'assimilant à une estimation de la valeur moyenne, le coefficient de variation et l'indice de précision s'écrivent :

 $CV = s/\overline{x} \cong s/x = k$ et $P = ts/\overline{x}\sqrt{n} = t S_{\overline{x}}/\overline{x} \cong t S_{\widehat{x}}/x = l$.

Au seuil de probabilité voulu, mesuré par t le coefficient de Student, la variate

x et sa moyenne \overline{x} varient respectivement sur : $x \pm k\overline{x} = x(1 \pm tk)$ et $x \pm P\overline{x} = x(1 \pm l)$. Avec 25 % comme coefficient de variation des données de stock hydrique et

Avec 25 % comme coefficient de variation des données de stock nydrique et 15 % comme précision sur la moyenne des mesures, l'intervalle de confiance à 95 % d'une réserve de 100 mm d'eau est : $100(1 \pm 2 x 25 \%) = [50 - 150] mm$ et la valeur moyenne se situe entre : $100(1 \pm 15 \%) = [85-115] mm$.

Des considérations sur la situation topographique de la station et microtopographique de la placette de détermination peuvent permettre de préciser vers les valeurs basses ou élevées par rapport à la moyenne.

CONCLUSION

L'eau des précipitations atmosphériques est redistribuée de façon hétérogène dans le sol. La juxtaposition de disparités hydriques extrêmes y édifie une configuration en mosaïque de sites secs, humides et intermédiaires. Cette configuration ainsi définie est permanente quant au type, mais instable et sensible au mode d'exploitation du milieu. Sa description et sa formulation doivent reposer sur une analyse fine et répétitive à très grande échelle (au sens géographique).

Les impératifs de faisabilité de l'échantillonnage et d'exécution de l'expérience Hapex-Sahel ont imposé un pas de mesure de 50 m à la grille d'échantillonnage. Cette distance intersite de mesure ne permet pas d'appréhender la microstructure de la mosaïque, mais on accède aux relations hydriques à l'échelle micrométéorologique. L'analyse est perturbée par les fluctuations induites par la micro-configuration sous-jacente. Néanmoins, les autocorrélations locales ont été étudiées et les effets de la morphologie du paysage et du mode d'exploitation détectés. En raison de l'instabilité structurelle, le contrôle de la dispersion hydrique à partir d'échantillons composites permettant d'estimer les moyennes locales et leurs intervalles de variation a été préféré à des méthodes basées sur les corrélations intersites. Le dispositif de mesure mis en place a permis de bien maîtriser l'hétérogénéité des données, lesquelles ont été collectées avec une précision voisine de 10 %. Ces résultats de variabilité et précision des données hydriques sont, par ailleurs, susceptibles d'extrapolation à l'échelle régionale et de faciliter la production et l'interprétation d'autres mesures.

BIBLIOGRAPHIE

- CASENAVE A., VALENTIN C., 1989. Les états de surface de la zone Sahélienne. Influence sur l'infiltration. Éd. Orstom, 229 p.
- DAOUDA OUSMANE S., SICOT M., THIERRY J. M., 1990. Étude de l'hétérogénéité spatiale d'un champ expérimental de Niamey : corrélation entre les stocks et les caractéristiques pédologiques. Journées du G.F.H.N., Aix en Provence, nov. 1990, commun. n° 8.
- Estèves M., GUALDE R., LAPETITE J.M., 1993. Rapport des campagnes hydrologiques 1910 et 1992. Projet Hapex-Sahel. Avril 1993, Orstom, multigr. 42 p., 9 annexes.
- GALLE S., SICOT M., LAOUALI D., 1991. Stratégie d'échantillonnage pour l'estimation d'une moyenne spatiale : suivi de l'état hydrique dans l'expérience Hapex-Sahel. Journées Seminfor 5 statistique impliquée Orstom Montpellier 2-4 sept. 1991.
- GASCUEL-ODOUX, 1987. Variabilité des propriétés du sol, méthodes et résultats ; cas d'une seule variable : revue bibliographique. Agronomie, 7, 61-71.
- HOEPFFNER M., GOUTORBE J.P., SELLERS P., TINGA A., 1991. Hapex-Sahel experiment plan. 39 p. multigr.
- RUELLE P., BEN SALH D., VAUCLIN M., 1986. Méthodologie d'analyse de la variabilité spatiale d'une parcelle agronomique. Application à l'échantillonnage. Agronomie, 6, 529-539.
- SICOT A.M., 1980. Mesure de la teneur et des transferts hydriques en milieu sahélien : difficultés rencontrées dans les sols du bassin versant de la Mare d'Oursi, en Haute Volta. Comm. Journées G.F.H.N., Toulouse 18-20 nov. 1980, 23 p. multigr.
- SICOT A.M., 1983. Variabilité de la teneur en eau et de la réserve hydrique du sol en milieu sahélien : 1. Dispersion spatiale et rationalisation du réseau de mesure. Bull. G.F.H.N., 14, 73-94.

- SICOT A. M., 1983. Variabilité de la teneur en eau et de la réserve hydrique du sol en milieu sahélien: 2. Évolution temporelle de la dispersion spatiale, simplification du réseau initial et schématisation du fonctionnement hydrodynamique. Bull. G.F.H.N., 15, 103-23.
- THIÉRY J.M., 1994. Les applications de Voyons pour des recherches en pays tropicaux. Commun., 2°Coll. Afr. sur la Rech. en Inform. Ouagadougou (Burkina-Faso) 12-18 octobre 1994, 4 p.

CARACTÉRISATION HYDRODYNAMIQUE IN SITU DE SOLS ENCROUTÉS

J-P. VANDERVAERE¹, R. ANGULO JARAMILLO¹, C. PEUGEOT^{1,2}, M. VAUCLIN¹

Résumé

Durant un épisode pluvieux, le partage entre eaux d'infiltration et de ruissellement dans un sol encroûté dépend des propriétés hydrodynamiques du système sol-croûte. Une méthode fondée sur l'utilisation simultanée d'infiltromètres à pression contrôlée et de microtensiomètres est proposée pour la détermination *in situ* de la conductivité hydraulique et de la sorptivité capillaire proches de la saturation. Cette méthode repose sur la mesure du flux transitoire d'infiltration à la surface du sol, pour des potentiels imposés variant entre -110 et -10 mm de colonne d'eau. Le microtensiomètre, placé horizontalement dans le sol à l'interface croûte-sol, est utilisé pour limiter l'analyse de l'infiltration à la croûte seule. Des résultats sont présentés pour des sols caractéristiques des différentes parcelles du site Central-Est de l'expérience Hapex-Sahel : WABs mil et jachère et brousse tigrée. Sur les sols de jachère, la méthode transitoire s'est avérée consistante avec les résultats de l'infiltrométrie classique fondée sur l'analyse du régime permanent. Dans le cas de la brousse tigrée, le contraste de conductivité hydraulique à saturation entre croûte et sol sous-jacent varie de 2 à 6.

Les résultats obtenus pourront servir de base à une modélisation des transferts en vue de la prévision du temps d'apparition du ruissellement et de la quantification des lames ruisselées.

¹LTHE, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (CNRS URA 1512, INPG, UJF) BP 53, 38041 Grenoble cedex 9, France.

²Orstom, Laboratoire d'Hydrologie, BP 5042, 34032 Montpellier cedex, France.

INTRODUCTION

En vue d'une modélisation des transferts hydriques entre biosphère et atmosphère, la connaissance des termes du bilan passe par celle des propriétés hydrodynamiques du sol et, en particulier, à la relation liant la conductivité hydraulique *non-saturé*, K, à l'une des grandeurs suivantes : le potentiel matriciel, h, ou la teneur volumique en eau.

Des valeurs de K peuvent être obtenues, au voisinage de la saturation, grâce à des essais d'infiltration réalisés *in situ* au moyen d'infiltromètres à potentiel contrôlé (PERROUX et WHITE, 1988). Cette technique de terrain, peu coûteuse, présente un avantage certain sur les méthodes de laboratoire dans le cas de sols difficilement transportables, notamment fragiles ou cultivés. Plus récente que celle du drainage interne, elle nécessite moins d'eau et est beaucoup plus rapide à mettre en œuvre. C'est une méthode adaptée à la couverture de vastes surfaces et à l'étude de la variabilité spatiale des processus d'infiltration. Enfin, elle ne perturbe pratiquement pas le milieu. D'un emploi désormais largement répandu, son principe repose sur l'utilisation des propriétés de l'infiltration tridimensionnelle axisymétrique et sur l'obtention d'un régime permanent quand celui-ci peut être atteint en un temps acceptable (il varie typiquement et suivant les sols, de l'ordre de l'heure pour un sable jusqu'à plusieurs semaines pour certaines argiles).

En faisant l'hypothèse d'une relation de type exponentiel entre K et h (GARDNER, 1958) :

$$K = K_s \exp(\alpha h) \tag{1}$$

où K_s représente la conductivité à saturation, WOODING (1968) a établi une formulation analytique simple permettant d'exprimer le flux surfacique d'infiltration en régime permanent, q, comme la somme de deux termes :

$$q(h_f) = K(h_f) + \frac{4\Phi(h_f)}{\pi r}$$
⁽²⁾

où h_r est le potentiel appliqué à la surface, r, le rayon du disque et Φ est le potentiel de Kirchhoff défini par :

$$\Phi\left(h_f\right) = \int_{h_l}^{h_f} K(h) dh \tag{3}$$

où l'indice i fait référence aux conditions initiales et l'indice f aux conditions finales (cette convention sera conservée dans la suite).

La conductivité hydraulique peut alors être obtenue moyennant l'emploi, soit de disques de rayons différents [méthode TRIMS (Triple Ring Infiltrometers at Multiple Suctions), SCOTTER *et al.*, 1982; THONY *et al.*, 1991; VAUCLIN et CHOPART, 1992], soit de plusieurs potentiels appliqués (REYNOLDS et ELRICK, 1991; ANKENY *et al.*, 1991). Toutefois, les conditions, assez peu réalistes dans

б4

l'absolu, d'utilisation de cette équation (sol homogène et isotrope, humidité initiale uniforme) doivent inciter l'expérimentateur à une certaine prudence et, en tout état de cause, à une attitude critique face aux résultats obtenus.

Dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel (GOUTORBE et al., 1994), le principal obstacle à l'utilisation de l'infiltrométrie résidait dans l'existence de croûtes de surface, caractéristiques des sols sahéliens, et dont l'importance en termes de facteur de ruissellement a été soulignée par de nombreux auteurs (HOOGMOED et STROOSNIJDER, 1984 ; CASENAVE et VALENTIN, 1989). Les méthodes classiques d'analyse des essais d'infiltration se sont avérées inadéquates sur les sols encroûtés, conduisant dans la plupart des cas à des valeurs aberrantes ou inexploitables. Ceci nous a conduit à développer une méthodologie particulière, fondée sur l'emploi d'un microtensiomètre placé à l'interface sol-croûte et sur l'analyse du régime transitoire d'infiltration.

Théorie

Alors que l'infiltration monodimensionnelle est aujourd'hui bien comprise et modélisée, il n'existait pas, jusqu'à un passé récent, d'analyse théorique pour l'infiltration bi ou tri-dimensionnelle, même en régime permanent, qui s'affranchisse d'hypothèses restrictives sur la relation conductivité-potentiel telles que (1). Les limitations citées plus haut, liées à l'emploi de la solution de WOODING, l'attente parfois longue du régime permanent, ainsi que le constat qu'une grande partie de l'information était perdue pendant la phase transitoire, ont conduit plusieurs auteurs (WARRICK, 1992, d'une part ; SMETTEM*et al.*, 1994 et HAVERKAMP *et al.*, 1994, d'autre part) à rechercher une formulation analytique apte à exprimer le volume infiltré axisymétrique en fonction du temps. Ces deux formulations, les seules à notre connaissance, ont en commun le fait de montrer que, par rapport à un écoulement monodimensionnel, la perturbation due au caractère axisymétrique de l'infiltration est proportionnelle au temps. Ainsi, la solution monodimensionnelle de PHILIP (1957) :

$$I_{1D} = S\sqrt{t} + At \tag{4}$$

où S est la sorptivité capillaire, se trouve t-elle modifiée par l'ajout d'un terme supplémentaire, B, qui dépend de r, de S et de $\Delta = \theta_{\rm f} - \theta_{\rm i}$:

$$I_{3D} = S\sqrt{t} + (A+B)t \tag{5}$$

La sorptivité peut être déterminée, dans l'un ou l'autre des cas (4) ou (5), par ajustement sur les données de terrain (I,t) (BRISTOW et SAVAGE, 1987), ou, comme suggéré par SMILES et KNIGHT (1976), comme étant l'ordonnée à l'origine de la droite :

$$\frac{I}{\sqrt{t}} = S + (A+B)\sqrt{t} \tag{6}$$

en portant \sqrt{t} en abscisse. Cette technique simple et largement utilisée présente néanmoins un inconvénient majeur dû à la perturbation des valeurs de *I* par la couche de sable de contact qu'il est nécessaire d'interposer entre le sol et l'appareillage. Une mauvaise linéarité de la droite théorique (6) peut compromettre toute estimation fiable de *S*, ce qui se produit d'autant plus souvent que le contraste est marqué entre le sable et le sol. Plutôt que de travailler sur les données cumulées, il est ainsi préférable de différencier les valeurs de *I* par rapport à la racine carrée du temps :

$$\frac{\Delta I}{\Delta \sqrt{t}} \approx \frac{\partial I}{\partial \sqrt{t}} = S + 2(A+B)\sqrt{t}$$
(7)

ce qui permet de discerner et d'éliminer l'influence du sable de contact.

La sorptivité capillaire, qui rend compte de la capacité d'un sol à absorber l'eau par capillarité, est la variable qui pilote l'infiltration durant la phase initiale. Pour certains sols, elle peut être, en lieu et place de la conductivité, la propriété la plus importante à déterminer pour décrire leur infiltrabilité (VAUCLIN et CHOPART, 1992). Sa valeur dépend des conditions de potentiel imposées à la surface et, dans une moindre mesure, des conditions initiales. Bien que son expression analytique exacte ne soit pas connue, de nombreuses tentatives ont vu le jour [une synthèse pourra être trouvée dans KUTILEK et VALENTOVA (1986)] afin d'en obtenir une approximation acceptable en fonction des autres variables (θ , h, K). Cependant, WHITE et SULLY (1987) ont pu montrer que la sorptivité pouvait être reliée au potentiel de Kirchhoff par une relation simple :

$$\Phi(h_f) = \frac{bS^2(h_f)}{\left(\theta_f - \theta_i\right)} \tag{8}$$

où *b* est un facteur de forme de la diffusivité capillaire, borné par 1/2 et $\pi/4$. Une valeur intermédiaire de 0,55 peut être raisonnablement employée pour la plupart des sols (SMETTEM et CLOTHIER, 1989).

WHITE et PERROUX (1989) ont les premiers émis l'idée que la conductivité hydraulique pouvait être déduite des mesures de sorptivité effectuées à différents potentiels. En effet, d'après (3), K peut être obtenue par simple dérivation du potentiel de Kirchhoff par rapport au potentiel imposé (SMILES et HARVEY, 1973) :

$$\frac{\partial \Phi}{\partial h_f} = K_f - K_i \tag{9}$$

où K_i est négligeable, sauf si l'on opère à des conditions initiales très humides. Bien que toute forme analytique puisse être *a priori* ajustée sur les valeurs de \mathcal{D} obtenues par (8), il semble raisonnable de retenir la forme exponentielle (1), ne serait-ce que pour sa commodité d'intégration. On obtient ainsi :

$$\Phi(h) = \frac{K_s}{\alpha} \exp(\alpha h) \tag{10}$$

qui peut être ajustée sur les couples (Φ, h) expérimentaux pour une estimation des paramètres K_s et α . De plus, cette expression utilise un paramètre de forme, α , auquel un sens physique peut être donné (PHILIP, 1987). Il est en effet possible de déterminer un rayon de pore caractéristique, λ_m , par application simple des lois de la capillarité :

$$\lambda_m = \frac{\sigma \alpha}{\rho g} \tag{11}$$

où σ est la tension superficielle de l'eau, ρ , sa masse volumique et g, l'accélération de la pesanteur.

La connaissance simultanée de la sorptivité et de la conductivité permet enfin de calculer le temps, t_{grav} , à partir duquel la gravité l'emporte sur les forces de capillarité par (PHILIP, 1969) :

$$t_{grav} = \left(\frac{S}{K}\right)^2 \tag{12}$$

Variant de l'ordre de l'heure, pour un sable, jusqu'à plusieurs semaines, pour certaines argiles, son ordre de grandeur permet de déterminer qui, de la sorptivité ou de la conductivité, est le paramètre prépondérant de l'infiltration. Pour des valeurs élevées de t_{grav} , l'équation (4) donnant la lame infiltrée au cours du temps peut être, pendant un temps sensiblement inférieur à t_{grav} , ramenée à son seul premier terme :

$$I_{1D} = S\sqrt{t} \tag{13}$$

Il est alors possible, en se ramenant au cas d'une infiltration monodimensionnelle conduite par capillarité, d'obtenir une estimation indépendante de la sorptivité grâce au temps de réponse du tensiomètre, à sa profondeur et à la mesure du front latéral qui permet d'établir un *ratio* infiltration monodimensionnelle/totale moyennant une hypothèse sur la forme du profil. Le volume total infiltré peut alors être décomposé en :

$$I = I_s + I_{1D} + I_{lat} (14)$$

où I_s est la lame d'eau infiltrée dans la couche de sable de contact et I_{lat} est la lame d'eau due à l'effet de bord. L'estimation de S par les équations (13) et (14), assez peu précise, permet néanmoins de vérifier l'absence de biais dans les valeurs obtenues par l'équation (7), mais aussi et surtout de détecter l'existence éventuelle d'un plan de clivage, obstacle à l'infiltration, à l'interface croûte-sol.

À cause des difficultés traditionnellement rencontrées lors des mesures de S sur le terrain (dues en particulier à la présence de la couche de contact), peu de travaux fondés sur cette méthodologie ont été publiés. La variabilité spatiale de S (TALSMA, 1969; SHARMA *et al.*, 1980) peut obliger à un nombre élevé de répétitions tandis que l'estimation de Φ par le carré de la sorptivité rend inhérente à la méthode une sensibilité qui conduit à préférer, quand elles sont possibles, les

techniques *classiques* reposant sur l'obtention du régime permanent. À notre connaissance, seuls COOK et BROEREN (1994) ont comparé, sur un même jeu de données, des valeurs de conductivité issues des méthodes classiques avec celles dérivées de mesures de sorptivité, faisant apparaître des résultats consistants. Néanmoins, une validation de cette dernière technique sur des sols non-encroûtés (mil, jachère), pour lesquels la comparaison était à nouveau possible, nous est apparue souhaitable.

MATÉRIELS ET MÉTHODES

Les essais d'infiltration ont été menés, pendant les saisons 92 et 93, avec des infiltromètres TRIMS de rayons 125 et 40 mm. Afin de surveiller la réponse du milieu à l'arrivée du front d'infiltration, un microtensiomètre, formé d'une céramique poreuse (longueur 20 mm, diamètre 2,2 mm) collée à du capillaire semi-rigide, a été placé horizontalement sous le disque à une profondeur variable suivant le type de sol (d'environ 1 cm pour les sols encroûtés à 5 cm pour les sols sableux). Le signal tensiométrique est traduit en tension par un capteur différentiel à 1 Bar (Data Instruments, Lexington, MA, USA).

Sur les champs de mil et sur les zones de jachère, caractérisés par un sol sableux à 85 %, les essais ont pu être menés jusqu'à obtention du régime permanent, permettant la comparaison des méthodes classiques d'analyse avec la méthode transitoire. Tandis que les essais mil ont été faits entre les pieds de culture, les essais jachère ont été réalisés en décapant environ 1 cm de sol et en coupant les herbacées tout en laissant leurs racines en place. Les essais TRIMS (condition limite de surface fixe) ont été effectués aux potentiels $h_f = -10$, -40, -70 et -100 mm, avec 3 répétitions pour chacun des deux disques, soit un total de 48 essais. Des essais à pression variable (REYNOLDS et ELRICK, 1991 ; ANKENY *et al.*, 1991), méthodes plus sensibles mais présentant l'avantage de réduire les effets de la variabilité spatiale à l'échelle locale de la surface de mesure, ont également été réalisés pour vérifier la cohérence des méthodes entre elles. Enfin, la sorptivité a été déterminée pour confronter la méthode transitoire avec les méthodes classiques.

La brousse tigrée qui recouvre les plateaux latéritiques est caractérisée par un sol sablo-limono-argileux, peu perméable, conduisant à un ruissellement important renforcé par un fort encroûtement de surface. Lors des essais TRIMS (saison 93), pour lesquels seule la méthode transitoire a été retenue, deux types de croûtes ont été choisis, les croûtes structurales (ST) et les croûtes de décantation (DEC), pour leur représentativité spatiale et leur facilité d'identification. Les premières se situent dans la zone aval des bandes de végétation et sont formées par l'impact des gouttes de pluie qui, par un effet de tamis, concentrent les éléments les plus fins à la base tandis que les sables les recouvrent. Des gravillons sont fréquemment inclus à la surface de la structure. Les croûtes DEC, abondantes dans les zones d'accumulation d'eau, en amont des bandes de végétation, sont formées par sédimentation des particules dans un liquide au repos, ce qui localise les éléments fins en surface et les éléments grossiers à la base (une description très complète pourra être trouvée dans CASENAVE et VALENTIN, 1989). Des essais ont été également menés sur le sol sous-jacent, après décapage de l'horizon supérieur, dans le but de mesurer le contraste de conductivité entre croûte et sol. L'humidité initiale était, pour la plupart des essais brousse tigrée, de l'ordre de 1 % gravimétrique.

Pour des raisons de temps, le microtensiomètre n'a été installé que pour les essais réalisés avec le grand disque (r = 125 mm), la perturbation du sol étant moindre (la surface couverte est 10 fois supérieure) et l'estimation de S étant beaucoup moins précise avec le petit disque (l'estimation de l'ordonnée à l'origine de la droite (7) est rendue sensible par une pente accrue). En raison de leur fragilité, le microtensiomètre ne peut être installé sous les croûtes, en conditions sèches, à un centimètre de profondeur, sans le risque d'une perturbation importante du milieu (décollement, fracture, fissuration notamment). Aussi estil nécessaire de forer le sol progressivement, à l'aide d'une mêche, avec de légers apports d'eau successifs (de l'ordre du cm³ au total, avec une seringue). L'installation du microtensiomètre et l'essai d'infiltration sont réalisés le lendemain après que le sol ait séché. La bougie poreuse est placée à un centimètre de profondeur environ, à mi-chemin du centre et du bord du disque. La quantité de sable de contact interposé entre le disque et le sol est mesurée afin de fournir une aide à l'analyse des premiers instants de l'essai (elle permet de connaître la quantité d'eau I qui ne doit pas être prise en compte). Pendant l'essai, la réponse tensiométrique h(t) à l'arrivée du front (arbitrairement défini par le maximum de dh/dt), généralement assez marquée ce qui rend sa détection aisée, permet de limiter l'analyse de l'infiltration à la partie correspondant à la croûte seule. Lors du passage du front vertical, une mesure de l'avancée du front latéral est également faite, si la tache de surface est suffisamment nette, dans le but d'estimer le ratio infiltration monodimensionnelle/totale [voir équation (14)].

Après l'essai d'infiltration, des prélèvements de sol remanié sont effectués à plusieurs profondeurs afin de déterminer l'humidité gravimétrique finale. Pour comparer l'humidité de la croûte avec celle du sol sous-jacent, les essais sont prolongés après le passage du front (cette partie ne participant pas à l'analyse), au moins jusqu'à la stabilisation du signal tensiométrique. N'ayant pu faire, jusqu'à présent, de mesures de densité sèche des croûtes, la teneur volumique en eau [voir équation (8)] a été calculée moyennant l'hypothèse d'une densité 1,8. L'imprécision ainsi engendrée apparaît cependant faible devant d'autres sources d'erreur.

Au total, 59 essais (grand disque) ont été effectués sur la brousse tigrée dont, 20 sur les croûtes ST, 23 sur les croûtes DEC et 16 sur sol sous-jacent (horizon supérieur décapé).

Résultats et discussions

Sols homogènes : Jachère et Mil

Les cultures de mil et les zones de jachère sont réparties, sur des sols essentiellement sableux, partout sur le site Central-Est à l'exception des plateaux rocheux. Elles constituent donc l'essentiel de la couverture spatiale et leur caractérisation hydrodynamique est essentielle pour le modélisateur.

La figure 1 montre la bonne consistance de l'ensemble des méthodes pour la jachère. Une rupture de pente apparaît assez nettement vers -20 mm de pression, caractéristique d'un changement de taille de pore actif, cet effet pouvant être attribué à la présence des racines de la strate herbacée. La méthode transitoire, utilisant une exponentielle unique pour l'ensemble de la gamme de potentiels couverte, ne peut faire apparaître cette cassure et lisse les irrégularités en une fonction moyenne acceptable.

Dans le cas du mil, en revanche, autant les résultats des méthodes classiques se montrent cohérents, autant la méthode transitoire s'avère inadéquate. En effet, la forte variabilité spatiale des valeurs de sorptivité (déjà visible dans la dispersion des valeurs de flux en régime permanent) domine les effets dûs aux différents potentiels appliqués. La fonction Φ (h) présente l'aspect d'un nuage de points dont on ne peut estimer la pente. Ceci peut être attribué à l'influence anthropique, le sol étant fortement remanié par la houe dans les zones récemment travaillées. La méthode transitoire s'avère par conséquent trop sensible dans le cas des sols à forte variabilité spatiale, à moins d'un nombre élevé de répétitions qui rend son emploi coûteux en temps.



Figure 1 : Jachère : sorptivité et potentiel de Kirchhoff (en haut) et conductivités (en bas) en fonction de la pression imposée.

Sols encroutés : brousse tigrée

La figure 2 montre, pour un essai typique à -10 mm, sur une croûte ST, la courbe d'infiltration cumulée et l'évolution de la pression dans le sol (a), leurs dérivées par rapport au temps (b) et la droite servant à déterminer S (c). Sur la figure 3 qui correspond à un essai à -100 mm, on remarquera le passage plus diffus du front d'infiltration (a), le flux plus faible (b) et la nette influence de la couche de contact pendant les premiers instants (c). À cause de l'infiltration initiale dans cette couche de sable, les premiers couples de points ne doivent pas être pris en compte dans l'analyse. Seule la dérivation par rapport à la racine carrée du temps (figure 3c) permet de faire apparaître clairement cet effet. Néanmoins, pour un certain nombre d'essais (35 %), l'absence d'une linéarité nette ne permet pas la détermination de S sans ambiguïté.



Figure 2 : Éssai TRIMS à –10 mm sur croûte ST : (a) lame infiltrée et potentiel dans le sol ; (b) flux d'infiltration et variation de potentiel ; (c) détermination de la sorptivité par l'équation (7).


Figure 3 : Éssai TRIMS à –100 mm sur croûte ST : (a) lame infiltrée et potentiel dans le sol ; (b) flux d'infiltration et variation de potentiel ; (c) détermination de la sorptivité par l'équation (7).

Aucune différence significative n'est apparue entre les résultats des mesures effectuées sous les croûtes ST, d'une part et sous les croûtes DEC, d'autre part, ce qui semble confirmer l'existence d'un sol sous-jacent unique surmonté d'une couche de faible épaisseur qui, elle, possède des propriétés différentes suivant la zone considérée. Les résultats présentés figure 4 ont donc été classés suivant la typologie : croûtes ST, croûtes DEC et sol sous-jacent.



Figure 4 :

Brousse tigrée : potentiel de Kirchhoff en fonction de la pression pour les croûtes ST (a), les croûtes DEC (b) et le sol sous-jacent (c).

La linéarité de la relation $Ln(\Phi) - h$, qui apparaît malgré la dispersion des points due à la variabilité spatiale, nous paraît valider en première approximation l'emploi du modèle exponentiel [équations (1) et (10)]. Les valeurs de K₁(9,3E-7, 3,8E-7 et 2,2E-6 m/s, respectivement, pour les croûtes ST et DEC et pour le sol sous-jacent) font apparaître un contraste sol-croûte avec un facteur 2,5 pour ST et un facteur 6 pour DEC. Néanmoins, les diverses approximations réalisées [valeur de la densité et du paramètre b dans l'équation (8)] ainsi que la dispersion des points de mesure (variabilité spatiale, estimation de Φ par le carré de la sorptivité) ne permettent pas d'obtenir, compte-tenu du nombre de répétitions effectuées, une précision meilleure qu'un facteur $\pm 2 \operatorname{sur} K_s$, précision tout-à-fait acceptable pour ce paramètre.

L'équation (11) permet de calculer, grâce au paramètre α [équation (10)], une échelle de longueur microscopique correspondant à un rayon de pore hydrauliquement fonctionnel. On peut ainsi estimer à environ 100 µm celui des croûtes ST et DEC tandis qu'il atteint 170 m pour le sol sous-jacent, ces valeurs étant données avec une marge d'erreur de ± 30 %. FIES (1993) obtient, par porosimétrie au mercure, des valeurs sensiblement inférieures, ce biais étant typique des comparaisons entre mesures de terrain et de laboratoire (WHITE et SULLY, 1987).

Le calcul du temps gravitaire [équation (12)], montre que les forces de gravité peuvent être négligées lors de l'infiltration dans les sols de la brousse tigrée et que celle-ci est essentiellement gouvernée par la capillarité. Sa valeur, de 3 heures pour le sol sous-jacent, atteint 9 heures pour les croûtes ST et 30 heures pour les croûtes DEC. Ainsi, les équations (13) et (14) fournissent-elles une seconde estimation de la sorptivité, S₂, dont les valeurs peuvent être portées en comparaison (figure 5) avec les valeurs, S₁, obtenues graphiquement par l'équation (7). L'absence de sur ou sous-estimation systématique nous conforte dans nos résultats et, surtout, infirme l'hypothèse de l'existence d'un blocage hydraulique à l'interface croûte-sol dont la manifestation serait une notable diminution de S₂ par rapport à S₁.



Figure 5 : Comparaison de deux estimations de la sorptivité (les indices 1 et 2 se réfèrent au texte).

CONCLUSIONS

Devant l'incapacité des méthodes infiltrométriques classiques, reposant sur un régime permanent d'infiltration, à fournir des valeurs de conductivité hydraulique pour des sols encroûtés, nous avons développé une méthodologie originale, fondée sur l'analyse du régime transitoire et sur l'emploi d'un microtensiomètre. Les conductivités ainsi obtenues, avec une précision d'un facteur ± 2 , montrent, suivant le type de croûte, une diminution d'un facteur 2,5 à 6 par rapport au sol sous-jacent, ce qui confirme la pertinence d'un travail d'identification des états de surface. Ces résultats serviront de base à une modélisation de l'infiltration sous pluie naturelle en vue de la prévision du temps d'apparition du ruissellement et de la quantification des lames ruisselées.

REMERCIEMENTS

La partie expérimentale de ce travail, financée par le PIR Environnement du CNRS et le Pamos de l'Insu, n'aurait pu être réalisée sans les moyens mis à notre disposition par la mission Orstom au Niger ; nous tenons à exprimer notre gratitude à Thierry Lebel pour avoir grandement facilité cette collaboration. Nous sommes vivement reconnaissants aux membres de l'équipe Orstom à Niamey pour la qualité de leur accueil et, tout particulièrement, à Eric Delabre et Maud Loireau. Enfin, les conseils de Jean-Claude Fies et Jean-Claude Gaudu (Inra Avignon) sur la microtensiométrie nous ont été précieux.

BIBLIOGRAPHIE

- ANKENY M.D., AHMED M., KASPAR T.C., HORTON R., 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55 : 467-470.
- BRISTOW K.L., SAVAGE M.J., 1987. Estimation of parameters for the Philip two-term infiltration equation applied to field soil experiments. Aust. J. Soil Res., 25 : 369-375.
- CASENAVE A., VALENTIN C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne. Éd. de l'Orstom.
- COOK F.J., BROEREN A., 1994. Six methods for determining sorptivity and hydraulic conductivity with disk permeameters. *Soil Sci.*, 157 : 2-11.
- Fies J.C., 1993. Mesures de conductivité hydrique de croûtes. Rapport Hapex Sahel/Niger.
- GARDNER W.R., 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, 85 : 228-232.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., SELLERS P., WALLACE J.S., 1994. Hapex-Sahel : a large scale study of land-atmosphere interactions in the semiarid tropics. *Ann. Geophysicae*, 12 : 53-64.
- HAVERKAMP R., ROSS P.J., SMETTEM K.R.J., PARLANGE J.Y., 1994. Three directional analysis of infiltration from the disk infiltrometer. II. Physically-based infiltration equation. *Water Resour. Res., in press.*
- HOOGMOED W.B., STROOSNIJDER L., 1984. Crust formation on Sandy soils in the Sahel. I. Rainfall and infiltration. Soil Tillage Res., 4: 5-23.
- KUTILEK M., VALENTOVA J., 1986. Sorptivity approximations. *Transport in Porous Media*, 1: 57-62.
- PERROUX K.M., WHITE I., 1988. Design for disc permeameters. Soil Sci. Soc. Am. J., 52: 1205-1215.

- PHILIP J.R., 1957. The theory of infiltration : 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.*, 84 : 257-264.
- PHILIP J.R., 1969. Theory of infiltration, Adv. Hydrosci., 5: 215-296.
- PHILIP J.R., 1987. The quasilinear analysis, the scattering analog and other aspects of infiltration and seepage, in *Infiltration Development and Application, edited by Y.-S. Fok*, pp. 1-27, Water Resources Research Center, Honolulu, Hawaii.
- REYNOLDS W.D., ELRICK D.E., 1991. Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55: 633-639.
- SCOTTER D.R., CLOTHIER B.E., HARPER E.R., 1982. Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings. Aust. J. Soil Res., 20: 295-304.
- SHARMA M.L., GANDER G.A., HUNT C.G., 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. J. of Hydrol., 45 : 101-122.
- SMETTEM K.R.J., CLOTHIER B.E., 1989. Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disc permeameters. J. Soil Sci., 40: 563-568.
- SMETTEM K.R.J., PARLANGE J.Y., ROSS P.J., HAVERKAMP R., 1994. Three directional analysis of infiltration from the disk infiltrometer. *I. Theory.* Water Resour. Res., in press.
- SMILES D.E., HARVEY A.G., 1973. Measurement of moisture diffusivity in wet swelling systems. *Soil Sci.*, *116* : 391-399.
- SMILES D.E., KNIGHT J.H., 1976. A note on the use of the Philip infiltration equation. Aust. J. Soil Res., 14: 103-108.
- TALSMA T., 1969. In situ measurement of sorptivity. Aust. J. Soil Res., 7: 269-276.
- THONY J.L., VACHAUD G., CLOTHIER B.E., ANGULO-JARAMILLO R., 1991. Field measurement of the hydraulic properties of soil. Soil Tech., 4 : 111-123.

- VAUCLIN M., CHOPART J.L., 1992. L'infiltrométrie multi-disques pour la détermination in situ des caractéristiques hydrodynamiques de la surface d'un sol gravillonnaire de Côte d'Ivoire. Agron. Trop., 46 : 259-271.
- WARRICK A.W., 1992. Models for disc infiltrometers. *Water Resour. Res.*, 28: 1319-1327.
- WHITE I., SULLY M.J., 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resour. Res.*, 23: 1514-1522.
- WHITE I., PERROUX K.M., 1989. Estimation of unsaturated hydraulic conductivity from field sorptivity measurements. Soil Sci. Soc. Am. J., 53: 324-329.
- WOODING R.A., 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. Water Resour. Res., 4: 1259-1273.

MODÉLISATION DE LA CONDUCTANCE STOMATIQUE DE COUVERTS VÉGÉTAUX SAHÉLIENS - SITE CENTRAL-OUEST, HAPEX-SAHEL 1992

A. BÉGUÉ¹, N.P. HANAN¹, S.D. PRINCE¹

Résumé

L'ouverture stomatique répond à des facteurs physiologiques et des facteurs du milieu environnant. Les mécanismes de régulation sont encore mal connus, en particulier pour les couverts végétaux sahéliens. Dans cette étude nous cherchons à analyser l'influence du climat local et du type de végétation sur la conductance stomatique dans le contexte de l'étude des stress sur l'activité photosynthétique.

La conductance stomatique de divers composants végétaux a été mesurée sur le site central-ouest d'Hapex-Sahel, pendant la deuxième moitié de la saison des pluies (1992). Des mesures ont été faites sur des arbustes (*Guiera senegalensis*), sur le mil, et sur les principales espèces de la strate herbacée. Les variables environnementales ont été extraites de la base de données Hapex-Sahel.

Un modèle de conductance stomatique a été utilisé. Ce modèle relie la conductance stomatique réelle à une valeur « non stressée » contrôlée par le rayonnement photosynthétiquement actif incident, limitée par une série de fonctions de stress multiplicatives des effets de la température, de l'humidité de l'air et du sol. Ce modèle a été calé sur nos données afin d'estimer les paramètres des fonctions de stress et de comparer ces paramètres pour différentes espèces et périodes.

¹Département de Géographie, Université du Maryland, College Park, MD 20782, USA.

Adresse de correspondance : CIRAD/CA, Maison de la télédétection, 500 Av. J.F. Breton, 34093 Montpellier, France.

INTRODUCTION

Les stomates ont un rôle central dans la régulation des échanges de vapeur d'eau et de CO_2 entre les plantes et l'atmosphère. Leur ouverture et fermeture répondent à des facteurs physiologiques et des facteurs du milieu environnant. Comme il existe une relation étroite entre le flux de CO_2 et le taux auquel il est fixé sous forme de carbohydrates (McMURTRIE, 1993), les facteurs contrôlant la conductance stomatique contrôlent aussi la photosynthèse et, *in fine*, la production primaire nette. De même, comme il existe une relation étroite entre le flux de H₂O et la transpiration, les facteurs de contrôle interviendront également dans le bilan d'énergie.

En zone aride et semi-aride, on peut s'attendre à ce que la conductance stomatique, et donc la production végétale, soit étroitement dépendante des conditions environnementales affectant le rapport entre l'apport et la perte d'eau des plantes (état hydrique du sol, température, humidité de l'air...). En effet, lorsque la transpiration excède les apports hydriques au niveau des feuilles, le potentiel hydrique foliaire diminue, entraînant une baisse de la turgescence et donc la fermeture des stomates. Ce schéma « simpliste » est remis en question depuis quelques années devant la mise en évidence du rôle des hormones sur la réponse des stomates au stress hydrique. Malheureusement, les connaissances en ce domaine sont incomplètes, et la communauté scientifique continue d'utiliser des modèles semi-empiriques simples formalisant la conductance comme le produit d'une conductance maximale pondérée par des fonctions de stress du milieu environnant.

Dans le cadre du projet « Modélisation de la production primaire nette en zone Sahélienne à l'aide de données de télédétection » (PRINCE *et al.*, 1992), une étude sur les facteurs de contrôle de la conductance stomatique a été menée en 1992 sur le site central-ouest de l'expérimentation Hapex-Sahel (GOUTORBE *et al.*, 1994). Dans ce papier sont présentés les données, les résultats de la modélisation, et les fonctions de réponse de la conductance stomatique aux facteurs environnementaux sont discutés.

MODÉLISATION DE LA CONDUCTANCE STOMATIQUE

Forme générale du modèle

La majorité des mécanismes contrôlant la conductance stomatique sont encore mal connus (facteurs hormonaux, réponse à l'humidité...). Ainsi, seuls des modèles empiriques ou semi-empiriques exprimant la conductance stomatique g

80

en fonction des facteurs du milieu ont été mis au point jusqu'à présent. Ces modèles (JARVIS, 1976 ; JONES, 1983; WINKEL et RAMBAL, 1990) ont une forme multiplicative

 $g = g_{min} + g^*(PAR) f(T) f(D) f(q)$

Réponse à l'éclairement

Des travaux expérimentaux ont montré qu'il existait une relation entre la teneur en CO_2 dans les espaces intercellulaires et le fonctionnement stomatique. Ainsi, d'après RASCHKE (1975), lorsque la lumière augmente, le prélèvement de CO_2 dans le milieu intercellulaire par la photosynthèse augmente et les stomates s'ouvrent, permettant un apport supplémentaire de CO_2 .

La réponse stomatique à l'éclairement peut être modélisée à l'aide d'une fonction à deux paramètres, qui sature pour de forts éclairements :

 $g^{*}(PAR) = (a_1 PAR) / (a_2 + PAR)$

où a_1 représente la conductance maximale et a_2 est un paramètre exprimant la vitesse de saturation avec l'éclairement.

Les fonctions de stress

Réponse à la température

L'effet de la température est difficile à séparer de celui de l'humidité. Cependant il est généralement accepté que la conductance stomatique atteint un maximum pour une température optimale variable selon les espèces. Pour rendre compte d'une dissymétrie entre les réponses avant l'optimum et après l'optimum de température, la courbe de réponse suivante est proposée (JARVIS, 1976) :

 $f(T) = (T - a_3) (a_4 - T)^b / (a_5 - a_3) (a_4 - a_5)^b$

où a_3 , a_4 et a_5 sont les températures minimales, maximales et optimales du fonctionnement stomatique, et :

 $b = (a_4 - a_5)(a_5 - a_3)$

Réponse au déficit de saturation

La fermeture des stomates en réponse à l'augmentation du déficit de saturation D peut être décrite par une fonction curvilinéaire :

$$f(D) = 1 / (1 + (a_6 D))$$

RÉPONSE À LA DISPONIBILITÉ HYDRIQUE DU SOL

L'assèchement du sol entraîne une diminution de la conductance stomatique soit par son influence sur le potentiel foliaire, soit par des variations hormonales produites par les racines en réponse au dessèchement du sol. Cette diminution peut être décrite par :

$$f(q) = 1 - exp(a_7 q)$$

EXPÉRIMENTATION HAPEX-SAHEL

Les données

LA CONDUCTANCE STOMATIQUE

La conductance stomatique a été mesurée avec un poromètre Delta T Mark II, sur les espèces majoritaires du site central-ouest d'Hapex-Sahel 1992 (13°31'N; 2°33'E). Chaque point de mesure faisait l'objet de trois répétitions. La position azimutale des feuilles ainsi que la présence d'ombrage n'ont pas été prises en compte lors du protocole d'échantillonnage. Des séries de mesures étaient faites toutes les 1 ou 2 heures au cours de la journée.

Les séries de mesures sur *Guiera senegalensis* étaient faites sur douze arbustes sélectionnés et marqués le long de deux transects sur les sites de savane et de savane dégradée. Pour chaque série de mesures, la conductance stomatique était mesurée sur des feuilles en position haute, moyenne et basse sur l'arbre.

Les mesures de la strate herbacée sur le site de savane étaient faites de façon aléatoire sur des graminées (*Digitaria gayana*, *Dactyloctenium aegyptium*) et sur *Mitracarpus scaber*, proches des arbres sélectionnés. Des espèces majoritaires telles que *Aristida stipoides* ou *Ctenium elegans* n'ont pu faire l'objet de mesures en raison de l'étroitesse des feuilles.

Sur mil (*Penisetum glaucum*) les mesures étaient faites à 3 niveaux (feuilles du haut, du milieu, du bas) sur une douzaine de poquets pris aléatoirement sur le site.

Les mesures ont été acquises dès le début du mois de juillet, mais jusqu'à présent uniquement une douzaine de journées de mesures correspondant à la période d'observations intensives d'Hapex (mi-août à mi-octobre) ont été traitées pour chaque site. Les mesures sur *Guiera* ont été prolongées jusqu'en décembre 1992.

Les mesures de conductance stomatique nécessitent un étalonnage fréquent et minutieux de l'appareil de mesures car les mesures sont affectées par l'humidité ambiante et la température. Ainsi, le poromètre était étalonné régulièrement avant et après chaque série de mesures, en mesurant une plaque de résistance connue.

Les données environnementales

Le PAR incident a été mesuré au pas de temps de 10 mn. La température de l'air et le déficit de saturation ont été mesurés à 0,66 m, 1,47 m, et 2,6 m (base de données Hapex-Sahel, De Bruin 1992). Les valeurs des profils d'humidité du sol (base de données Hapex-Sahel, Sticker 1992) ont été pondérées en fonction du profil de densité des racines, afin de donner un meilleur indicateur de la disponibilité hydrique du sol.

82

La mise en commun des données environnementales et des mesures de conductance est un travail laborieux en raison des différents pas de temps de mesures. À ce jour, cette mise en phase n'est pas terminée pour le site mil, et les données environnementales (température et déficit de saturation) utilisées pour cette espèce sont celles du site central-est (base de données Hapex-Sahel, Monteny 1992) situé à 15 km à l'est du site central-ouest.

Les fonctions de stress

CALCUL DE LA CONDUCTANCE DU COUVERT VÉGÉTAL

En toute rigueur la conductance du couvert végétal devrait être calculée par intégration des réponses des feuilles en tenant compte des variations d'éclairement, des conditions microclimatiques et des propriétés intrinsèques des feuilles dans le couvert végétal. Dans cette étude, nous calculons une conductance de surface qui est équivalente à la conductance moyenne des feuilles. Seules les variations d'éclairement à l'intérieur du couvert sont prises en compte en utilisant la fraction du rayonnement PAR qui est intercepté par unité de surface foliaire (IPAR). La fraction d'interception des différents couverts végétaux a été calculée àl'aide de modèles de transfert radiatif (Bégué *et al.*, 1994).

Détermination des paramètres du modèle

Rappelons ici la forme générale du modèle :

 $g_{s} = a_{0} + g^{*}(a_{1}, a_{2}, IPAR) f(a_{3}, a_{4}, a_{5}, T) f(a_{6}, D) f(a_{7}, q)$

où g_s est la conductance de surface et a_i représentent les paramètres du modèle. Les paramètres du modèle ont été estimés à l'aide d'une procédure d'ajustement non linéaire par minimisation de la moyenne des carrés entre mesures et valeurs modélisées.

En réalité, devant la complexité du modèle, et surtout devant le nombre important de paramètres à estimer, le modèle dans son intégralité et plusieurs versions simplifiées (une ou plusieurs fonctions de stress ont été éliminées, paramètres forcés...) ont été testés. C'est essentiellement la fonction « température » qui pose des problèmes de convergence ou de cohérence des paramètres estimés. Nous ne présenterons ici que le modèle qui donne le meilleur écart-type résiduel, et qui est de la forme :

 $g_s = a_0 + ((a_1 IPAR) / (a_2 + IPAR)) (1 / (1 + (a_6 D))) (1 - exp (a_7 q))$

Les valeurs des paramètres pour les différentes espèces sont données en tableau 1.

 Tableau 1

 Valeurs des paramètres du modèle obtenues par ajustement non linéaire, nombre d'observations et écart-type résiduel

	a_0	a _l	a_2 (W/m ²)	$\begin{bmatrix} a_6\\ (mhar^{-1}) \end{bmatrix}$	a ₇	n	σr
Guiera	1,56	15,61	21.40	0,026	-19,1	111	2,8
Graminées	0,52	6.80	115.70	0,022	-42,34	87	0,9
Mitracarpus	2.00	31,26	9,06	0,093	-22,06	82	5.0
Millet	0,56	14,42	112.40	0,032	-76,67	39	1,3

La difficulté à mettre en évidence une réponse à la température semble être un problème courant (KAUFMANN, 1982; OLIOSO, 1992). D'une part, il existe une très forte corrélation entre la température et le déficit de saturation (tableau 2), et d'autre part, la plage optimale de température pour le fonctionnement foliaire est souvent large dans les conditions naturelles et l'intervalle de variation de la température de notre jeu de données est relativement limité (de 24° à 36° C).

 Tableau 2

 Coefficient de corrélation entre les variables environnementales

;..

	IPAR	Т	D	S
IPAR	1			
Т	0.44	1		
D	0.33	0.95	1	
S	0.24	-0.28	-0.33	1

L'adéquation entre les mesures et le modèle est représentée en figure 1. La dispersion est surtout importante pour les valeurs élevées de conductance stomatique (supérieures à 10 mm/s). Cette dispersion est vraisemblablement liée à l'appareil de mesures qui ne peut mesurer de fortes valeurs de conductance avec précision. Pour le *Guiera*, on observe une tendance du modèle à sous estimer les valeurs les plus fortes, alors que pour le *Mitracarpus* les valeurs faibles sont plutôt surestimées. L'accord du modèle aux données est malgré tout assez bon.

Les courbes de réponse aux variables environnementales sont présentées pour le *Guiera* en figure 2. Sur chaque graphe la majorité des points expérimentaux se situe en dessous des courbes de réponse, chaque mesure subissant les effets de chacune des variables et les courbes ne représentant les effets que d'une seule.



Figure 1 : Comparaison des valeurs mesurées et modélisées de la conductance stomatique.





Courbes de réponse de la conductance stomatique à différentes variables environnementales. Les points représentent les mesures et les courbes représentent la fonction g* et les fonctions de stress obtenues par ajustement non linéaire.

DISCUSSION

Parmi les espèces annuelles, les plantes de type C_4 (herbacées et mil) ont une conductance plus faible que les plantes C_3 tel que le *Mitracarpus* (tableau 1, paramètres a₁). Ceci s'explique par la physiologie des plantes en C_4 qui leur confère une meilleure efficience d'utilisation du CO₂. Cette caractéristique se traduit par un meilleur contrôle de l'eau comme l'indiquent les fonctions de stress de la figure 3. En effet, les graminées de type C_4 sont moins sensibles que les C_3 au déficit de saturation et aux disponibilités hydriques du sol. Le cas du mil est cependant un peu particulier. Sélectionné pour sa croissance rapide, sa conductance est plus élevée que celle des graminées, et il est plus sensible au déficit de saturation. Par contre l'humidité du sol n'affecte pratiquement pas l'ouverture des stomates peut-être à cause de son bon développement racinaire qui permet une extraction de l'eau sur un large volume de terre. Les résultats concernant le mil restent toutefois à considérer avec prudence, tant que les variables climatiques du site central-ouest concernant ce site n'auront pas été traitées.



Figure 3 : Comparaison des fonctions de stress des différentes espèces étudiées.

Lorsque l'on compare les plantes C_3 entre elles, la plante pérenne (Guiera) a une conductance stomatique plus faible que l'annuelle (Mitracarpus). Le Mitracarpus répond fortement à des déficits de saturation faibles, ce qui n'est pas le cas du Guiera. Par contre, Guiera et Mitracarpus sont également sensibles à l'humidité du sol.

Lorsque l'on s'intéresse à l'évolution saisonnière des valeurs de la fonction de stress (figure 4), on constate que quelque soient les espèces, le stress dû à la disponibilité hydrique du sol augmente à partir du jour 260. Ceci correspond à environ deux semaines après les dernières pluies du site central-ouest. Ce phénomène est particulièrement marqué pour le *Mitracarpus*. La réponse au déficit de saturation est moins nette en raison de la variabilité des valeurs de la fonction de stress. Sur la période de mesures considérée, le niveau du stress est déterminé à la fois par D et q, mais les variations saisonnières sont essentiellement dues aux disponibilités hydriques du sol.



Figure 4 : Évolution saisonnière des fonctions de stress dû au déficit de saturation et à l'humidité du sol.

La variabilité de la fonction de stress au cours de la journée (figure 5) est due uniquement aux variations de déficits de saturation, l'humidité du sol étant considérée constante au cours de la journée. Le stress augmente au cours de la journée pour atteindre un maximum dans le courant de l'après-midi. En fin de journée, ce stress diminue légèrement, en liaison avec la baisse du déficit de saturation.



Figure 5 : Évolution journalière des fonctions de stress (dû au déficit de saturation et à l'humidité du sol).

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Bien que seules les mesures de conductance stomatique acquises durant la période d'observations intensives d'Hapex aient été dépouillées, et que certaines variables environnementales restent encore à traiter (cas du mil), la modélisation de la conductance stomatique de quatre espèces sahéliennes a donné de bons résultats et a permis l'établissement de fonctions de stress aux variables environnementales. L'importance de variables telles que le déficit de saturation et la disponibilité hydrique du sol a pu être soulignée, alors qu'un effet de la température de l'air n'a pu être mis en évidence. De même, sont apparues des différences de conductance stomatique « non stressée » et de sensibilité au stress entre les espèces en C_3 et C_4 , et entre plantes pérennes et annuelles.

Le dépouillement de l'ensemble des mesures permettra d'affiner ces résultats grâce à une gamme plus importante de valeurs des variables environnementales, et fera peut-être apparaître une variabilité phénologique de sensibilité au stress.

Ces fonctions de stress pourront par la suite être intégrées dans des modèles de flux ou de production primaire. Dans ce dernier cas, leur intégration pourrait se faire par multiplication de l'efficience de conversion de la plante considérée (matière sèche produite par quantité d'énergie absorbée) qui est liée à la physiologie de la plante.

BIBLIOGRAPHIE

- BÉGUÉ A., HANAN N.P., PRINCE S.D., ROUJEAN J.L., 1994. Shortwave radiation budget of Sahelian vegetation during Hapex-Sahel 2. Radiative transfer models. Soumis à Agric. For. Meteorol..
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BESSEMOULIN P., BROUWER J., DOLMAN A.J., ENGMAN E.T., GASH J.H.C., HOEPFFNER M., KABAT P., KERR Y.H., MONTENY B., PRINCE S.D., SAID F., SELLERS P., WALLACE J.S., 1994. Hapex-Sahel : a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. Ann. Geophysicae, 12: 53-64.
- JARVIS P.G., 1976. The interpretation of the variation in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Phil. Trans. R. Soc. London*, B, 273 : 593-610.
- JONES H.G., 1983. Plant and the microclimate. Cambridge University Press.
- KAUFMANN M.R., 1982. Evaluation of season, temperature, and water stress effects on stomata using a leaf conductance model. *Plant Physiol.*, 69: 1023-1026.
- KORNER C., SCHEEL J.A., BAUER H., 1979. Maximum leaf diffusive conductance in vascular plants. *Photosynthetica*, 13: 45-82.
- McMURTRIE R.E., 1993. Modeling of carbon and water balances. in *Photosynthesis and production in a changing environment*, London, Chapman and Hall, p 220-231.
- MONTEITH J.L., 1973. Principles of environmental physics; Arnold, London, 241 p.
- OLIOSO A., 1992. Simulation des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal, dans le but de relier la transpiration et la photosynthèse aux mesures de réflectance et de température de surface. Thèse de doctorat, Université Montpellier II, 254 p.

PRINCE S.D., HANAN N.P., BÉGUÉ A., 1992. Remote sensing of vegetation production in the Sahel. Science plan of Hapex-Sahel.

RASHKE K., 1975. Stomatal action. An. Rev. Plant Physiol., 26: 309-340.

WINKEL T., RAMBAL S., 1990. Stomatal conductance of some grapevines growing in the field under a Mediterranean environment. Agric. For. *Meteorol.*, 51 : 107-122.

ť

VARIABILITÉ SPATIO-TEMPORELLE DES ÉTATS DE SURFACE EN ZONES SAHÉLIENNE ET SOUDANIENNE (BURKINA FASO) : EFFETS SUR LE RUISSELLEMENT

J.M. LAMACHÈRE¹

Résumé

Quelques exemples illustrent, dans cet article, les conséquences de la transformation des états de surface des sols de savane et d'un sol sahélien cultivé sur leur comportement hydrodynamique superficiel. Pour permettre, en cours de saison des pluies, avec des averses à intensités faibles et variables, l'utilisation des relations hydrodynamiques figurant dans le catalogue des états de surface de la zone sahélienne (CASENAVE et VALENTIN, 1989), il est également proposé l'utilisation de la notion de pluie utile, notion rattachée ici à celle d'intensité de pluie limite du ruissellement qui caractérise un type de surface élémentaire et son état d'humectation.

À l'occasion de projets communs réalisés par le CIEH, l'Orstom et le Cemagref, une méthodologie originale de cartographie des états de surface utilisant la télédétection et un système d'information géographique (SIG) a été mise au point. Elle permet, couplée avec une description au sol d'un échantillon suffisant de parcelles d'entraînement, bien réparties sur les unités cartographiques, d'utiliser cette description pour définir des unités hydrologiques et modéliser leur comportement hydrodynamique.

L'application de cette méthodologie au petit bassin versant soudanien, très cultivé, de Bindé montre un gain significatif dans l'évaluation des lames ruisselées lorsque l'évolution des états de surface peut être prise en compte dans la

¹Orstom Laboratoire d'Hydrologie 911, avenue d'Agropolis BP 5045 - 34032 Montpellier cedex 1.

modélisation des ruissellements. Cependant, les connaissances acquises sur l'évolution du comportement hydrodynamique des états de surface restent encore très insuffisantes et la prise en compte de cette évolution ne suffira pas à reconstituer aux exutoires l'écoulement des petits bassins versants.

INTRODUCTION

Les zones sahélienne et soudanienne sont des zones tropicales sèches à une seule saison des pluies. Longue de 8 à 9 mois en zone sahélienne, la saison sèche dure 5 à 7 mois en zone soudanienne. Cette alternance saisonnière, d'une longue période sèche et d'une période humide, rythme le développement de la végétation et sa sénescence. L'arrivée des pluies commande également le début des travaux agricoles par les semis ou les labours. Les sarclages sont ensuite imposés par le développement des mauvaises herbes, l'aplanissement et l'encroûtement de la surface du sol.

En provoquant l'assèchement de la strate herbacée, la longue saison sèche favorise le développement des feux de brousse, là où le couvert herbacé est suffisamment dense et étendu, c'est-à-dire principalement au sud de l'isohyète 800 millimètres.

Pour modéliser la genèse du ruissellement sur les versants et les petits bassins versants au cours d'une saison des pluies, compte tenu de l'importance des états de surface dans la formation du ruissellement en zone tropicale sèche (CASENAVE et VALENTIN, 1989), il est indispensable d'analyser les effets de l'évolution saisonnière des états de surface sur le comportement hydrodynamique des sols et d'intégrer cette évolution à la modélisation des ruissellements.

Pour élaborer des scénarios d'évolution à long terme des paysages et du comportement hydrologique des petits bassins versants, il est tout aussi indispensable de procéder à une analyse diachronique de l'évolution de ces états de surface.

Dans une première partie, nous présenterons quelques exemples d'évolution saisonnière des états de surface en zones sahélienne et soudanienne en couplant cette évolution avec le comportement hydrodynamique superficiel des sols.

Dans une seconde partie, nous proposerons une méthode de cartographie des états de surface et des unités hydrologiques avant de présenter les résultats d'une reconstitution des lames ruisselées sur un petit bassin versant très cultivé de la région de Manga au Burkina Faso.

VARIBILITÉ TEMPORELLE DES ÉTATS DE SURFACE

Deux échelles de temps doivent être considérées pour étudier la variabilité temporelle des états de surface : l'échelle saisonnière et l'échelle pluriannuelle. Nous nous intéresserons principalement à l'échelle saisonnière. Un état de surface est défini par un ensemble de caractères : type de sol, microrelief et organisation superficielle, taux d'humectation et couverture végétale.

Sur un même site, ces caractères varient de façon plus ou moins coordonnée en fonction du temps. Le type de sol et sa granulométrie restent les caractères les plus stables, le taux d'humectation et la couverture végétale étant les caractères les plus instables.

LA VARIABILITÉ SAISONNIÈRE DES ÉTATS DE SURFACE ET LA MODÉLISATION DE LEUR COMPORTEMENT HYDRODYNAMIQUE SUPERFICIEL AU COURS D'UNE SAISON DES PLUIES

Les expériences réalisées en Afrique de l'ouest avec le simulateur de pluies (CASENAVE et VALENTIN, 1989) ont montré toute l'importance prise par les états de surface dans le comportement hydrodynamique superficiel des sols lorsqu'ils sont soumis à de fortes sollicitations pluviométriques : des intensités pluviométriques supérieures à 30 mm/h, bien groupées sur un intervalle de temps inférieur à 1 heure et sans interruption. Les relations hydrodynamiques figurant dans le catalogue des états de surface de la zone sahélienne ne sont donc utilisables *in extenso* que pour des averses présentant ces caractéristiques. Pour les utiliser avec des averses plus ordinaires, aux intensités faibles et variables, il est nécessaire d'introduire la notion de pluie utile.

La pluie utile d'une averse (Pu), relative à un type de surface élémentaire et à son état d'humectation, est la hauteur pluviométrique dont les intensités (I) sont supérieures à l'intensité de pluie limite du ruissellement (II). L'intensité de pluie limite du ruissellement d'un même type de surface élémentaire varie entre une valeur maximale (Ilo), pour un sol sec, et une valeur minimale (Ils) pour un sol saturé. Pour une pluie quelconque, le comportement hydrodynamique superficiel d'une surface élémentaire peut être caractérisé par une expression du type :

$$Lr = a (Pu - Pi) \quad avec \quad Pu = \sum_{i} I_{i} \Delta t_{i} \quad pour \quad I_{i} > Il \quad (1)$$

Dans cette expression, Pi est la pluie d'imbibition. Les trois paramètres a, Pi et Il dépendent du type de surface élémentaire et de son état d'humectation. Le catalogue des états de surface de la zone sahélienne fournit des estimations de ces paramètres.

LE COUVERT HERBACÉ

Au mois d'avril (ou mai) en zone soudanienne, au mois de mai (ou juin) en zone sahélienne, l'apparition des premières pluies, assez fortes et non isolées, déclenche le développement de la végétation herbacée. Sous réserve que les pluies soient suffisantes, en quantité et en fréquence, pour satisfaire les besoins en eau des jeunes plantes, le couvert végétal herbacé croît plus ou moins rapidement selon la zone climatique, le type de sol et sa position sur le versant. En zone soudanienne, la croissance du couvert herbacé dépend principalement de la précocité des premières pluies et de leur régularité.

Les observations effectuées au ranch de Nazinga par FOURNIER, (1991) montrent que le pourcentage de recouvrement herbacé, compris entre 5 et 20 % après le passage des feux de brousse, croît régulièrement d'environ 20 % par mois, dès les premières grosses pluies du mois d'avril. Il faut en moyenne 3 mois à la strate herbacée pour retrouver un taux de recouvrement supérieur à 80 % sur la plupart des sols et des unités paysagiques.

En zone sahélienne, dans la région d'Oursi au Burkina Faso (CLAUDE et al., 1991; LAMACHÈRE, 1988), la croissance du couvert herbacé est plus rapide et plus forte sur les sols sableux éoliens que sur les glacis argileux. La phytomasse herbacée atteint son maximum en 40 jours sur les sols sableux dunaires, 50 jours sur les glacis argileux. Le couvert végétal reste faible sur les glacis, où le maximum de recouvrement reste toujours inférieur à 40 % et souvent inférieur à 20 %. Il est nettement plus important sur les sols sableux éoliens où le taux de recouvrement maximal est compris entre 40 et 60 %. Il est très important dans les basfonds où son taux de recouvrement dépasse 80 %.

Le tableau 1 illustre l'influence du couvert végétal sur l'aptitude au ruissellement des sols en régions sahélienne et soudanienne.

 Tableau 1 :

 Influence du couvert végétal sur l'aptitude au ruissellement d'après le modèle de CASENAVE.

Types de surfaces	Coefficients hydrodynamiques				Intensita de ruiss	és limites semment	Principales caractéristiques des surfaces
élémentaires	a	b	c	d	IIO	IImin	

Zone soudanienne, région de N'Dorola : surfaces élémentaires à faible activité faunique, sans charge grossière

DES 2	0.71	0.002	0.012	6.5	20	10	Sols sablim. et couvert herbacé inf. à 40 %
DES 3	0.3	0.003	0.01	8	30	18	Sols sablim. et couvert herbacé sup. à 80 %

Zone sahélienne, région d'Oursi : surfaces élémentaires à faible activité faunique, sans charge grossière

DES 2	0.3	0.003	0.01	8	30	20	Sols sableux et couvert herbacé sup. à 80 %
DES 3	0.47	0	0.15	9.8	20	10	Sols sableux, et couvert herbacé inf. à 50 %
ERO 4	0.82	5E-04	0.077	10.5	10	5	Sol sableux nu encroûté des microbuttes

94

Les paramètres a, b, c et d correspondent aux relations : $Lr = (a + b \ IK) \ Pu + c \ IK - d \ et \ IK = IK_j = (IK_{j-1} + P_{j-1}) \ e^{-a \cdot T}$ $IK \ étant l'indice d'humectation du sol, <math>\alpha = 0,5$ et T l'intervalle de temps en jours entre pluies successives des jours J et J-1.

Les fluctuations du couvert herbacé et l'incidence exacte du taux de recouvrement herbacé sur le comportement hydrodynamique des sols sont encore mal connues. La limite inférieure du taux de recouvrement, au-dessous duquel le couvert végétal herbacé ne semble plus avoir aucun effet sur le ruissellement, se situe autour de 30 %. La limite supérieure, au-dessus de laquelle une augmentation du taux de recouvrement ne joue plus qu'un rôle mineur, se situe autour de 80 %. Entre ces deux valeurs nous en sommes réduit pour l'instant à des interpolations plus ou moins hasardeuses.

LE TAUX D'HUMECTATION

Le taux d'humectation des sols est un facteur qui conditionne plus ou moins fortement leur aptitude au ruissellement et à l'infiltration en fonction du type de sol et de son état de surface.

Sur les sols très argileux, avec fentes de retrait en saison sèche, tant que le sol n'est pas correctement réhumecté jusqu'à la fermeture des fentes de retrait, le ruissellement est nul et l'infiltration totale. Dès que les fentes de retrait se sont refermées, ce qui correspond approximativement à un apport d'eau équivalent à 200 millimètres de hauteur pluviométrique, le ruissellement devient maximal, avec des coefficients supérieurs à 80 %.

En zone soudanienne, dès la fin du mois d'août, la remontée du niveau des nappes aquifères dans les bas-fonds et sur leurs marges peut créer également des conditions locales très favorables au ruissellement par la saturation superficielle et permanente des sols.

A contrario, sur les sols sahéliens fortement encroûtés, le taux d'humectation du sol joue un rôle marginal sur son aptitude au ruissellement. Au Sahel, le taux d'humectation joue un rôle d'autant plus important sur l'infiltration que la porosité superficielle du sol est ouverte, ce qui correspond généralement à un fort taux de recouvrement herbacé.

Le tableau 1 fournit quelques exemples de variation des coefficients hydrodynamiques avec l'indice d'humectation des sols *(IK)*, qui varie entre les valeurs 0 et 20 mm en zone sahélienne, 0 et 40 mm en zone soudanienne. On peut ainsi constater l'influence non négligeable de l'indice d'humectation du sol sur le ruissellement.

Cependant cet indice ne tient compte, dans la réalimentation hydrique du sol, que des apports pluviométriques. Son utilisation sur les versants, quelle que soit la position de la surface élémentaire, pose un problème lié à sa représentativité vis-à-vis du taux réel d'humectation et à ses effets sur le ruissellement.

LE MICRO-RELIEF ET L'ORGANISATION SUPERFICIELLE DES SOLS CULTIVÉS

CASENAVE et VALENTIN, (1989) définissent trois types de surfaces élémentaires sur les sols cultivés : un type C1 où la porosité vésiculaire est inférieure à 5 %, un type C2 où la porosité vésiculaire est comprise entre 5 et 30 %, un type C3 où la porosité vésiculaire est supérieure à 30 %.

Chaque type comprend une ou deux variantes selon le couvert végétal, l'amplitude du microrelief ou la texture du sol. Ces trois types ne sont en réalité que des situations passagères de l'état de surface d'un sol cultivé. La surface d'un sol cultivé suit en effet une évolution qui dépend surtout de l'itinéraire cultural, avec son mode de travail du sol, secondairement des chutes de pluies et de la position du sol sur le versant.

Au nord-ouest du Burkina Faso, dans la province du Yatenga et la région de Bidi (14° de latitude nord), les observations effectuées sur sols sableux fins (LAMACHÈRE, 1991) ont montré que le microrelief et l'organisation superficielle du sol évoluent, sous l'action des gouttes de pluie et du ruissellement, de telle sorte qu'après un sarclage butté (type C1), le type C2 est atteint avec un total pluviométrique de 100 mm tombé après le sarclage. Le type C3 est atteint après un total pluviométrique égal à 200 mm. Nous avons représenté, sur les figures 1 à 3, l'évolution des paramètres a, Pi et Il, correspondant à l'expression (1), en fonction de la somme des pluies tombées depuis le sarclage $\{S(Pa)\}$. Pour les paramètres a et Il, le décalage entre les expériences réalisées en saison sèche et en saison humide devra être confirmé par de nouvelles expérimentations puis interprété avec les données de la physique du sol.

L'état des connaissances actuelles sur l'évolution du microrelief, de l'organisation superficielle et du comportement hydrodynamique superficiel des sols cultivés (en fonction de l'itinéraire cultural, du type de sol et des chutes de pluie) est encore très fragmentaire dans les zones sahélienne et soudanienne. L'étude la plus récente sur ce thème est consacrée aux sols cultivés du sud Saloum au Sénégal (PEREZ, 1994). Le rôle joué par cette évolution dans la genèse des ruissellements sur les cultures mériterait un développement plus important des recherches dans cette direction.



Figure 1 : Variations du coefficient a.



Figure 2 : Variations du paramètre Pi.



Figure 3 : Variations de l'intensité de pluie limite du ruissellement (11).

VARIABILITÉ SPATIALE DES ÉTATS DE SURFACE

Pour appréhender la variabilité spatiale des états de surface, il faut disposer de documents cartographiques permettant de sélectionner un échantillon au sol représentatif des paysages ou des ensembles paysagers définis par une analyse géographique préalable de la surface à cartographier.

Les photographies aériennes et les cartes topographiques sont les documents de base indispensables à cette analyse des paysages. Depuis une dizaine d'années, la commercialisation d'images satellitaires à haute résolution (images Spot et images Landsat-TM) et la diffusion de logiciels d'analyse numérique permettent l'utilisation de nouveaux documents cartographiques qui sont les produits de l'analyse numérique des images satellitaires.

Les essais de cartographie des états de surface réalisés au Burkina Faso dans le cadre des projets Pnud/DTCD BKF 88 002 et FAO/CIEH-Orstom-Cemagref ont permis de définir une méthodologie générale qui sera publiée prochainement par la FAO. dans une notice technique consacrée aux nouvelles technologies en hydrologie. Les auteurs de cet ouvrage sont Puech C. pour la partie Cemagref traitant de l'utilisation de la télédétection, LAMACHÈRE J.M. et Estèves M. pour la partie Orstom consacrée aux observations au sol et à l'utilisation d'un SIG.

La procédure générale mise au point à l'occasion du projet FAO. consiste à produire trois à quatre plans d'informations différents :

- --- un plan sols, un plan végétation et un plan cultures issus des traitements numériques des images satellitaires, supervisés par les descriptions au sol;
- --- un plan *relief* issu d'un modèle numérique de terrain réalisé à partir d'une carte topographique.

L'utilisation d'un système d'information géographique permet ensuite de combiner les plans dans un ordre qui tient compte de leur importance relative dans la différenciation régionale des états de surface. En zone sahélienne, les sols et le couvert végétal jouent un rôle prépondérant dans la définition des états de surface.

En zone soudanienne, avec un couvert végétal abondant et une mise en culture faible, on utilisera par ordre d'importance : le relief qui commande la répartition des sols, le couvert ligneux puis les cultures. Avec une forte mise en culture on privilégiera les cultures par rapport au couvert ligneux.

Nous présentons sur la figure 4 le résultat d'une combinaison des plans « sols » et *cultures* sur le petit bassin versant de Bindé en zone soudanienne, dans la région de Manga au Burkina Faso. Cette combinaison permet de définir sept unités cartographiques qualifiées ici d'unités hydrologiques en raison de caractéristiques qui leur sont propres dans la répartition des états de surface. À titre d'exemple, le tableau 2 présente la composition en types de surfaces élémentaires de l'unité constituée de sols sablo-limoneux cultivés entre 50 et 75 %.

Tableau 2

États de surface des sols sablo-limoneux de la région de Manga, cultivés entre 50 et 75 % de leur surface

Section	Surfaces élémentaires en %								
Longueur 1,5 km	C 11	C 2.1	C 3.1	DES 1	DES 3	ERO	GRO 1	VERS	VERT
KS 9	0	13	38	13	11	4	14	7	0

98

Dans l'échantillonnage au sol, les sections sont des bandes de largeur 100 mètres et de longueur 1,5 kilomètre, sur lesquelles sont relevées les principales caractéristiques des états de surface.

Les progrès attendus dans la description des états de surface et l'utilisation des SIG viendront vraisemblablement de l'utilisation de la pente et du réseau hydrographique comme élément directeur de la description des versants.

MODÉLISATION DE LA VARIABILITÉ SPATIO-TEMPORELLE DES ÉTATS DE SURFACE

Sur le bassin versant de Bindé, la composition de l'unité hydrologique des sols sablo-limoneux cultivés à plus de 50 %, figurant sur le tableau 2, correspond à des états de surface de saison sèche qui vont évoluer au cours de la saison des pluies. Pour modéliser le comportement hydrodynamique des unités hydrologiques, la principale difficulté consiste à faire varier leur composition en fonction du développement du couvert végétal herbacé sur les surfaces naturelles, en fonction des travaux agricoles et des chutes de pluie sur les surfaces cultivées.

Les variations temporelles des états de surface du bassin versant de Bindé ont été caractérisées par 4 états successifs pour la végétation herbacée (V0 à V3) et 4 répartitions différentes (CH 0 à CH 3) pour les surfaces cultivées.

Nous avons établi le calendrier suivant pour modéliser le comportement hydrodynamique des unités hydrologiques de ce bassin au cours de l'année 1982 :

- du 18/02/1982 au 11/05/1982 : états V0 et CH0, fortes pluies vers la miavril;
- du 12/05/1982 au 05/06/1982 : états V0 et CH1, labours vers la mi-mai ;
- du 06/06/1982 au 20/06/1982 : états V1 et CH1, couvert végétal herbacé développé à 40 % ;
- du 21/06/1982 au 28/06/1982 : états V1 et CH2, 100 mm de pluies après les labours ;
- du 29/06/1982 au 13/07/1982 : états V2 et CH2, couvert végétal herbacé développé à 60 % ;
- du 14/07/1982 au 05/08/1982 : états V2 et CH1, premier sarclage début juillet;
- du 06/08/1982 au 29/08/1982 : états V3 et CH2, couvert végétal herbacé développé à 80 % ;
- du 30/08/1982 au 31/08/1982 : états V3 et CH3, 200 mm de pluie après le sarclage ;
- -du 01/09/1982 au 23/09/1982 : états V3 et CH1, second sarclage fin août ;
- du 24/09/1982 au 30/10/1982 : états V3 et CH2, 100 mm de pluie après le sarclage.





Sols gravillonaires Cultivés à moins de 25 %



Sols sableux cultivés entre 25 et 50 %



Sols limono-argileux cultivés entre 25 et 50 % Vers 40 à 50 %



Sols sablo-limoneux cultivés à moins de 25 %

Sols sablo-limoneux cultivés entre 25 et 50%



Sols sablo-limoneux



cultivés entre 50 et 75 % Sols limono-argileux

cultivés à moins de 25 % Vers 60%

Figure 4 : Carte des unités hydrologiques du bassin versant de Bindé. Les calculs sont effectués à l'aide d'un tableur, en combinant quatre types de tableaux. Les résultats de cette modélisation sur le bassin versant de Bindé pour l'année 1982 sont reportés sur le tableau 3.

Mois	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Année
Lame écoulée	0	11.4	9.2	6.4	4	8.1	19.4	8	66.5
Lame ruisselée	0	10.9	9.8	6.4	3.2	5.6	10.1	0.9	46.9
Scénario 1	0	20.6	11.1	18.5	19.3	23.8	20.4	8.9	122.6
Scénario 2	0	20.6	11.1	15.9	14.6	14.2	12.9	5.5	94.8
Scénario 3	0	20.6	11.1	12.3	13.1	12.6	10.1	3.7	83.5

Tableau 3

Écoulements mensuels et annuels sur le bassin versant de Bindé en 1982

Le scénario 1 correspond à une répartition des surfaces élémentaires de début de saison.

Le scénario 2 correspond à une répartition des surfaces élémentaires avec évolution du couvert végétal herbacé.

Le scénario 3 correspond à une évolution des surfaces cultivées et du couvert végétal herbacé.

La comparaison des valeurs figurant au tableau 3 montre que la prise en compte des variations du couvert végétal herbacé, puis la prise en compte des modifications de la surface des sols cultivés, modifient de manière significative l'estimation des lames ruisselées sur le bassin versant de Bindé, dans le sens d'une amélioration des résultats, sans toutefois nous autoriser à nous affranchir de l'utilisation d'un coefficient de calage. Dans un ouvrage récent, RODIER, (1992) propose des valeurs moyennes de coefficients de calage pour de petits bassins versants sahéliens (1 à 20 km²). Les coefficients de calage correspondent à des descriptions d'états de surface réalisées en saison sèche (scénario 1).

CONCLUSION

En Afrique de l'ouest, la variabilité temporelle du comportement hydrodynamique des états de surface à l'échelle saisonnière est une réalité encore peu étudiée par les chercheurs. En zones sahélienne et soudanienne, les labours ou les sarclages modifient pourtant radicalement le comportement hydrodynamique superficiel des sols cultivés. En zone soudanienne, la croissance du couvert végétal herbacé sur les brûlis modifie tout aussi radicalement le comportement hydrodynamique superficiel des sols de savane. La position de la surface élémentaire sur le versant est également susceptible de faire évoluer plus ou moins rapidement les caractéristiques de son état de surface. L'étude de l'évolution des états de surface et de leur comportement hydrodynamique, domaine encore peu exploré, offre donc, en zones sahélienne et soudanienne, de riches perspectives aux chercheurs désireux d'y consacrer leurs travaux.

X^e journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994

Les techniques modernes de traitement des images et de calcul informatique permettent la prise en compte de la variabilité spatio-temporelle des états de surface dans la modélisation du ruissellement à l'échelle des petits bassins versants. Cette prise en compte reste encore très incomplète, faute d'informations précises sur l'évolution des états de surface au cours d'une même saison des pluies. De plus, les essais de modélisation, réalisés sur le petit bassin versant de Bindé en zone soudanienne, montrent que la prise en compte de cette variabilité spatio-temporelle ne suffira par à une nette amélioration des résultats sans que soient menés des travaux complémentaires à l'échelle des versants. Ces travaux devront se développer, à la fois sur les plans conceptuel et métrologique, afin de tenir compte du cheminement des eaux le long du versant en relation avec la rugosité des sols, la vitesse des écoulements et l'évolution des capacités des sols à l'infiltration.

102

BIBLIOGRAPHIE

- CASENAVE A., VALENTIN C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne. Éditions de l'Orstom. Collection Didactiques 227 p.
- CLAUDE J., GROUZIS M., MILLEVILLE P., 1991. Un espace sahélien. La mare d'Oursi. Burkina Faso. Éditions de l'Orstom 241 p., 3 cartes.
- FOURNIER A., 1991. Phénologie, croissance et production végétales dans quelques savanes d'Afrique de l'Ouest. Variation selon un gradient climatique. Thèse de Doctorat d'État de l'Université Pierre et Marie Curie coll. Études et Thèses. Orstom, 312 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 - Centre Orstom de Ouagadougou - 98 p.
- LAMACHÈRE J.M., 1991. Aptitude au ruissellement et à l'infiltration d'un sol sableux fin après sarclage - in Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone, Proceedings of the Niamey Workshop, February 1991 -IAHS Publ. n° 199, 109-119.
- PEREZ P., 1994. Genèse du ruissellement sur les sols cultivés du sud Saloum (Sénégal). Du diagnostic à l'aménagement de parcelle. Thèse de doctorat en sciences agronomiques. École Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier. 250 p.
- RODIER J.A., 1992. Du simulateur de pluie aux bassins représentatifs sahéliens. Éd. de l'Orstom, Coll. Études et Thèses, 76 p.

. . .

CARTOGRAPHIE DES UNITÉS D'OCCUPATION DES TERRES DU SUPER SITE CENTRAL EST (BANIZOUMBOU) DU PROGRAMME HAPEX-SAHEL

M. LOIREAU, J.M. D'HERBES

NTRODUCTION

Pourquoi une carte de l'occupation des terres dans le cadre du programme Hapex-Sahel ?

La végétation est le descripteur le plus immédiatement perceptible au sol, aussi est-il fréquemment utilisé pour décrire la mosaïque du paysage. Les plantes ou groupes d'espèces qui se répètent statistiquement sont, de plus, indicateurs des conditions écologiques du milieu (humidité, richesse du sol, mode d'exploitation). (GODRON, 1965 ; LONG, 1974 ; BAUDRY *et al.*, 1986).

L'hétérogénéité du paysage perçue est au premier abord une hétérogénéité visuelle : diversité de structures horizontales et verticales qui se succèdent. La structure d'un paysage résulte de l'agencement dans l'espace de taches et de corridors (FORMAN et GODRON, 1981).

Cette diversité des types d'unités du paysage est en fait à la fois fonction des conditions climatiques (type de sol, relief, microclimat, alimentation en eau...), des facteurs biogéographiques (type de végétation), et des facteurs humains (techniques utilisées, pression sur l'occupation du sol...). Si chaque facteur, pris isolément, a un effet sur la mise en place de la mosaïque, ce qui nous intéresse essentiellement à l'échelle du paysage, ce sont les effets de combinaisons de facteurs qui déterminent significativement la nature des formations végétales (BAUDRY *et al*, 1986).

¹Orstom, Mission au Niger, B.P. 11416, Niamey, Niger.

La cartographie de l'occupation des terres est particulièrement bien adaptée à cette description du paysage. Ainsi, la réalisation de la carte au 1/50 000 du super site central est (20*20 km² à 70 km environ à l'est de Niamey, l'une des zones d'étude identifiée par le programme Hapex-Sahel) a consisté non seulement à situer les objets du paysage dans une représentation de l'espace (GONDARD, 1988), mais aussi à les décrire selon des critères analytiques de disponibilité des ressources naturelles (formations végétales : recouvrement, stratification, espèces dominantes). Cette disponibilité se définit à un moment donné par une ou plusieurs combinaisons de facteurs environnementaux et par une occupation spécifique du sol par l'homme. Cette dernière détermine au Sahel en grande partie la dynamique temporelle des unités paysagères.

La description du paysage à travers la cartographie des unités d'occupation des terres sur le super site central est a ainsi été réalisée dans un double objectif :

- pour servir de première base de spatialisation des données localisées, et tout particulièrement celles obtenues en 1992 sur le nombre réduit de WAB du programme Hapex-Sahel (2 champs de mil, 2 jachères, 1 station de végétation naturelle sur plateau cuirassé) à l'ensemble du super site central est (SSCE) puis à l'ensemble du degré carré de Niamey;
- pour servir de support et de système de référence à d'autres recherches éco-géographiques participant à l'étude de la dynamique du paysage (bilan entre prélèvements —pâturage, récolte de bois, défrichements et production des systèmes écologiques).

Classification, spatialisation et transfert d'échelle : les difficultés conceptuelles de réalisation d'une carte d'occupation des terres.

Le principe de l'échantillonnage privilégié par le programme Hapex-Sahel fait explicitement référence à des types d'occupation du sol, c'est-à-dire à des degrés d'anthropisation (ou d'artificialisation) : des champs de culture pluviale, des jachères (plus ou moins âgées), et des végétations *naturelles* de plateau, autrement dit non ou peu perturbées par les activités humaines.

Par ailleurs, les capteurs satellitaires n'identifient que des pixels dont les comptes numériques répondent aux réflectances combinées de constituants élémentaires au sol. Ces pixels peuvent être regroupés suivant des classifications basées uniquement sur ces comptes numériques.

La correspondance entre ces deux niveaux d'échantillonnage n'est pas immédiate. Elle suppose que les données satellitaires permettent de reconnaître et classer toute la zone d'étude Hapex à partir des WAB échantillonnés. Elle nécessite de rendre compatible les descripteurs au sol à la fois pour les pixels fournis par les satellites et pour les unités paysagères (WAB) instrumentées par les investigateurs au sol.

Pour ce faire, le choix des descripteurs au sol doit répondre à des critères analytiques simples, susceptibles d'être intégrés à différents niveaux de perception : le recouvrement des différents états de surface *sensu lato* répond à cette définition.

106

La démarche utilisée, allant du terrain à la télédétection et non l'inverse, a été choisie pour deux raisons principales.

La première est la volonté de mettre au point une méthode cartographique (transects) qui ne nécessite pas à la base une cartographie exhaustive au sol, unité par unité, et surtout, de valider une méthode cartographique applicable quelque soit l'échelle d'observation dans les zones sahéliennes agropastorales ayant les mêmes caractéristiques géomorphologiques.

La deuxième provient de la nécessité d'utiliser l'image satellitaire comme un outil de spatialisation *a posteriori* des données observées sur le terrain et non comme une représentation abstraite du paysage dont les différents éléments ne sont identifiés que selon leur signature spectrale et reliés coûte que coûte à une description cartographique du paysage réel au sol, avec tous les risques que cela comporte.

Cependant l'objectif est aussi de tenter une mise en relation entre **plusieurs** caractéristiques de terrain combinées (par exemple % de sol nu et diversité floristique...) et la signature spectrale perçue par le satellite. Si l'objectif est atteint, nous pouvons espérer ne plus avoir besoin de passer systématiquement par la phase préliminaire de relevés de terrain. Jusqu'à présent, il n'est pas prouvé que la télédétection, même à haute résolution spatiale, autorise cette démarche.

UNE APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE À DEUX NIVEAUX

La méthodologie générale adoptée consiste donc, dans un premier temps, en une description cartographique au sol et dans un deuxième temps, en une spatialisation de ces données localisées grâce aux images satellites (Spot).

En dépit d'une homogénéité apparente et globale, critère principal du choix de cette zone par le programme Hapex, la zone agropastorale sahélienne, et plus précisément le super site central est, comprend un assez grand nombre de traits paysagés bien différenciés du point de vue structurel et fonctionnel.

Ces facteurs de différenciation sont de deux ordres :

— geomorphologique :	+ plateau cuirasse,
	+ bas-fonds et dépressions,
	+ piedmonts et versants sableux d'origine éolien,
	+ cordons dunaires fixés, récents ou anciens,
— anthropique :	+ champs plus ou moins intensément cultivés,
	+ jachères anciennes ou récentes,
	+ végétation naturelle plus ou moins dégradée.

Le relevé cartographique de terrain n'étant pas réalisé de façon exhaustive, l'échantillonnage des zones effectivement cartographiées au sol doit rendre compte au mieux de cette hétérogénéité.
La classification des structures des formations végétales de plateaux et surtout leur reconnaissance sur les images satellites constituant un programme en cours, les plateaux ont été considérés comme une unité cartographique indifférenciée. Sur le reste de l'espace, huit transects de 1 à 4 km de long ont été positionnés sur les photos aériennes disponibles (couverture IGN 1975) et les compositions colorées (images Spot d'octobre 1988 et de février 1991) de façon à représenter au mieux l'ensemble des grands découpages du paysage identifiés *a priori* (tableau 1).

Un transect cartographique est une ligne abstraite qui découpe une portion du paysage avec un point de départ et un point d'arrivée connus (coordonnées GPS — Global Positionning System — plus, si possible, une particularité sur le terrain facilement repérable — croisements de pistes ou de koris, gros arbre bien repéré, etc. — une direction et une longueur.

N° transect	Coordonnées	s GPS départ	Coordonnées	GPS arrivée	Direction	Longueur
	latitude	longitude	latitude	longitude		(km)
1	13°30'47	2°37'50	13°31'18	2°37'54"	360°	2
2	13°30'47"	2°40'10"	13°31'24"	2°37'30"	290°	4
3	13°31'50"	2°39'28"	13°32'12"	2°38'18"	300°	2
4	13°33'31"	2°41'15"	13°33'06"	2°40'24"	245°	2,5
5	13°33'31"	2°41'15"	13°31'42"	2°41'	185°	3
6	13°31'16"	2°47'33"	13°31'36"	2°49'	90°	3
7	13°31'17"	2°44'39"	13°31'12"	2°46'	90°	2,5
8	13°38'43"	2°39'18"	13°37'24"	2°39'18"	196°	2

Tableau 1									
Caractéristiques des huit transects réalisés sur le SSCE									

Le long de chacun de ces transects, une description au sol du paysage est effectuée. À chaque changement d'unité cartographique correspond un relevé cartographique.

La première difficulté méthodologique consiste à déterminer les critères de transition d'une unité cartographique à l'autre. À l'échelle du 1/50 000, une unité cartographique est une surface définie par une combinaison spécifique des éléments du paysage. Elle ne correspond pas à des surfaces élémentaires mais à des associations de surfaces caractéristiques et courantes. Elle est une sous-unité des grandes unités paysagères. Sa détermination au sol est visuelle et, par la même, dépendante de l'observateur.

Les éléments descriptifs du paysage retenus sont :

- unité géomorphologique :

pente, position dans la toposéquence ;

108

- type d'occupation du sol :

distinction entre différents types de champs et de jachères en fonction principalement de leur âge et de leur utilisation ;

- couverture ligneuse (%), avec une différenciation en 6 classes de hauteur (m):
 - <0.25,]0.25-0.5],]0.5-1],]1-2],]2-4], >4;
- couverture herbacée (%), avec une différenciation en 3 classes de hauteur (m):

<0.25,]0.25-0.5], >0.5;

- espèces herbacées et ligneuses dominantes ;
- principaux états de surface du sol (%), avec une distinction entre les surfaces sableuses plus ou moins encroûtées, les surfaces caillouteuses et la litière (simplification de la classification proposée par CASENAVE et VALENTIN, 1989).

Les éléments descriptifs pourcentuels sont des estimations visuelles calibrées d'après des planches de recouvrement classique (par exemple *in* CASENAVE et VALENTIN, 1989).

De plus, la couleur des différents états de surface du sol a été notée suivant le code Munsell. Des observations *diverses* ont également été notées : présence de termitières, de pistes, de ravines, etc.

À partir de ces différents éléments descriptifs du paysage, 127 unités cartographiques ont été décrites le long des huit transects sélectionnés. La longueur du segment de transect intercepté par l'unité est mesuré au topofil.

Les relevés de terrain ont été effectués en septembre 1992, époque à laquelle la végétation est à son pic de production. Malgré le risque pour le satellite de distinguer plus difficilement les éléments du paysage en raison du fort taux de recouvrement des diverses formations végétales, le choix de cette période de l'année découle de la forte probabilité qu'au pic de production leur variation structurelle et phénologique interannuelle soit la plus faible.

LE TRAITEMENT DES DONNÉES SOL ET DES DONNÉES SATELLITAIRES

UNE TYPOLOGIE DES UNITÉS CARTOGRAPHIQUES

Le premier traitement a pour objectif de regrouper les unités cartographiques à partir de toutes les informations de terrain obtenues, puis de les classer afin de pouvoir les utiliser facilement pour une identification paysagère rapide sur le terrain.

Un traitement statistique nous a permis de classer les 127 unités en un nombre réduit de classes, huit, décrites au travers de 9 éléments principaux : géomorphologie, type d'occupation du sol, taux de recouvrement des formations végétales (sol nu + herbacées globaux + ligneux globaux = 100 %), taux de recouvrement des états de surface du sol (surface encroûtée + surface caillouteuse + surface sableuse + litière = 100 %).

Ce traitement des données consiste à utiliser parallèlement deux programmes du logiciel Addad : Cahvor (Classification Ascendante Hiérarchique, méthode des voisins réciproques) pour la classification proprement dite et Ancomp (Analyse en Composantes Principales) pour valider cette dernière et surtout l'expliciter.

La dernière étape pour cette typologie a consisté à reprendre le fichier initial des relevés de terrain, regrouper les individus de chaque classe et effectuer des moyennes. Une moyenne mathématique a été faite pour les données quantitatives (recouvrement des états de surface au sens large). Pour les données qualitatives, la notion de *moyenne* est beaucoup plus complexe. Nous avons choisi la méthode qui consiste à retenir la *qualité* la plus fréquemment représentée sur l'ensemble des individus de la classe.

Le tableau 2 présente cette typologie en huit classes (hors plateaux) qui distingue en fait deux types de champs et six types de jachères. Les chiffres ou les mots qui apparaissent en caractères gras correspondent aux variables les plus représentatives de chacune des classes.

C'est cette typologie issue uniquement des observations de terrain qui sera comparée à la classification obtenue à partir de l'imagerie satellitaire.

CLASSIFICATION ET SPATIALISATION : RÉALISATION D'UNE CARTE D'OCCUPATION DES TERRES À PARTIR DES IMAGES SPOT

Notre objectif principal est donc d'extrapoler et de spatialiser de façon indépendante les données localisées au sol à l'ensemble du super site central est.

Pour réaliser la carte d'occupation des terres, nous avons utilisé l'image satellite Spot N°62322 du 05/10/92 comme support et le logiciel de traitement d'images Planètes comme outil. Cette image est une image de niveau 1B, c'est-à-dire avec des corrections radiométriques (effet de filé) et des corrections géométriques ligne à ligne du système (rotation de la terre, effet panoramique, angle de visée). La précision de localisation absolue est de 1 500 m en visée verticale.

La démarche méthodologique de traitement des données peut se subdiviser en quatre étapes principales :

PRÉPARATION DE L'IMAGE

+ Correction géométrique.

Étant donné la nécessité, pour une bonne cartographie, de pouvoir superposer des images et des cartes, d'avoir une bonne localisation dans une image et de pouvoir faire des mesures de surface, les corrections géométriques de l'image Spot font partie intégrante du traitement d'image.

Tableau 2 Typologie des unités cartographiques fin septembre 1992

Nº de classes		1		2		3		4		5		6 .		7		88	
Géomorphologie		Bordure de	plateau	Versant		Versant		Versant		Versant		Versant		Versant		Versant	
1	haut de versant		(dépôts é	(dépôts éoliens) (dépôts (oliens)	et dunes		(dépôts éoliens)		(dépôts éoliens)		(dépôts éoliens)		et dunes		
Occupation du sol	Occupation du sol Vénétation naturelle		aturelle	Champs mil		Polyculture		jachères récentes		Jachères		Jachères		Jachères		Jachères	
		lachères anciennes		ou mil/niébé				parfois semées		récentes		anciennes		anciennes		anciennes	
tx de recouvrement		Moy Ecart		Moy	Ecart	Moy	Ecart	Moy	Ecart	Moy	Ecart	Моу	Ecart	Moy	Ecart	Moy	Ecart
des formations	SN	65	13	67	17	60	13	20	9	29	10	21	6	24	9	23	8
végétales (%)	HG	26	11	29	16	36	13	75	8	65	9	54	9	57	7	64	7
(SN, HG, LIG)	LIG	9	4	4	3	4	3	5	2	6	3	25	4	19	4	13	3
tx de recouvrement	CR	44	13	6	7	5	6	15	5	38	8	25	9	50	7	18	7
des états de surfac	CAL	1	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	00	0	0	0	0
du sol	SAB	55	15	93	8	95	6	84	6	62	8	74	9	50	7	82	7
(%)	LIT	0	0	1	2	0	0	1	3	0	0	1	3	0	0	0	0
1		%	classes	%	classes	%	classes	%	classes	%	classes	%	classes	%	classes	%	classes
Répartition verticale	>= 4m	2	1	20	3	18	3	30	4	18	3	10	3	2	1	11	3
des ligneux	[2-4[3	1	0	0	3	1	5	2	2	1	25	4	25	4	6	2
	[1-2[40	4	10	3	9	2	20	. 3	35	4	35	4	50	5	36	4
	[05-1[45	4	35	4	35	4	30	4	35	4	20	3	20	3	31	4
	[0.25-0.5[10	3	35	4	35	4	5	2	10	3	10	3	2	11	16	3
	<0.25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0
Répartition verticale	>=0.5	20	3	60	5	60	5	65	5	50	5	55	5	50	5	55	5
des herbacées	[0.25-0.5[10	3	30	4	15	3	25	4	20	3	30	4	30	4	25	4
	<0.25	70	5	10	3	25	4	10	3	30	4	15	3	20	3	20	3
Ligneux dominants		Guiera sene	galensis	Gs et CG	;	Gs et PF	et CG	Gs et CG +		Gs et CM et/ou CG		Guiera senegalensis		Guiera senegalensis		Gs et CG +	
		et Combretum micranthum + PR,PA,AA		PR, PA					et Combretum glutinosum		et Combretum micranthum		1 PR				
Herbacées dominan	tes	Zomia gloch	idiata	Mil, Niéb	é +	Mil, Niéb	Mil, Niébé, oseille diversifiée :		e:	très diversifiée :		très diversifiée :		Ctenium elegans +		Cenchrus biflorus +	
				ms, iv, jt		}		wi, al, cb	, ms	ms, et, ce, z	g, cm, al, wi	ms, al, et, dg, cm		iv, cm, spe,		al, ms, wi,	
Couleur		SAB : 7.5YF	R7/6	SAB : 10	YR7/6	SAB : 10	YR7/6	SAB : 10	YR7/6	SAB: 10YR7	/6	SAB: 10YR7/6, 7.5YR6/8		SAB: 10YR7/4, 7.5YR7/6		SAB: 10YR7/6	
		CR : 7 5YR6/4		10YR6/6		10YR6/6		7.	5YR6/6	7.5YR7/4		CR: 10YR4/3, 7.5YR5/4		CR: 10YR6/3, 7.5YR6/4		7.5YR6/6	
		CAL : 2.5YF	3/4							CR: 10YR5/3, 7.5YR6/4						CR: 7.5YR4/4	
Observations		présence de	termitières	nombreu	nombreuses pistes			non sarclé				sentiers et pistes		termitières			
000011010		et ravines		nombreu	ses haies			non défri	ché					et fourmilière	s		

SN : Sol Nu ; HG : Herbacées Globaux ; LG : Ligneux Globaux

CR : Croûtes ;SAB : Sable ; CAL : Cailloux ; LIT : Litière AA: Acecia albida ; al: Aristida longiflora ; an: Cassis mimosoldes, eb : Cenchrus biflorus ; CG : Combretum glutinosum ; CM : Combretum Micraulhum ; ce : Ctenium elegans ; dg : Digitaria guyana ; et : Eragrostis tremula ;

Ge: Ouire senegaleneis; iv: lpomaa vegans, jt: Jocquenortis tamifolians; me: Mitracapus scaber; PR: Pilostigma relicultum; PA: Prosposis Africans; spe: Spermacoceapy; wi: Weltheris indica : zg: Zomia glochidiata

111

Grâce au programme Degré 1, une translation/rotation est effectuée sur l'image du 05/10/92 autour de trois points d'amers (coordonnées GPS prises au préalable sur le terrain). L'amélioration de la correction est ensuite vérifiée grâce à sept autre points d'amers répartis sur l'ensemble de l'image. Après correction, la dimension du pixel (tache élémentaire) est ainsi passée de 20*20 m à 25,341 (latitude)*24,896 m (longitude) en dimension réelle.

+ Extraction du super site central est (programme Extrac);

+ Création d'une composition colorée (programme Colortool).

LOCALISATION DES TRANSECTS

Dans un premier temps, les huit transects cartographiques sont positionnés grossièrement sur la composition colorée, avec leur point de départ et d'arrivée, leur longueur et leur direction.

Dans un deuxième temps, ils sont positionnés visuellement, unité par unité (chacun des segments interceptés étant de longueur connue). Ce repérage précis se fait sur un agrandissement imprimé puis, sur écran grâce au programme Visutool.

Cette étape un peu besogneuse est essentielle ; c'est elle qui détermine la qualité de la classification.

Sélection des zones test

Autour de chaque subdivision cartographique des transects, une zone est tracée. Pour chacune de ces zones test, grâce au programme Statis, des statistiques (moyennes, écart type, minimum, maximum) dans chacun des trois canaux (XS1, XS2, et XS3) sont calculées. Les moyennes sont considérées comme étant les centres des classes, et les écart types leur dispersion.

Les délimitations de ces zones sont difficiles à réaliser. En effet, étant donné que ces zones correspondent à des unités cartographiques repérées sur le terrain avec une organisation spécifique des différents états de surface (au sens large) qui les composent, elles sont représentées sur l'image Spot par un ensemble de pixels de valeurs différentes et non par une seule valeur de pixel.

Les critères de délimitation des zones test appliquées en définitive correspondent à un groupe de pixels ayant un écart type inférieur à 3 dans les trois canaux, et un nombre de pixels au minimum égal à 10. Seules 74 zones sur les 127 initiales, répondant à ces critères de choix, ont ainsi pu être retenues.

CLASSIFICATION

Le classement de l'image est réalisé par le programme Sebest d'après les statistiques des zones test. Cette classification est supervisée puisque les classes saisies dans le programme Sebest sont préalablement définies par l'utilisateur. Ce programme n'accepte qu'un quota maximal de 32 classes. Deux sont formées d'office : d'une part les plateaux, à qui on donne une valeur aléatoire de 1 et, d'autre part les nuages, valeur 2 (l'image n'a pas été corrigée atmosphériquement ; cependant les nuages se trouvent localisés majoritairement sur les zones de plateaux).

Les 74 zones test ont donc été réduites en 30 nouvelles classes grâce au logiciel de Classification Ascendante Hiérarchique Cahvor (Addad)

Ainsi, après la classification de l'image par le programme Sebest, la dernière étape consiste en un regroupement dirigé, essentiellement visuel, des ces 32 classes.

Selon une approche cartographique, une dizaine de classes ont été considérées comme différenciables étant donné le degré de précision du travail à l'échelle du 1/50 000.

Les 30 classes (plateaux et nuages exclus) sont alors regroupées visuellement dans le programme Paletedit selon des critères de proximité spatiale, selon leurs caractéristiques statistiques et la description au sol correspondante. Une seule couleur représente l'ensemble des classes regroupées. Pour chacune des 30 classes, la moyenne des éléments de description au sol est calculée selon la méthode déjà décrite pour la réalisation de la typologie.

En opérant ainsi, pas à pas, selon des critères logiques de regroupement (positions topographiques, occupation du sol, recouvrements des états de surface, valeurs moyennes dans les canaux XS1, XS2 et XS3...), 11 classes (hors plateaux) ont été définitivement retenues.

LA CARTE D'OCCUPATION DES TERRES

Le tableau 3 présente la légende de la carte d'occupation des terres au 1/50 000 du super site central est ainsi obtenue.

Comme pour la typologie (tableau 2), sont en caractères gras les éléments les plus caractéristiques de chacune des classes. Les taux de recouvrement (tableau 4) sont codifiés selon les classes de recouvrement suivantes :

Classes de recouvrement (%)	[0-5[[5-10[[10-15[[15-25[[25-50[[50-75[[75-90[[90-100[
Codes	1	2	3-1	3-2	4	5	6	7

 Tableau 4

 Codification des classes de recouvrement



La carte d'occupation des terres

Tableau 3Légende de la carte d'occupation des terres du SSCE de Banizoumbou au 1/50 000 (05/10/92)

	OCCUPATION	\$0L	FORMATION	EGETALE	MCROHORIZONI	AFFLEURANTS	ESPECES DOMIN	GÉOMORPHOLOGIE	SURFACE	
	DU SOL	NU	H bebecie:	L. Lanese	A: erolleux (oro	(noicosión):			(fm)	
		(~)			S: enbiguos	LIT: Hiere	HERBACEES	LIGHEUSEE		
							πi¥	Gutera senegalensis, Combretum glutinosum/	système altrviat	
	champs de mil	<25	herbacés	H5 L2	encroûtée	A3 55 LIT2				12012
			dense		sabieuse		Miracarpue scabers, Jacquemontia tamnifolia,	Pilostigme reticulatum, Acada abida,	bes-funde, terrasses our	
1 '				1			Cterium elegana	Prosopis attomm	2 et 3ème niveeux cuirassés	
							mil. ni454/	Gulera senegalenels/	systeme alluvial:	
	chamos	260	berbecke	34 [1	sablevise	A2 57				764
,			ciaire				finitriatylis	Acada abide, Detarium microcarpum	bes-fonds	
1 ^	(10),000									<u> </u>
							mil, niébé, oseile/	Guiera senegalensis, Combretum glutinosum/	dépôts sableux écliens :	
	abarras dá autoras	250	herbande	H4 [1	estimute	A2 57				1297
3			chaire				Miracenpus scaber, Jacquemontia tamrifolia,	Pilostigma reliculatum, Acada abida,	el-versant, bes de versent	
	anociers of polyoutare	1					toomoes vagens, Andropogon gayanus	Prosopis africana, Annona sanagalanais	et modelés duneires	L
							mit, niébh/	Gulera senegalenels/	dépôts sableux éciliens :	
	abarros da mit	200	hattanta	H4 11	estileurse	A2 57				1298
	en antipith & dominants	~~~	chaire				casile, fimbristylab	Acada atsida, Detadum microcarpum	mi-versent, bes de versent	
-	OU HINGING CONTRACTOR								et modelée dunaires	
							Mitracarpus scaber, Cenchrus biforus/	Gulera senegalensis, Combretum glutinosum/	dépôts sableux épilens :	
	abamos da mil		barbanda	8412	astimute	A1 57				1203
		~~	chaine				etil. Andropogon gevalue.	Acasta albida	mi-versent, bas de versent	
	(déficie esciece)						Jacquemontia tamnifota, Ipomoea vagane		et modelés dunaires	
	(orners, secondary							Gutera senegalensis/	dépôts sableux écliens:	
	Incluing charged	28.60	herbacite	HBLT	encroitée	AA 85	Miracerpus scaber, mil, Aristide longifiora,		1	1053
R	nonvert Are semies		Assaz dente				Jacquemonia tamnifolia, Cenchrus biforus	Combretum glutinosum, Combretum mioranthum	versents peu pentus	
ľ	(m)	1		1	{	1			et danes	L
							diversifiée;	Gutera senegalensis, Combretum glutinosum/	dépôts sableux écliens	
	inchines récentes	25	Sgneuse clairs	HS L3-1	eableus	A3 55	Mitracerpus scaber, Artelida longiflora,Canohrus			\$252
7	OU DEU BOOIEDOES		herbaode		encrottée		biforus, Watheria indice, Zomia glochidiata,	Pilosigma reliculatum, Prosopis atticana	sur terrasses aluviales	
'		1					Cassia mimosotides, Eragroetia tremula		eu versants	
							Ctenium elegane/	Gulera senegalensis, Combretum glutinosum/	dépôts sableux écliens	
	jachères récentes	25-50	Igneuse claire	H5 L3-1	esticute	A3 50				3254
8	ou peu anciennes		herbaoée		encroitée		Aristide longiflore, Cenchrue biflorue,	Pilostigma reticulatum, Acacia abida,	SUE LOTESDES ABUVIOLES	1
1				1			Eragrontis Iremula, Waltheria Indica	Prosopis atticana, annona senegalensis		
							diversitiée:	Gutera senegalenels, Combretum giutinoeum/	OBDOLE BEDROK BORING	
	jachères récentes	<25	herbacée	H6 L2	sableuse	A3 56	Waltheria Indice, Cenchrus biforus,			4520
9	ou peu anciennes	1	denee	1	encroûtés	1	Mitracerpus scaber, Eragrostis tremula,	Pilostigme reticulatum, Acadia sibida,	STE LOUISONS MANAGE	1
1	à fort eouvert herbeoé	l	1	I		1	Jacquemontia termifofa, ipomosa vagana	Prosopis atticene	ou versente	<u> </u>
							diversities:	Gutera senegalensis, Combretum glutinosum/	dépôts sableux écliens;	
	jechères anciennes	8	Bgneuse	HS 13-2	sabieure	A3 S8 LITS	Aristida longifiora, Ctenium elegana, Mitracarpus			17898
10		1	assez dense		encroîtée		scaber, Cenchrus billorus, Waltheria Indica,	Ptiosogma retiouletum, Combretum nigricene,	versents peu peritus	
			herbacele				Alysicarpus ovaitotus, Spermacoce	Combratum micranthum, Prosopis atticana	et danes	+
							très diversifiée:	Gutera senegaionais, Combretum glutinosum/	dépôts sableux écliens;	
	fort eouvert ligneux:	25	Sgneuse	HALA	encroûtée	A4 \$4 LIT2	Aristida longifora, Eragrostis tremula, Digitaria			1292
11	lechères anciennes ou		dense				gayana, Clerium elegans, Cassia mimosoldes,	Combratum régricans, Combratum micranthum	versants peu pentue	
I	winderion riningle	1		1	1		pomosa vagane, Watheria Indice, Mitracarpus scaber	1	et dunes	

NON CLASSES

 pieteaux non outivie (bandes de végétation en mune)	premier niveeu cuitassé	11978
 nuigee		502

X^e journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994

À titre d'exemple, H6L2 se lit donc de la façon suivante : 75 a 90 % d'herbacées et 5 à 10 % de ligneux (GODRON *et al*, 1968). Pour les recouvrements des formations végétales comme pour ceux des différents microhorizons affleurants, la codification est la même.

Étant donné l'extrapolation des données de terrain qui a été faite sur l'ensemble de la carte, nous ne pouvons raisonner qu'en classes de recouvrement et non en taux de recouvrement réels et précis (contrairement à la typologie).

L'examen de cette légende montre que, en octobre 1992, les recouvrements herbacées ne sont jamais inférieurs à [25-50 %[, les recouvrements ligneux jamais supérieurs à [25-50 %[, les microhorizons affleurants sableux jamais inférieurs à [25-50 %[et les microhorizons affleurants argileux jamais supérieurs à [25-50 %[. La classe de recouvrement n°4 apparaît donc comme une classe charnière dans la caractérisation des états de surface au sens large, tout au moins à cette époque de l'année. Cette remarque reflète une première caractéristique du paysage de cette aire d'étude.

En ce qui concerne les unités paysagères décrites, cinq types des champs cultivés et six types de jachères sont distingués, plateaux et nuages exclus.

Leur distribution spatiale sur une surface totale de 63 088 ha est la suivante :

- totalité des jachères : 53,8 % ;

+ avec recouvrement ligneux >15 % : 30,6 %;

+ avec recouvrement ligneux compris entre 10 et 15 % : 13,5 % ;

+ avec recouvrement ligneux <10 % : 9,5 % ;

- totalité des champs cultivés : 24,4 % ;

+ avec un couvert herbacé dense : 19 % ;

+ avec un couvert herbacé faible : 5,3 % ;

- totalité des plateaux (et des nuages) : 19,8 %.

DISCUSSION : INTERÊT ET LIMITE DE LA CARTOGRAPHIE PAR TÉLÉDÉTECTION EN ZONE AGROPASTORALE SAHÉLIENNE

L'illusion aurait été de penser retrouver les mêmes classes dans la typologie des unités cartographiques sur le terrain et dans la légende de la carte d'occupation des terres.

En fait, 8 classes sont distinguées pour la typologie contre 11 classes pour la carte, hors plateaux : 6 types de jachères et 2 types de champs cultivés pour la typologie contre 6 types de jachères et 5 types de champs cultivés pour la carte.

La classe 5 de la typologie peut être rapprochée de la classe 6 de la carte, les classes 6 et 7 de la typologie des classes 8 et 10 de la carte, les classes 4 et 8 des classes 1, 9 et 7, la classe 2 des classes 2, 4 et 5, et enfin la classe 3 de la classe 3.

Ainsi, une des classes de la typologie peut regrouper plusieurs classes de la carte et *vice versa*. La correspondance n'est donc pas évidente entre les classes de la typologie et celles de la carte. D'autant plus que les traitements statistiques

116

nécessaires à la classification impliquent une simplification obligée des données de terrain. Les taux de recouvrements précis deviennent des classes de recouvrements, la stratification verticale des ligneux et des herbacées est abandonnée.

Ceci dit, les raisons majeures de cette différence entre la typologie et la carte d'occupation des terres peuvent être en partie expliquées par les difficultés liées à la télédétection et celles liées aux objets cartographiques eux-même.

DIFFICULTÉS LIÉES À LA TÉLÉDÉTECTION

DIFFICULTÉS LIÉES À LA CLASSIFICATION

La difficulté majeure provient du fait que l'observateur sur le terrain décrit et différencie des unités cartographiques selon sa propre perception écogéographique du paysage (c'est-à-dire avec une hiérarchisation consciente ou inconsciente des critères de classification) alors que le satellite intercepte de façon systématique toutes les signatures spectrales des différents éléments au sol.

Autrement dit, l'un décrit le paysage à travers des unités cartographiques variables tant dans leur composition (certains éléments sont plus significatifs que d'autres suivant l'unité) que dans leur taille (échelle de la parcelle), et l'autre décrit ce même paysage au travers de pixels de 20*20 mètres sur image Spot, chacun d'entre eux correspondant à une seule signature spectrale résultante de tous les éléments combinés au sol.

L'observateur sur le terrain et le satellite ne perçoivent donc pas les mêmes objets et les mêmes structures dans le paysage. Des exemples types peuvent être donnés :

- + en ce qui concerne les jachères :
- un satellite Spot n'intercepte pas les taux de recouvrement ligneux inférieurs à 16 %. Or, la majorité des jachères ont justement une couverture ligneuse inférieure à 16 % (HUETE, 1986);
- du point de vue de l'observateur, une jachère à fort couvert herbacée à Cassia mimosoïdes dominant ne sera pas forcément différente d'une autre alors que, du point de vue télédétection, cette espèce herbacée peut modifier du tout au tout la réponse spectrale de la jachère. Elle apparaît en effet en couleur très sombre après déssèchement et risque d'être confondue soit avec des brûlis, soit avec les jachères à fort couvert ligneux ou les zones de végétation naturelle qui apparaissent également en teinte très sombre. Dans ce dernier cas, on peut lever l'ambiguïté en recourant à un indice de végétation.
 - + en ce qui concerne les champs cultivés (faible taux de recouvrement ligneux et herbacée) :
- le satellite différencie un plus grand nombre de champs que l'observateur sur le terrain. Ceci peut provenir du fait que, sur ces parcelles cultivées à fort taux de recouvrement de sol nu, le satellite prend en compte la

signature spectrale de toutes les caractéristiques du sol nu (couleur, microrelief, mésorelief, rugosité) alors que l'observateur au sol a un pouvoir discriminateur inférieur, et simplifie l'information rapportée à l'ensemble de l'unité.

DIFFICULTÉS LIÉES À LA SPATIALISATION

L'autre grande source de désaccord entre la typologie et la carte d'occupation des terres (au 1/50 000) provient de la spatialisation des données localisées de terrain à l'ensemble du super site central est.

En effet, la spatialisation implique le risque d'ignorer des unités paysagères pourtant très spécifiques du paysage mais peu représentées en superficie. L'exemple le plus frappant est celui de la classe 1 (jachères anciennes) de la typologie qui n'apparaît absolument pas sur la carte alors qu'elle est très repérable sur photos aériennes ou sur le terrain. En effet, ces jachères anciennes ou dégradées situées juste en dessous des plateaux cuirassés occupent peu de place en superficie. Lors de la spatialisation, elles semblent avoir été absorbées dans une ou plusieurs autres classes.

Le fait d'avoir retenu une trop large définition des grandes unités géomorphologiques accentue le problème.

DIFFICULTÉS LIÉES AUX OBJETS CARTOGRAPHIÉS

La classification proposée ici est instantanée, c'est-à-dire qu'elle ne rend compte que d'un état des lieux de la mosaïque du paysage à un moment donné (fin de saison des pluies 1992). Des traitements sont en cours pour prendre en compte d'autres époques de l'année et d'autres années.

Nous abordons ici une des grandes difficultés méthodologiques de cartographie en zone sahélo-nigérienne. En effet, les unités cartographiques, telles qu'elles ont été situées et définies (à l'échelle de la parcelle) sur cette première carte d'occupation des terres en saison des pluies 1992, ont une grande mouvance intersaisonnière et interannuelle.

Tout bouge, que ce soit le contenu des unités cartographiques comme leur contenant (figure 1). Il faut alors faire preuve de prudence pour faire une nouvelle carte à une autre date donnée sans refaire une campagne de terrain.

Une analyse multidate est donc en cours pour repérer les éléments invariants et rendre compte quantitativement et qualitativement de cette mouvance temporelle. Pour ce faire, des images Spot de 1988, 90, 91, 92 (février, juin, août, septembre et octobre) et 1993 sont disponibles ainsi que des relevés de terrain réalisés en saison sèche 91, en août 92 et octobre 93.

Toutefois, si cette mouvance temporelle n'est pas quantifiée à l'heure actuelle, ses causes et sa dynamique peuvent être schématiquement exposées (figure 1).



Figure 1 :

Représentation schématique de l'évolution annuelle et interannuelle d'une unité d'occupation des terres.

Le sort d'une parcelle dépend de son utilisateur/propriétaire dont la décision dépend à son tour de facteurs exogènes :

- régularité des pluies dans la saison : le paysan peut semer jusqu'à huit fois dans l'année sur un même champ ;
- précocité des pluies : le paysan peut décider des parcelles les plus aptes à valoriser l'espérance d'une bonne saison des pluies ou les risques d'une mauvaise saison ;
- capacité économique du paysan : abandon par manque de semences ;
- présence de main d'œuvre : une famille peut avoir des membres expatriés en ville à la recherche de capitaux extérieurs ;
- --- système foncier : le paysan peut défricher sa jachère sans la mettre en culture, uniquement dans le but de marquer son territoire.

Ces différentes décisions expliquent la variabilité temporelle des objets cartographiques mais aussi multiplient le nombre d'unités cartographiques différenciables à un moment donné (quel rapprochement peut-il y avoir, à titre d'exemple, entre le WAB jachère Hapex, jachère de 10 ans sur versant sableux avec un couvert ligneux de 17 %, et la jachère semée sans même avoir été défrichée ni sarclée, ou encore la jachère de 10 ans au pied des plateaux cuirassés abandonnée car très dégradée).

Nous sommes ici en face d'une difficulté conceptuelle : la définition et l'identification d'objets cartographiques constituent déjà un problème à un moment donné (est-ce un champ ou une jachère ?) ; de plus, ce qui était valable au moment de la classification peut ne plus l'être dans le temps.

Nous pouvons espérer que cette limitation conceptuelle sera réduite lorsque nous discriminerons non plus des parcelles, mais des ensembles de parcelles (unités paysagères majeures), avec une indication pourcentuelle de ses différentes composantes (jachères/champs/végétation naturelle).

La carte d'occupation des terres au 1/50 000 : un document intermédiaire

La carte d'occupation des terres au 1/50 000 du super site central est (fin septembre, début octobre 1992) n'est pas, en sa forme actuelle, un produit fini. Elle doit être considérée comme un document intermédiaire pour les raisons suivantes :

— une amélioration dans la définition et la distinction des unités cartographiques peut être apportée grâce, d'une part, à une étude comparative plus fine entre la typologie de terrain et la légende de la carte et, d'autre part, à une meilleure définition des unités géomorphologiques. La réalisation d'une carte géomorphologique est en cours de réalisation (1994);

120

- une validation *a posteriori* doit être faite à partir des photos aériennes (C130) prises en septembre 1992;
- un complément d'échantillonnage sur plateaux cuirassés et, éventuellement, dans la zone nord-est du super site central est permettra d'affiner et de compléter l'information existante ;
- la carte, à l'heure actuelle, n'est en fait qu'une spatiocarte, autrement dit, son unité élémentaire est toujours le pixel. La prochaine étape consiste à réaliser une carte d'occupation des terres réelle, c'est-à-dire avec de grands ensembles cartographiques bien identifiés et délimités. Pour ce faire, il faudra résoudre un problème méthodologique majeur : celui de la *moyenne* ou du transfert d'échelle. Le problème est lié à la télédétection (passage d'un ensemble de pixels Spot à un pixel NOAA ?), mais aussi au caractère des éléments cartographiés.

Pour conclure, le travail qui a été réalisé à l'heure actuelle pour la caractérisation de l'espace et des ressources sur le super site central est apparaît incomplet mais, il permet toutefois une première appréhension du milieu (unités paysagères types, répartition dans l'espace, superficie).

L'usage immédiat de cette carte comme base de spatialisation des données localisées du programme Hapex-Sahel est à considérer avec précaution suivant les remarques exposées ci-dessus. C'est sous sa forme numérique qu'elle sera nécessairement utilisée par les chercheurs participant au programme Hapex désireux d'extrapoler et spatialiser leurs données. Les comptes numériques ont été, en effet, versés à HSIS début 1994. Une version sur support papier peut être obtenue sur demande au centre Orstom Niamey, unité télédétection.

Son usage immédiat dans la poursuite des travaux hors Hapex du groupe phytoécologie de Niamey est :

- la quantification et la qualification des ressources sur le SSCE. Des mesures de biomasses effectuées en saison des pluies 1992 seront replacées sur la carte;
- la superposition de cartes thématiques prélèvements multiéchelle ;
- ---- l'analyse spatiale des structures paysagères, fonctions des prélèvements et des populations.

BIBLIOGRAPHIE

- BAUDRY J., et al. 1986. Ordre topo-écologique dans un espace rural, les niches paysagiques. C.R. Acad.SC. Paris, t, 302, Série 3, 20: 691-696.
- CASENAVE A., VALENTIN C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne : influence sur l'infiltration. Éd. de l'Orstom. 229p.
- FORMAN T.T.R., GODRON M., 1981. Articles patches and structural components for a landscape ecology. *Biological Science*, 31: 733-740.

r-

- GODRON M., 1965. Application de la théorie de l'information à l'étude de l'homogénéité et de la structure de la végétation. Oecologica Planta, 1, 187-197.
- GODRON M., DAGET P., IMBERGER I., LE FLOC'H E., POISSONET J., SAUVAGE C., WACQUANT J.P., 1968. Code pour le relevé méthodique de la végétation et du milieu. Éditions du CNRS. Paris : 169 p.
- GONDARD P., 1988. Des cartes, discours pour une méthode. Cartographie de l'utilisation actuelle des sols et des paysages végétaux dans les Andes équatoriennes. Collection « études et thèses » de l'Orstom. 156p.
- HUETE A., 1986. Separation of soil plant spectral mixtures by factors analysis. *Rem.Sens.Env.*, 19, 237-251.
- LONG G., 1974. Diagnostic phyto-écologique et aménagement du territoire, Principes généraux et méthodes. *Masson et Cie Éditeurs*, 1, 252p.

LA BROUSSE TIGRÉE DANS LE SAHEL NIGÉRIEN : ÉTUDE DE LA COFLUCTUATION DU STOCK HYDRIQUE ET DE LA VÉGÉTATION ANNUELLE

J. SEGHIERI¹, S. GALLE¹, J.L. RAJOT¹

Résumé

La brousse tigrée est organisée en arcs végétalisés sépares par des bandes de sol nu. Au Niger, cette végétation naturelle située sur les plateaux latéritiques cuirassés couvre un quart du paysage en climat sahélien (200-800 mm). L'encroûtement des zones nues génère un ruissellement qui s'infiltre dans la bande de végétation située en aval. La dynamique de l'eau et sa redistribution déterminent l'organisation de la végétation.

Le but de ce travail est d'identifier les relations qui lient les variations intra-saisonnières du stock hydrique du sol et la dynamique des espèces annuelles. L'étude se focalise à la transition entre la bande nue et la bande de végétation aval.

Deux espèces représentent à elles seules 88 % de l'effectif total des plantes annuelles : *Microchloa indica* (67 %) et *Cyanotis lanata* (21 %). Chacune de ces espèces est liée à un type de croûte différent. À la fin août, le nombre d'individus de chacune des espèces annuelles augmente, mais seule *Microchloa indica*, l'espèce pionnière, progresse vers l'amont où l'eau est devenue disponible. Les résultats à l'échelle intra-saisonnière permettent de préciser les hypothèses émises antérieurement sur le fonctionnement de ce type d'écosystème.

¹Orstom, B.P. 11 416 Niamey, Niger.

INTRODUCTION

124

La brousse tigrée est une végétation contractée, que l'on rencontre sous des climats arides et semi-arides, constituée de l'alternance de zones nues et de zones boisées (figure 1). Elle fut décrite pour la première fois au Niger par CLOS-ARCEDUC (1956). Ce type de végétation a été assez régulièrement reconnu, dans les zones semi-arides, en Afrique occidentale, depuis la Mauritanie jusqu'au Niger (LEPRUN, 1991), en Somalie (HEMMING, 1965), au Mexique (CORNET *et al.*, 1988), aux USA (IVES, 1946), en Australie (MABBUT et FANNING, 1987) et en Jordanie (White, 1969).



Figure 1 : Site d'étude et dispositif expérimental.

Au Niger, la brousse tigrée typique apparaît entre le 13° et le 15° parallèle, sur les plateaux latéritiques (pente d'environ 1 %). À titre d'exemple, elle couvre 23 % de la surface du degré carré autour de Niamey (d'HERBÈs et al., 1992). Les largeurs respectives des bandes nues et boisées dépendent de la pluviosité annuelle moyenne (AMBOUTA, 1984). Les sols de ces plateaux, peu différenciés, ont une épaisseur moyenne de 50 cm et reposent sur une cuirasse ferrugineuse. Ils sont argilo-sableux et contiennent près de 50 % de graviers de cuirasse. La teneur en carbone organique ne dépasse pas 0,7 % dans les zones végétalisées et la capacité d'échange 6,5 meg/100g en profondeur (Amboura, 1984). L'hypothèse faite est que la dynamique de l'eau contrôle l'organisation de ce type de végétation contractée (MAUCHAMPS et al., 1994; THIERY et al., 1995). Les bandes sont orientées perpendiculairement à la pente. Les zones nues, recouvertes par des croûtes très peu perméables génèrent un ruissellement important qui vient alimenter les bandes boisées situées immédiatement en aval. Sous le couvert de la végétation, la macroporosité créée par l'activité faunique du sol et le développement des racines permet à l'eau de s'infiltrer (Ambouta, 1984). Sur le site d'étude, on a observé que 70 % de la pluie utile (pluies tombées à des intensités supérieures à 5 mm/h) ruisselle sur la bande nue et que l'eau infiltrée dans la bande végétalisée, pour un événement pluvieux, peut atteindre 17 fois la quantité d'eau précipitée (GALLE et PEUGEOT, 1993).

Les travaux réalisées en Afrique ont surtout décrit de façon qualitative le fonctionnement du système dans son ensemble. Dans cette étude, nous nous proposons d'identifier et de quantifier les mécanismes fonctionnels à l'échelle de la transition bande nue-bande végétalisée, au cours d'une saison des pluies. En effet, une zone de transition est considérée comme l'analogue spatial des changements de la végétation au cours du temps en un lieu fixé. Explorer sa dynamique intra-saisonnière permet de comprendre l'évolution à plus long terme du système dans son entier (CASTRI (di) et HANSEN, 1992). C'est dans cette zone de transition que la dynamique intra-saisonnière est la plus marquée. On y étudiera la cofluctuation spatiale et temporelle du stock hydrique disponible, de la répartition des croûtes et des espèces végétales annuelles.

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Notre terrain d'étude, le plateau de Sofia Bangou, est un site expérimental des programmes Hapex-Sahel¹ et Salt². Il est situé à 70 km au nord-est de Niamey et reçoit une quantité annuelle moyenne de pluies de 550 mm (période 1910-1990). Les bandes boisées ont une largeur comprise entre 25 et 40 m, et une longueur moyenne de 2 km. Les bandes nues font 50 à 75 m de large.

Les relevés ont été effectués au cours de la saison des pluies 1992, au niveau de la transition zone nue-zone boisée de deux bandes de végétation. La figure 2 représente une coupe transversale typique de cette transition et les positions

¹ Hydrological and Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel (1991-1993).

² Savanne A Long Terme (Global Change Terrestrial Ecosystems, GCTE core project).

relatives des dispositifs mis en place, identiques sur les deux stations. Cette zone correspond à l'apparition des premiers ligneux, dominés par *Guiera senegalensis*, dont quelques individus isolés sont bien développés.



Figure 2 :

Coupe transversale d'une bande de végétation typique de la brousse tigrée, emplacements relatifs des transects et variations des quantités annuelles d'eau dans le sol en fonction de la position des tubes d'accès de la sonde à neutrons.

La distribution spatiale des espèces annuelles a été relevée tous les 20 jours le long de 3 transects par bande, de 20 m de long, espacés de 1 à 2 m, orientés dans le sens de la pente et commençant en amont sur un type de croûte donné (croûtes de décantation, voir ci-après). Le nombre de pieds de chaque espèce est compté dans des rectangles de 20 x 5 cm que l'on fait glisser le long des transects (soit 100 points de mesure par transect). La répartition des croûtes à la surface du sol a été relevée une fois, en septembre, sur le même dispositif. On admet l'hypothèse que l'évolution des types de croûtes est trop faible, au cours de la saison des pluies, pour influencer les autres paramètres relevés. Sur chacune des deux bandes de végétation choisies, le stock hydrique est mesuré par la méthode neutronique. Un transect par bande est constitué respectivement de 4 et 5 tubes d'accès de sonde à neutrons, implantés de 1 m à 5,60 m de profondeur et répartis depuis la bande nue en amont du fourré jusqu'à la zone avale du fourré (figure 2). Il existe au moins 1 tube d'accès de la sonde implanté sur chaque type de croûte. Le stock hydrique est suivi avec un pas de temps dépendant de la pluie. La profondeur racinaire des annuelles ne dépassant pas 40 cm, seule l'évolution de la réserve en eau de la tranche 0-40 cm sera commentée dans cette étude.

Nous avons tout d'abord testé la stabilité de la répartition spatiale des espèces de la strate basse, des croûtes et l'évolution du stock hydrique entre les deux bandes. Puis nous avons quantifié les relations spatiales entre les trois variables ainsi que leur dynamique.

Résultats

Dans la strate basse, nous avons relevé 23 espèces herbacées annuelles et des germinations des deux espèces ligneuses qui dominent cet écosystème (*Combretum micranthum G. Don* et *Guiera senegalensis* J.F. Gmel.). Deux des 25 espèces de la strate basse, totalisent 88 % des individus. Il s'agit de *Microchloa indica* (Linn. f.) P. Beauv. (67 %) et *Cyanotis lanata* Benth. (21 %) (figure 3). L'ensemble des analyses portera sur ces deux espèces fortement majoritaires.



Figure 3 : Fréquences absolues et fréquences cumulées des espèces recensées dans la strate basse le 3/09/1992.

Cinq types de croûtes, définies par CASENAVE et VALENTIN (1992), ont été identifiés sur les transects étudiés (voir figure 4, les photographies des vues verticales des 5 types de croûtes). Les croûtes grossières (G) constituées de fragments de cuirasse inclus à la surface du sol forment généralement des buttes métriques pouvant atteindre 15 cm de hauteur. Les croûtes d'érosions (ERO) présentant un microrelief mamelonné d'environ 1 cm d'amplitude, correspondent aux croûtes d'érosion d'horizon B du fait de la forte teneur en argile du sol.



Figure 4 :

Les 5 types de croûtes reconnus sur les transects (photographies prises à la verticale) G : croûte grossière, ERO : croûte d'érosion, RUI : croûte de ruissellement, DEC : croûte de décantation, BIO : croûte biologique. Réglet = 10 cm.

128

Les croûtes de ruissellement (RUI) forment des nappes planes ou se localisent dans des chenaux de ruissellement très peu marqués. Elles sont souvent constituées de fragments de cuirasses pouvant dépasser 2 mm. Les croûtes de décantation (DEC) sont parfois recouvertes de cryptogames (algues, mousses et lichens). Elles présentent alors des plaquettes rebroussées de plus de cinq centimètres de diamètre. Les croûtes biologiques (BIO) peuvent être assimilées morphologiquement aux croûtes structurales à un microhorizon (VALENTIN et BRESSON, 1992), mais elles sont fortement marquées par l'activité de la flore et de la faune. Elles sont recouvertes de cryptogames et présentent des fentes de retrait d'environ 2 mm de largeur qui dessinent des polygones (> 5 cm de diamètre). Ces croûtes sont plus ou moins intensément soumises à l'activité de récolte des termites lorsqu'elles sont recouvertes de litière. Elles présentent alors une très forte macroporosité d'origine biologique, ouverte en surface, qui les déstructure.

Le stock hydrique dans la zone 0-40 cm varie entre 15 et 100 mm au cours de la saison des pluies. Il s'étend sur la gamme de variation d'un sol argilo-sableux (DUNNE et LEOPOLD, 1978).

UNE ORGANISATION IDENTIQUE SUR LES DEUX BANDES ÉTUDIÉES

La distribution des deux espèces principales le long des transects est bien corrélée entre les deux bandes à toutes les dates $(0,64 \le r \le 0.81 \text{ et } 0.47 \le r \le 0.64 \text{ pour Microchloa indica et Cyanotis lanata respectivement}).$

Il en est de même pour la répartition des croûtes de décantation et biologiques (r = 0,64 et 0,75 respectivement). En revanche, les distributions des croûtes d'érosion, des croûtes grossières et des croûtes de ruissellement ne sont pas corrélées (r = -0,01, 0,12 et -0,46 respectivement). Les croûtes grossières forment en effet des buttes très localisées, les croûtes d'érosion sont insuffisamment représentées pour induire une forte corrélation et les croûtes de ruissellement correspondent aux chenaux qui peuvent traverser les transects n'importe où.

Une analyse en composantes principales (ACP) de l'évolution du stock hydrique du sol, au cours de la saison des pluies, montre l'existence de 3 groupes statistiques distincts en fonction de la position des tubes par rapport aux transects de 20 m sur lesquels les relevés des croûtes et de la végétation herbacée ont été effectués (figure 5) : un premier groupe, de -18 à -1 m, correspond à une zone où les ERO, G et RUI sont dominantes ; un deuxième groupe, de 2 à 10 m, correspond à une zone où les DEC sont dominantes et un troisième groupe, de 19 à 20 m, correspond à une zone où les BIO sont dominantes. Cette forte similitude structurelle des deux bandes nous a conduit à regrouper et discuter les résultats à l'échelle d'une unité élémentaire bande nue-bande végétalisée.



Figure 5 :

ACP des valeurs centrées du stock hydrique du sol : projection des variables sur les deux premiers axes et correspondance avec les croûtes (saison des pluies 1992).

UNE LIAISON ENTRE LA RÉPARTITION SPATIALE DES ESPÈCES, DES CROÛTES ET DE L'EAU DU SOL

Microchloa indica est présente de 0 à 20 m avec une densité maximale de 0,25 pied par centimètre carré entre 10 et 13 m. *Cyanotis lanata* se trouve entre 7 et 20 m avec une densité maximale de 0,10 pied par centimètre carré entre 16 et 18 m (figure 6a). Il y a donc une succession des deux principales espèces d'amont en aval.

Les différents types de croûtes identifiés ne sont pas non plus répartis au hasard sur les transects étudiés. Ils tendent à s'organiser selon la séquence présentée sur la figure 6b. La plupart des croûtes d'érosion (ERO) et des croûtes grossières (G) se trouvent en amont. Les croûtes de décantation (DEC) dominent ensuite. En aval des transects on trouve enfin les croûtes biologiques (BIO), les plus déstructurées par les termites se trouvant principalement au cœur du fourré. Les croûtes de ruissellement (RUI) sont partout présentes, mais en amont se trouvent les croûtes de ruissellement en nappes alors qu'en aval n'existent que les chenaux. Cette séquence peut évidemment varier localement en particulier par la présence de buttes de croûtes grossières qui existent jusque dans la zone boisée.

Nous avons calculé la corrélation spatiale entre les croûtes et les deux espèces principales, d'une part sur la totalité des six transects, d'autre part sur un transect moyen. Dans les deux cas, les distributions ont été lissées par le recours à une



Figure 6 :

Répartition des populations des 2 espèces principales (a) et des croûtes (b) sur un transect moyen (20 m).

moyenne glissante sur 5 points, afin de limiter les décalages toujours possibles entre deux relevés non simultanés. Dans le premier cas, le coefficient de détermination ne dépasse jamais 23 %. Dans le deuxième cas, les deux espèces ne sont pas corrélées avec les croûtes G, ERO et RUI, mais le cœfficient de détermination atteint 52 % entre *Microchloa indica* et les croûtes de décantation (DEC) et 68 % entre *Cyanotis lanata* et les croûtes biologiques (BIO). Ces fortes liaisons entre les croûtes et les espèces principales sur le transect moyen traduisent une tendance générale qui, ponctuellement, sur chacun des six transects, n'est pas systématique. En analysant les nuages de corrélation sur le transect moyen, on observe (figure 7) que la relation espèces-croûtes n'est pas univoque, elle



Figure 7 : Corrélations sur un transect moyen entre les 2 espèces principales et les 5 types de croûtes.

dépend de la position sur le transect. Par exemple, pour la liaison DEC/ Microchloa indica le pourcentage de DEC augmente jusqu'à 7,5 m sans que Microchloa indica n'apparaisse, puis ces deux variables cofluctuent. Pour la liaison BIO/Cyanotis lanata, les deux variables cofluctuent dans la partie amont du transect jusqu'à 11,5 m, puis lorsque le pourcentage de croûtes biologiques atteint son maximum et ne varie plus, la densité de Cyanotis lanata continue d'augmenter.

Dans les 40 premiers centimètres de sol, on trouve un gradient hydrique de l'amont vers l'aval, qui se maintient en s'atténuant tout au long de la saison des pluies (figure 10).

La répartition de chacune des deux espèces principales est liée au stock d'eau disponible dans le sol. *Microchloa indica* est toujours située en amont des transects, principalement sur les croûtes de décantation, où l'eau s'infiltre plus que dans les croûtes d'érosion de la zone nue mais beaucoup moins que dans la zone boisée. En revanche, *Cyanotis lanata* est toujours répartie en aval des transects, principalement sur les croûtes biologiques, sous le couvert arboré qui est la zone recevant le plus d'eau dans la saison.



Figure 8 :

Variation intra-saisonnière du nombre de plantes des 2 espèces principales en relation avec la pluviosité et le stock hydrique sur 40 cm de profondeur.

UNE VARIATION TEMPORELLE SAISONNIÈRE SIMILAIRE DU STOCK EN EAU DU SOL ET DE L'EFFECTIF DES PLANTES ANNUELLES

Le stock hydrique, dans les 40 premiers centimètres de sol, répond par un pic à chaque événement pluvieux. En moyenne sur les deux transects, il augmente de 10 mm à 60 mm au cours de la saison des pluies (figure 8). Après la dernière pluie, il diminue de façon exponentielle et retrouve son état initial en un mois. On observe un comportement saisonnier similaire des populations de plantes, mais, compte tenu de la rapidité des germinations après une pluie efficace (quelques jours), la fréquence des relevés (environ une fois par mois) est trop faible pour pouvoir vérifier la réponse des plantes aux événements pluvieux.

Les figures 9 et 10 illustrent, le long d'un transect moyen, respectivement l'évolution de la variation entre deux dates du nombre d'individus de *Microchloa indica* et *Cyanotis lanata* (figure 9) et, aux mêmes périodes, l'évolution de la variation du stock hydrique sur 40 cm de profondeur (figure 10). Au début de la saison des pluies, l'eau commence à s'infiltrer sous le couvert arboré où la macroporosité est importante grâce à l'activité biologique du sol. L'évolution des plantes annuelles est similaire, dans le sens où elles commencent à se développer à l'aval des transects sous le couvert arboré. Là, le nombre de pieds s'accroît sans migration vers l'amont avant le 23 août. Durant les 10 derniers jours d'août, très pluvieux, l'eau s'infiltre dans les sols non encore saturés : sous les croûtes de décantation, et dans une moindre mesure, sous les croûtes d'érosion et grossières situées plus en amont. Début septembre, on observe une importante colonisation du sol nu vers l'amont, essentiellement par *Microchloa indica*. Après la dernière pluie, les plantes se dessèchent progressivement et meurent.

Des différences spatiales entre l'accroissement du stock d'eau et l'accroissement des populations de plantes

Tandis que les quantités d'eau infiltrée dans le sol montrent un accroissement linéaire depuis le sol nu jusqu'au cœur de la bande boisée, la répartition des plantes décrit une courbe en cloche (figure 9). Il n'y a pas de plante herbacée en amont des transects ni 1 à 2 m en arrière de leur extrémité avale (observation personnelle). Sur le sol nu en amont, bien que de l'eau soit disponible à la fin du mois d'août, rien ne pousse. Malgré les quantités importantes d'eau disponible très tôt dans la saison sous tout le couvert boisé, aucune plante n'est observée dans le secteur où le couvert arboré se densifie. Même *Cyanotis lanata* qui semble se réfugier dans la partie la plus ombragée des transects, ne se développe pas au cœur du fourré ligneux.



Figure 9 : Variations du nombre de plantes des 2 espèces principales le long d'un transect moyen.



Figure 10 : Variations de l'eau disponible dans le sol le long d'un transect moyen.

DISCUSSION

Les tendances observées dans le cadre de notre étude confirment les hypothèses qualitatives et les quelques résultats quantitatifs acquis ailleurs sur le fonctionnement global de l'écosystème broussetigrée (WHITE, 1971 ; MAUCHAMPS *et al.*, 1994). Cependant, ces premiers résultats à l'échelle intra-saisonnière dévoilent des mécanismes plus subtils qui ne vont pas forcément dans le sens des conceptions antérieures.

Il existe une succession d'espèces de l'amont vers l'aval au niveau de la strate herbacée. *Microchloa indica*, performante en conditions de faible disponibilité en eau, quand les autres espèces, plus exigeantes, ne se maintiennent pas (SEGHIERI, 1990), elle se situe préferentiellement en amont du transect. Puis cette espèce cède la place à Cyanotis lanata au fur et à mesure que le couvert arboré et la disponibilité en eau augmentent. Cette succession se répète sur les deux bandes et est généralisable à l'ensemble des bandes végétalisées du plateau de brousse tigrée étudié. En effet, des relevés effectués sur 8 autres bandes successives, situées sur le même plateau, ont montré les mêmes espèces dominantes réparties de la même facon (Seghieri, non publié). En ce qui concerne le sol, la succession des croûtes observée depuis la bande nue jusqu'à la bande végétalisée (ERO et G, DEC, BIO) correspond à un gradient croissant de l'infiltrabilité du sol. Ceci confirme les observations faites par Courault et al. (1990). Les états de surface constituent ainsi le principal facteur édaphique variable, puisque les horizons sous-jacents sont très homogènes (WHITE, 1971; AMBOUTA, 1984). Leur répartition spatiale révèle, de l'amont vers l'aval, une succession de zones. Il y a d'abord celle où l'eau ruisselle (ERO, G), puis celle où elle stagne (DEC), et enfin celle où elle s'infiltre (BIO), comme MAUCHAMPS et al. (1994) l'ont observé au Mexique. L'existence de corrélations entre le gradient hydrique, la succession des croûtes et celle des espèces herbacées est démontrée par nos résultats.

De façon plus précise, l'infiltration de l'eau qui ruisselle sur la bande nue se fait préférentiellement au coeur de la bande boisée en début de saison des pluies. En effet, il présente une forte macroporosité due à l'activité biologique qui permet une infiltration importante et rapide. Les premiers obstacles au ruissellement, constitués sur les croûtes de décantation par la population de Microchloa indica et des individus isolés de Guiera senegalensis, profitent dans une bien moindre mesure des apports d'eau supplémentaires de la bande nue. Nos résultats obtenus sur 40 cm de profondeur se vérifient encore plus nettement sur la répartition du stock hydrique sur 3,40 m de profondeur (Galle et PEUGEOT, 1993). Ce résultat nuance l'hypothèse avancée par WHITE (1971) et par THIERY et al. (1995) d'une influence systématiquement négative des plantes ligneuses situées en amont sur les plantes ligneuses situées en aval. À ce niveau, le couvert végétal, peu dense, n'est pas le siège d'une activité biologique (racines et termites) suffisamment importante pour améliorer l'infiltrabilité au point que la majorité du ruissellement soit captée. Cependant, étant donnée l'importance de la capacité d'infiltration du sol au cœur de la bande, cette hypothèse devrait se vérifier dans la partie avale de la bande, concernant uniquement les plantes ligneuses.

L'influence, sur la succession végétale, du gradient hydrique et de la répartition des croûtes n'est pas exclusive. La limite amont de l'aire de répartition de *Microchloa indica* n'est pas déterminée par la disponibilité en eau ni par le type de croûte. En effet, il n'y a pas de différence de stock hydrique ni de type de croûte de part et d'autre de ce front. Par conséquent, le facteur limitant de l'avancée des herbes vers l'amont est d'une autre nature. Cette limitation peut s'expliquer par le stock de graines disponible dans le sol. Il ne peut y avoir de graine, donc de germination, dans une zone non recouverte par une végétation depuis longtemps, c'est-à-dire où aucune plante n'a pu grainer, et où aucun obstacle n'est susceptible d'arrêter les semences venues d'ailleurs, transportées par le vent ou le ruissellement. Cet argument semble se confirmer puisque les premiers échantillons de sol, prélevés dans la zone nue, ne contiennent aucune graine (EHRMANN, 1994).

En aval, il semble que ce soit la concurrence avec les autres espèces pour la lumière et l'eau qui limite l'étendue de Microchloa indica. En effet, dans des conditions plus favorables à l'infiltration, là où les croûtes de décantation cèdent progressivement la place aux croûtes biologiques, la disponibilité en eau n'est plus limitante du nombre d'espèces et les autres taxons peuvent se développer. De plus, l'augmentation du couvert arboré tend à diminuer l'évaporation et l'accès des plantes à la lumière. Microchloa indica est une espèce de milieu ouvert (BREMAN et CISSÉ, 1977). Le fait qu'elle soit morphologiquement peu plastique et de petite taille contribue à limiter l'efficacité avec laquelle elle accède à la lumière et à l'eau (SEGHIERI, 1990). Ainsi, en conditions de plus en plus favorables pour les autres espèces, sa faible compétitivité restreint son extension. De fait, en aval du transect, elle est remplacée par Cvanotis lanata qui semble mieux adaptée à l'ombrage, en même temps que plus performante dans l'utilisation de disponibilités hydriques abondantes. Ces phénomènes, qui demandent à être vérifiés par une expérimentation sur la compétition, expliqueraient pourquoi ce sont ces deux espèces qui dominent abondamment la strate basse. Elles n'ont pas, jusqu'à présent, été mentionnées parmi les composantes importantes de la végétation de la brousse tigrée au Niger (AMBOUTA, 1984 ; COURAULT et al., 1990 ; THIÉRY et al., 1995). On a observé également que Cyanotis lanata ne se développait pas au-delà d'une certaine limite sous le couvert arboré. Là encore, cette limite ne peut s'expliquer ni par un manque d'eau ni par l'apparition d'un nouveau type de croûte. Sa limite d'extension en aval pourrait être due à l'existence d'un seuil létal de tolérance à l'ombre ou à l'abondance de la litière au cœur du fourré qui empêcherait les germinations.

CONCLUSION

Microchloa indica est la seule espèce qui avance vers l'amont, où le stock hydrique est faible, au cours de la saison des pluies. Elle se comporte comme une espèce pionnière, peu exigeante en eau par rapport aux autres espèces de la strate basse, mais vraisemblablement peu compétitive. Elle ne peut échapper à la concurrence que par une progression vers l'amont. La succession progressive primaire observée spatialement sur quelques mètres suggère fortement l'existence d'une dynamique pluriannuelle de même nature. MONTANA (1992) a prouvé cette analogie sur la brousse tigrée au Mexique. Le stock de graines constitué au

cours d'une saison des pluies, conjointement à une amélioration locale de l'infiltration de l'eau, devrait permettre une installation des plantes herbacées décalée vers l'amont l'année suivante. Toujours en se basant sur la succession spatiale observée, on peut supposer que, sur plusieurs années, l'espèce pionnière accroît la porosité du sol et provoque une amélioration de l'infiltration avec le développement progressif d'une activité biologique de plus en plus importante qui déstructure les croûtes peu perméables. À partir du moment où les conditions s'améliorent, au cours des saisons des pluies suivantes, d'autres espèces devraient réussir à s'installer et entrainer sa rarefaction ou sa disparition. Ainsi, les plantes situées en amont favoriseraient, à l'échelle pluriannuelle, l'extension des plantes situées en aval, au niveau de la strate herbacée. Microchloa indica constituerait le moteur de la dynamique d'avancée de la strate basse. La succession dans le temps des plantes ligneuses, indépendamment des espèces en cause, a d'ailleurs déjà été évoquée (THIÉRY et al., 1995). Sous le couvert arboré dense, la compétition pour la lumière jouerait un rôle majeur sur l'extension des surfaces colonisées par les plantes herbacées. Le nombre d'espèces diminue au fur et à mesure que le couvert arboré augmente pour ne laisser la place qu'à une seule d'entre elles, Cyanotis lanata, plus tolérante que les autres. Cependant, au cœur de la bande boisée, quand le couvert arboré est à son maximum, aucune espèce herbacée ne réussit à s'installer. De cette façon, si la bande boisée avance (THIERY et al., 1995), elle devrait entraîner le dépérissement de l'aval de la bande herbacée.

REMERCIEMENTS

Nous sommes sincèrement reconnaissant à J.M. d'Herbès et C. Valentin pour les suggestions pertinentes qu'ils nous ont faites sur le manuscrit.

140

BIBLIOGRAPHIE

- AMBOUTA K., 1984. Contribution à l'édaphologie de la brousse tigrée de l'ouest nigérien. Thèse de Docteur Ingénieur, Université de Nancy.
- BREMAN H., CISSÉ A.M., 1977. Dynamics of sahelian pastures in relation to drought and grazing. *Oecologia*, 28: 301-315.
- CASENAVE A., VALENTIN C., 1992. A run-off capability classification system based on surface features criteria in the arid and semi-arid areas of West Africa. J. of Hydrology, 130 : 231-249.
- CASTRI (di) F., HANSEN A.J., 1992. The environment and development crises as determinants of landscape dynamics. Dans A.J. Hansen & F. (di) Castri (eds.), Landscape boundaries. Ecological Studies 92, 3-18. Springer-Verlag, New York.
- CLOS-ARCEDUC M., 1956. Étude sur photographies aériennes d'une formation végétale sahélienne : la brousse tigrée. Bulletin de l'Ifan, série A, 7 (3) : 677-684.
- CORNET A., DELHOUME J.P., MONTANA C., 1988. Dynamics of striped vegetation patterns and water balance in the Chihuahuan desert. Dans H.J. During, M.A. Werger et H.J. Willems (eds.), Diversity and pattern in plants communities, 221-231. SPB Academic Publishing, La Hague.
- COURAULT D., d'HERBÈS J.M., VALENTIN C., 1990. Le bassin versant de Sama-Dey. Premières observations pédologiques et phytoécologiques. Rapport Orstom, Paris.

DUNNE T., LEOPOLD L.B., 1978. Water in env. planning. Freeman and Co.

- EHRMANN M., 1994. Dynamique d'infiltration de l'eau en relation avec l'installation de la végétation herbacée sur la brousse tigrée dans le Sahel nigérien. Rapport de stage de DEA, Université Paris VI.
- GALLE S., PEUGEOT C., 1993. Soil water spatial distribution of tiger bush in Niger. AGU meeting, San Francisco, USA, 6-10 déc. 1993.
- HEMMING C.F., 1965. Vegetation arcs in Somaliland. J. of Ecol., 53 : 57-67.

- HERBÈS (d') J.M., COURAULT D., TIMOUK F. VALENTIN C., 1992. Spatio-carte des états de surface du degré carré de Niamey. Orstom, Niger.
- IVES R., 1946. Desert ripples. American J. of Science, 244: 492-501.
- LEPRUN J.C., 1991. Étude de quelques brousses tigrées sahéliennes : structure, dynamique, écologie. Dans E. Le Floc'h M., Grouzis A., Cornet et J.C. Bille (eds.), L'aridité, une contrainte au développement, 221-244. Éditions de l'Orstom, collection Didactiques, Paris.
- MABBUTT J.A., FANNING P.C., 1987. Vegetation banding in arid western Australia. J. of Arid Environment, 12: 243-250.
- MAUCHAMPS A., RAMBAL S., LEPART J., 1994. Simulating the dynamics of a vegetation mosaic : a spatialized functionnal model. *Ecological Modelling*, 71 : 107-130.
- MONTANA C., 1992. The colonization of bare areas in two-phase mosaics of an arid ecosystem. J. of Ecology, 80: 315-327.
- SEGHIERI J., 1990. Dynamique saisonnière d'une savane soudano-sahélienne au Nord-Cameroun. Thèse de Doctorat, USTL.
- THIÉRY J., d'HERBÈS J.M., VALENTIN C., 1995. A model for simulating the genesis of banding patterns in Niger. J. of Ecology, 83 : 497-507.
- VALENTIN C., BRESSON L.M., 1992. Morphology genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma*, 55 : 225-245.
- WHITE L.P., 1969. Vegetation arcs in Jordan. Journal of Ecology, 57:461-464
- WHITE L.P., 1971. Vegetation stripes on sheet wash surfaces. *Journal of Ecology*, 59: 615-622.

ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION D'UNE CULTURE DE MIL À L'AIDE D'UN MODÈLE DE COUVERT ÉPARS

M. AMADOU¹, P. CELLIER², B.A. MONTENY³, J.P. LHOMME³

Résumé

Des données bioclimatiques recueillies sur une culture de mil dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel 1992, ont été utilisées pour paramétrer les divers compartiments d'un modèle de couvert épars composé de deux niveaux d'échanges : la surface du sol et la végétation. Il s'agit du modèle de Shuttleworth et WALLACE (1985). Les entrées du modèle sont les données météorologiques classiques et les caractéristiques biologiques de la culture. En sortie, le modèle fournit les flux de chaleur latente et sensible, ainsi que les températures de surface du sol et de la plante. La paramétrisation a porté d'une part, sur la répartition de l'énergie disponible entre le sol et la végétation, et d'autre part, sur les principales résistances aux échanges des flux. L'utilisation du modèle sur l'ensemble du cycle du mil, permet une estimation horaire et journalière de l'évapotranspiration (ETR) satisfaisante, avec la possibilité de calculer séparément la transpiration de la plante et l'évaporation du sol. Les valeurs d'ETR estimées par le modèle concordent bien avec celles mesurées au-dessus de la culture par la méthode du bilan d'énergie/rapport de Bowen. Cette concordance est encore meilleure pendant la phase de végétation maximale. L'analyse de l'évolution de la transpiration de la plante et de l'évaporation du sol au cours du cycle cultural montre que l'évaporation du sol dépasse le seuil de 50 % ETR, du début du cycle jusqu'au stade de LAI = 1,5. Sur l'ensemble du cycle, l'évaporation du sol est de l'ordre de 40 % ETR.

¹Inran, BP 429 Niamey, Niger.

²Inra, 78850 Thiverval-Grignon, France.

³Orstom-Hydrologie, BP 5045, 34032 Montpellier, France.
INTRODUCTION

Les mils constituent un ensemble de 14 céréales dites mineures, dont le mil penicillaire est économiquement la plus importante (Siband, 1981). Leur bon comportement en conditions marginales (manque d'eau, faible fertilité, forte température, parasitisme, etc.) ont fait de ces céréales la base de l'alimentation des pays du Sahel. La production mondiale en 1982, était évaluée à 29 millions de tonnes dont 11 millions en Afrique (BENIGA, 1992). Les pays producteurs sont le Nigéria, le Soudan, le Niger, le Mali, le Burkina Faso et la Côte d'Ivoire. Au Niger par exemple, sur l'ensemble du territoire, environ 1 783 400 tonnes de graines ont été produites sur une superficie de 4 988 300 ha en 1992, contre 1 852 700 tonnes de graines sur une superficie de 4 383 900 ha en 1991, soit des rendements moyens respectifs de 358 et 423 kg/ha pour les deux années. (Rapport annuel 1992 de la Direction de l'Agriculture du Niger). Ces rendements paraissent très faibles devant les potentialités de la plante (jusqu'à 3 tonnes/ha pour certaines variétés). On attribue cette faible productivité à plusieurs contraintes qui sont d'ordre naturel (environnement physique défavorable), technique (l'utilisation de techniques culturales rudimentaires limitant toute possibilité d'intensification). De nombreux auteurs tentent de pallier à ces problèmes par la sélection de matériel végétal plus productif et adapté à ces conditions de culture, par la recherche de techniques et de systèmes permettant une valorisation maximale des ressources hydriques et minérales souvent limitées dans le contexte sahélien.

Dans cette perspective, il serait intéressant de pouvoir quantifier la consommation en eau du mil, afin d'évaluer les risques de déficit hydrique et de raisonner la pratique de certaines techniques culturales (dates de semis, densité de semis, association, labour, sarclage, paillage, etc.). L'objectif principal de cette étude, est la mise au point d'un modèle simple de bilan hydrique du mil en fonction des variables climatiques. Pour cela, après avoir passé en revue différents modèles d'estimation de l'ETR des couverts épars proposés dans la littérature, nous avons opté pour un modèle à deux couches évaporantes (sol nu + végétation) qui est le modèle de Shuttleworth et WALLACE (1985).

DESCRIPTION DU MODÈLE DE SHUTTELWORTH ET WALLACE (1985)

SHUTTLEWORTH et WALLACE (1985) proposèrent une extension de l'équation de Penman-Monteith (1965) à un couvert épars, en formulant un modèle décrivant l'interaction entre les différents flux et séparant les bilans d'énergie à la surface du sol, au niveau de la végétation et au-dessus du couvert. Le développement

144

théorique du modèle utilise l'analogie électrique de la loi d'Ohm en électricité (figure 1), et aboutit à une équation combinée donnant l'évaporation totale de la culture (λE).

$$\lambda E = C_{e} P M_{e} + C_{e} P M_{e} \tag{1}$$

où PM_c et PM_s sont deux termes, chacun similaire à une équation combinée de Penman-Monteith, appliquée respectivement à un couvert continu et au sol correspondant, pondérés par deux coefficients C_c et C_s fonctions des résistances au transfert des flux et qui prennent en compte l'interaction des flux provenant du sol et de la végétation. Les auteurs développent les formules respectives de ces 4 termes.



Figure 1 : Schéma du modèle de couvert épars de Shrttleworth et WALLACE (1985).

146

De la description des principales innovations proposées dans ce modèle, il ressort que le modèle de Shuttleworth et Wallace (1985) donne la meilleure expression analytique des flux d'évaporation d'un couvert épars (SAUGIER et KATERJI, 1991), mais la méconnaissance de certains paramètres d'entrée du modèle complique son utilisation sur le plan pratique. L'un des principaux obstacles à l'utilisation de ce modèle est l'estimation de la résistance de la couche sèche du sol à la diffusion du flux de vapeur d'eau provenant du sol. Aucune alternative de mesure directe de cette résistance n'est proposée dans la littérature. Les auteurs se contentent, soit d'une estimation à partir de la mesure de l'évaporation du sol ou de son humidité superficielle (WALLACE et al., 1990 ; STANNARD, 1993), soit ils se placent dans des conditions de sol saturé où sa valeur est nulle (LAFLEUR et ROUSE, 1990). Par ailleurs, la variation au cours d'un cycle cultural de toutes les résistances au transfert des flux, ainsi que l'effet des épisodes pluvieux sur les valeurs de ces résistances, rendent complexe le suivi sur l'ensemble d'un cycle cultural de l'évapotranspiration d'un couvert épars à l'aide de ce modèle. Dans le présent article, nous tentons de pallier à certaines de ces difficultés et ainsi rendre opérationnel ce modèle sur l'ensemble du cycle cultural du mil. Ce travail va consister à paramétrer les divers compartiments du modèle à partir des variables climatiques classiques et de certaines caractéristiques phénologiques de la culture.

Les paramétrisations éffectuées

Répartition de l'énergie disponible entre le sol et la végétation

SHUTTLEWORTH et WALLACE (1985) utilisent la loi de Beer pour calculer le rayonnement net arrivant au sol (Rsn) à partir du rayonnement net mesuré au dessus du couvert (Rn) et du LAI. Dans le cas du mil, WALLACE *et al.*, (1990), estiment qu'il faut prendre en compte non seulement le LAI, mais aussi le PAI (indice de surface des panicules) lorsque les épis apparaissent. On aura alors :

$$Rsn = Rn.exp[-Kn.(LAI + PAI)]$$
(2)

où Kn (=0,41) est le coefficient d'extinction du rayonnement net à l'intérieur du couvert (WALLACE *et al.*, (1990)).

LA FORMULATION DES RÉSISTANCES AU TRANSFERT DES FLUX

Résistance stomatique

La résistance stomatique joue un rôle clé dans le contrôle de l'activité transpiratoire d'une plante. Son évolution diurne est gouvernée par plusieurs paramètres du climat dont le rayonnement solaire et le déficit de saturation de l'air (Squire, 1979; HENSON *et al.*, 1982) et d'autres paramètres relatifs à l'état hydrique du sol. Plusieurs auteurs ont réalisé des mesures de résistance

stomatique sur le mil (Squire, 1979; HENSON et al., 1982; AZAM-ALI, 1983; WALLACE et al., 1990). Il ressort de ces études que la résistance stomatique des feuilles de mil varie selon la face de la feuille considérée, son âge et sa position sur la plante. En ce qui concerne la dépendance de la résistance stomatique en fonction des paramètres climatiques, SQUIRE (1979) montre que c'est surtout le rayonnement global qui explique le mieux l'évolution diurne de cette résistance lorsque le mil est cultivé en conditions sèches (mil non irrigué), et que par contre, c'est le déficit de saturation de l'air qui gouverne cette évolution lorsque le mil est irrigué. Considérant que l'évolution nycthémérale de l'ouverture et de la fermeture des stomates impose une valeur minimale de la résistance stomatique en l'absence de stress hydrique dans le sol et prenant en compte les observations de Squire (1979), nous avons opté pour un modèle simple de prévision de la résistance stomatique en fonction du rayonnement global. Il s'agit de l'expression proposée par AVISSAR et al., (1985).

ou

$$rs = rs_{min} + (rs_{max} - rs_{min}).f(Rg)$$
(3)
$$rs = 200 + (2000 - 200).exp(-0,004.Rg)$$

avec rs : la résistance stomatique équivalente des feuilles du mil, rs_{min} et rs_{mar} : les résistances stomatiques équivalentes minimale et maximale des feuilles, f(Rg): une fonction du rayonnement global. Les paramètres rs_{min} , rs_{max} et f(Rg) ont été déterminés expérimentalement (figure 2).

Dans la figure 2, nous avons reporté également une fonction d'estimation de la résistance stomatique du mil en fonction du rayonnement global, établie par SQUIRE (1979) en Inde Centrale. Cette fonction ne diffère pas trop de celle que nous avons établie, compte tenu de conditions expérimentales différentes (climat, variétés, etc.).

La résistance de la couche sèche du sol au flux de vapeur d'eau

La résistance de la couche sèche du sol est calculée suivant la formulation de SHUTTLEWORTH et WALLACE (1985), en utilisant les mesures simultanées en début de cycle, de l'évaporation du sol nu (λE_{\star}), de la pression de vapeur d'eau de l'air à la surface du sol (e_s) , et de la température de surface du sol (T_s) . λE_s et e_s , sont mesurées à l'aide du « micro-bowen », e, est considérée comme étant égale à la pression de vapeur d'eau de l'air du 1er niveau du « micro-bowen » (25 cm audessus de la surface du sol), T_s est mesurée à l'aide d'un radiothermomètre infrarouge. Le meilleur paramètre expliquant l'évolution de r^s est l'humidité de surface du sol, mais sa mesure à l'échelle de temps horaire est assez rare. Par ailleurs, pour limiter le nombre de paramètres d'entrée du modèle et être le moins dépendant possible des paramètres du sol, nous avons choisi d'exprimer les



Figure 2 : Résistance stomatique équivalente des feuilles de mil en fonction du rayonnement global.



Figure 3 :

Évolution de la résistance de la surface du sol (rss) en fonction de l'ETP cumulée depuis la dernière pluie.

valeurs horaires de r_s^s en fonction de l'évapotranspiration potentielle (PENMAN ; 1948) cumulée depuis la dernière pluie, (ETPcum). La figure 3, montre les évolutions des valeurs horaires de cette résistance en fonction de l'ETP cumulée pour trois épisodes pluvieux de hauteurs pluviométriques différentes (26 mm, 12 mm et 40 mm). On peut constater que l'on retrouve le même type d'évolution pour les trois épisodes pluvieux, avec une valeur de départ de r_s^s de l'ordre de 80 s.m⁻¹ et une valeur finale dépendant du temps mis entre la dernière et la pluie suivante. Par ailleurs des réhumectations nocturnes peuvent provoquer une légère chute de r_s^s le lendemain en début de journée (figure 3). En milieu de journée la résistance reste proportionnelle à l'ETP cumulée depuis la pluie. Si nous considérons les valeurs de r_s^s entre 9 h 00 et 16 h 00 T.U, évitant ainsi l'effet des réhumectations, il est possible de représenter l'évolution diurne de r_s^s selon une fonction exponentielle de l'ETP cumulée au-dessus du couvert (équation 4). Ainsi, en début de cycle (LAI = 0), on aura :

$$r_{s}^{s} = 80.exp(0, 23.ETPcum)$$
(4)
avec *ETPcum* exprimé en mm et r_{s}^{s} en s.m⁻¹.

Comme la résistance stomatique, la résistance de la couche sèche du sol est une résistance de surface qui évolue au cours du cycle en raison inverse de la fraction de sol nu (1-fr), fr étant la fraction de sol effectivement recouverte par la végétation. Les valeurs de la résistance de la couche sèche du sol au cours du cycle (r_s^s) sont obtenues en divisant r_s^s par la fraction de sol nu (1-fr).

$$r_{s}^{s} = r_{s}^{s} / (1 - fr)$$
 (5)

Les résistances d'origine aérodynamique

Les résistances d'origine aérodynamique $(r_a^a, r_a^s et r_a^a)$ ont été calculées suivant les formulations de SHUTTLEWORTH et GURNEY (1990), à partir des mesures de vitesse du vent au niveau de référence et du suivi au cours du cycle cultural des caractéristiques phénologiques de la culture. Pour tenir compte de l'influence de la stabilité des basses couches atmosphériques sur les valeurs de r_a^a (ITIER et KATERJI, 1983), des corrections de stabilité sur les valeurs de r_a^a ont été ajoutées. Ces corrections sont celles de CHOUDHURY *et al.*, (1986), appliquées par LHOMME *et al.*, (1994) sur le mil.

Les fonctions biologiques

Il s'agit des variables relatives à la phénologie de la culture : LAI, hauteur du couvert et fraction de recouvrement du sol principalement. À défaut de valeurs réellement mesurées, ces paramètres peuvent être estimés pour une saison pluvieuse sans stress hydrique majeur, connaîssant la date des semis. Ainsi, une fonction logistique a été retenue pour la croissance en hauteur, une loi de Gauss pour le LAI et la fraction de recouvrement. Ces fonctions sont valables pour des densités de plantation de l'ordre de 5 000 à 7 000 poquets/ha, habituellement rencontrées sur les champs paysans.

* Hauteur du couvert (htc)

$$htc = \frac{245}{1+990.\exp^{(-0.11JAS)}} \qquad en \ cm \tag{6}$$

JAS : nombre de jours après semis

* Indice foliaire (LAI)

$$LAI = \frac{a}{b.(2\pi)^{0.5}} \exp\left\{-0.5\left\{\left[\left(LogIAS - c\right)/b\right]^2\right\}\right\}$$
(7)

avec a = 0,769 b = 0,109 c = 1,827

* fraction de recouvrement du sol par la végétation (fr)

$$fr = \frac{a}{b(2\pi)^{0.5}} \exp\left\{-0.5\left\{\left[\left(LogJAS - c\right)/b\right]^2\right\}\right\}$$
(8)

avec a = 17,733; b = 0,127; c = 1,857

Les données d'entrée et de sortie du modèle

Le modèle utilise en entrée, l'énergie disponible au-dessus du couvert, les dates de pluie, les mesures de température de l'air et de pression de vapeur d'eau au-dessus du couvert, le calcul des différentes résistances au transfert des flux, ainsi que les fonctions biologiques, pour calculer l'évapotranspiration totale de la culture, la transpiration de la plante, l'évaporation du sol et les températures de surface des feuilles de mil et du sol.

Matériel et méthodes

LE MILIEU PHYSIQUE

L'expérience a été réalisée en 1992 dans le cadre du programme Hapex-Sahel (GOUTORBE et al., 1994), sur un champ de mil (Pennisetum typhoïdes), non loin du village de Banizoumbou (13°31'N, 2°39'E), dans le sud-ouest du Niger. Le climat de la zone d'étude est celui d'un régime sahélien type, caractérisé par une saison pluvieuse de juin à septembre et une saison sèche le reste de l'année (MOREL 1988, SIVAKUMAR 1989, MONTENY 1992). En 1992, il a été enregistré 422 mm de pluie à la station de Banizoumbou. L'air est relativement chaud et sec de mars à mai, moins chaud et humide de juin à octobre, et frais et sec de novembre à février (figure 4). L'ETP annuelle moyenne est de l'ordre de

150

2 000 mm suivant la formulation de PENMAN (1948). Les sols cultivés sont sableux, à pH acide, pauvre en matière organique, avec une profondeur variable, allant d'un simple voile de sable de 10 à 15 cm d'épaisseur à des profondeurs de 2 m (GAVAUD, 1975).



Figure 4 : Pluviométrie, ETP-Penman et température en 1992 à la station de Banisoumbou.

SUIVI DE LA PHÉNOLOGIE DU MIL

Le mil était cultivé en milieu réel, selon les pratiques culturales paysannes. Les semis étaient réalisés le 30/06/1992 sur un champ d'environ 10 hectares de surface. La densité de plantation était de 7 040 poquets/ha. Les observations phénologiques se faisaient sur un échantillon de 8 poquets prélevés tous les 7 jours. Les paramètres étudiés ici sont la hauteur moyenne du couvert (htc), l'indice foliaire (LAI), et la fraction de sol effectivement recouverte par la végétation (fr).

Mesures micrométéorologiques

Les mesures micrométéorologiques concernent : les flux de chaleur sensible et latente de l'ensemble de la culture (« Grand Bowen ») et de ceux du sol nu en début de cycle (« micro Bowen ») par la méthode du bilan d'énergie/rapport de Bowen ; des mesures de résistance stomatique des feuilles de mil, et de température de surface des feuilles et du sol. Des détails sur ces mesures sont donnés dans la thèse de AMADOU (1994). La figure 5 donne des exemples d'évolutions diurnes des flux de rayonnement net (Rn) et de chaleur latente (λE) mesurés au dessus de la culture au cours de cette expérience. On notera que l'évolution de λE est gouvernée par la quantité d'énergie disponible (Rn) avec des fluctuations en fonction des épisodes pluvieux.



Figure 5 : Variations journalières du rayonnement net (Rn) et de l'évapotranspiration (Æ) pour 6 journées consécutives.

VALIDATION ET RÉSULTATS

VALIDATION

La comparaison des valeurs horaires de λE , calculées et mesurées, est présentée sur la figure 6 pour 4 différentes périodes du cycle du mil. Pendant la première période (LAI = 0), le modèle sous-estime légèrement les valeurs de λE en milieu de journée (fortes valeurs) et c'est seulement pour les faibles valeurs qu'on observe une certaine concordance entre valeurs calculées et mesurées de λE (figure 6a). La sous-estimation observée peut s'expliquer par la fonction d'estimation de la résistance de la surface du sol, qui est une fonction moyenne, donc ne donnant pas nécessairement la vraie valeur de r^s pour les fortes valeurs de l'évaporation du sol (λE_s). Pour les faibles valeurs de λE_s , r^s est relativement peu variable en début et en fin de journée et donc son influence sur λE_s est moindre. L'estimation de λE à l'aide du modèle est globalement satisfaisante pour cette période du cycle, elle pourra se faire avec une incertitude de ± 11 W.m⁻² (tableau 1), correspondant pratiquement à l'incertitude sur la mesure de λE par la méthode du bilan d'énergie/rapport de Bowen (MONTENY, 1991 ; CELLIER, OLIOSO, 1993). La concordance entre valeurs mesurées et calculées de λE , est encore meilleure lorsque le couvert est développé, comme le montre la figure 6b pour la zone de LAI comprise entre 0,3 et 1,5 et la figure 6c pour les LAI comprise entre 1,5 et 2,8. L'estimation de λE à l'aide du modèle est relativement moins bonne au cours de la période de sénescence du mil (figure 6d). En effet, on note une surestimation systématique des valeurs d'évapotranspiration provenant de la fonction d'estimation de la résistance stomatique qui ne prend pas en compte la baisse de l'activité transpiratoire des feuilles due au vieillissement. La régression entre valeurs calculées et mesurées de λE (figure 6d) montre une bonne concordance pour les faibles valeurs de λE (inférieures à 200 W.m⁻² environ) et une surestimation pour les valeurs supérieures. Le résultat d'ensemble est cependant bon, car la corrélation sur l'ensemble des journées de cette période conduit à un coefficient r² de l'ordre de 0,76 ; l'intervalle de confiance à 95 % étant de \pm 8 W.m⁻² (tableau 1). Les résultats de ce tableau montrent également que les meilleures corrélations sont obtenues dans la zone de LAI comprise entre 0,3 et 2,8 correspondant à l'essentiel du cycle du mil. Les cumuls journaliers (de 7 h 00 à 18 h 00 T.U) des valeurs de λE calculées s'accordent également bien aux valeurs mesurées à l'exception des zones de discordance du début de cycle (sous-estimation) et de fin de cycle (surestimation) précédemment signalée. On observe une bonne corrélation linéaire positive (figure 7) avec un r² de 0,60 et un « RMSE » de 0,8 mm/j pour une valeur moyenne mesurée de 2,4 mm/j (tableau 2).

Tableau 1

Résultats d'analyses statistiques sur la comparaison entre valeurs mesurées de l'évapotranspiration totale (W.m²) et celles estimées à l'aide du modèle, pour 4 différentes périodes du cycle cultural du mil

Période de cycle	LAI=0,0	0,3 <lai<1,5< th=""><th>1,5<lai<2,8< th=""><th colspan="2">Sénéscence</th></lai<2,8<></th></lai<1,5<>	1,5 <lai<2,8< th=""><th colspan="2">Sénéscence</th></lai<2,8<>	Sénéscence	
n	84	96	96	168	
AEmes	147	119	169	103	
$(\lambda Eest \lambda Emes)$	-16	+3	+21	+20	
RMSE	53	54	45	56	
IC	11	11	9	8	
Fast - a Frank th	a = 0,61	a = 1,05	a = 1,11	a = 1,24	
$\mathbf{ALLest} = \mathbf{uALLmes} + 0$	b = 42	b = -4	b = -5	b = -5	
r2	0,72	0,65	0,88	0,76	
Sy	36	55	39	50	
Sa	0,04	0,08	0,04	0,06	

n, est le nombre d'observations horaires ;

 λE_{mes} , la moyenne des valeurs mesurées de λE ; ($\lambda E_{est} - \lambda E_{mes}$), l'écart moyen entre valeurs estimées et mesurées de λE ;

RMSE est la racine carrée de la moyenne des carrés des écarts ($\lambda E_{est} - \lambda E_{mes}$); IC, l'intervalle de confiance à 95 % ;

a et b, respectivement le coefficient de regression et l'ordonnée à l'origine de la droite de regression entre λE_{est} et λE_{mes} ;

 S_{v} , et S_{a} respectivement les erreurs standards sur λIE_{set} et sur a.

Tableau 2

Résultats d'analyse statistique sur la comparaison des cumuls journaliers mesurés de $\langle \lambda E \rangle$ (mm/j) avec ceux estimés à partir du modèle

n	λEmes	λEmes–λEest	RMSE	IC	λEest=a.λEmes+b	r2	Sy	Sa
46	2,4	0,3	0,8	0,23	a = 1,02 b = 0,3	0,60	0,7	0,1

RMSE = $[n^{-1}.\lambda(\lambda E_{est}-\lambda E_{mes})^2]^{1/2}$ WILLMOT, (1982)

 $IC = 1,96.RMSE/n^{1/2}$

LHOMME et al., (1994)

154



Figure 6a : Régression linéaire entre valeurs diurnes calculées et mesurées de $\langle \lambda E \rangle$ pour la zone de LAI = 0,0.





Régression linéaire entre valeurs diurnes calculées et mesurées de $< \lambda E > 1,5 < LAI < 2,8.$



Figure 6b : Régression linéaire entre valeurs diurnes calculées et mesurées de <λE>, 0,3 < LAI < 1,5.



Figure 6d :

Régression linéaire entre valeurs diurnes calculées et mesurées de $< \lambda E >$ durant la période de sénescence.



Figure 7 : Régression entre valeurs journalières de l'ETR calculée et mesurée sur l'ensemble du cycle cultural du mil.

À la lumière de ces résultats, on peut conclure que le modèle de SHUTTLEWORTH et WALLACE (1985) ainsi appliqué à l'ensemble d'un cycle cultural du mil, donne des résultats assez satisfaisants pour l'analyse et l'estimation de l'ETR de cette culture.

ÉVOLUTION AU COURS DU CYCLE CULTURAL DE LA TRANSPIRATION ET DE L'ÉVAPORATION DU SOL CALCULÉES À L'AIDE DU MODÈLE

Une des nombreuses possibilités qu'offre le modèle de SHUTTLEWORTH et WALLACE (1985) est la séparation de l'évapotranspiration totale d'un couvert épars en ses deux composantes : l'évaporation du sol et la transpiration de la plante. L'évolution au cours du cycle cultural du mil de ces deux termes, rapportés à l'évapotranspiration totale (ETR) est représentée sur la figure 8. L'évaporation du sol varie au cours du cycle selon les épisodes pluvieux et la proportion de sol non couvert par la végétation à travers l'expression de la résistance de la surface de sol. Elle représente le terme dominant de l'ETR jusqu'aux environs du 47^{ème} JAS (LAI \approx 0,5) où elle passe en dessous du seuil de 50 % ETR. La transpiration prend ensuite le relais en tant que composante

principale de l'ETR et croît jusqu'à une valeur maximale fluctuant autour de 85 % ETR, correspondant à la zone de LAI > 1. LAFLEUR et ROUSE (1990) utilisant le modèle de SHUTTLEWORTH et WALLACE (1985) trouvent un seuil de stabilisation du rapport Tr/ETR de l'ordre de 80 % sur une culture de coton. En assimilant ces deux évolutions à des fonctions logistiques du nombre de jours après semis, on peut déterminer les paramètres correspondants par ajustement et ainsi avoir la répartition entre transpiration et évaporation du sol, selon la période du cycle du mil :

$$\frac{Tr}{ETR} = \frac{84,5}{1+3268*\exp^{(-0.234*JAS)}} \text{ en \%}$$
(9)

$$\frac{Ev}{ETR} = \frac{145,7}{1+0,06*\exp^{(+0.074*JAS)}} \text{ en \%}$$
(10).



Figure 8 : Évolution au cours du cycle cultural des rapports Tr/ETR et Ev/ETR.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

158

Le modèle de SHUTTLEWORTH et WALLACE (1985), ainsi appliqué à une culture de mil, permet une bonne estimation horaire et journalière de l'ETR, avec la possibilité de calculer séparement la transpiration de la plante et l'évaporation du sol intercalaire sur l'ensemble du cycle cultural. Comme l'ont montré WALLACE *et al.*, (1993), l'évaporation du sol intercalaire du mil représente une fraction importante de l'ETR totale de la culture. Plus de 50 % de l'ETR du début du cycle jusqu'à la zone de LAI \approx 1,5 (environ 47 ^{ème} jour après semis en 1992), et de l'ordre de 40 % sur l'ensemble du cycle.

La précision des prédictions du modèle peut être améliorée par une meilleure estimation de certains paramètres de ce modèle. Les estimations de la résistance stomatique du couvert et de la résistance de la surface du sol peuvent être améliorées par le couplage d'un compartiment sol pour tenir compte du stress hydrique pour la résistance stomatique et des réhumectations nocturnes pour la résistance de la surface du sol. Par ailleurs, une simplification de ce modèle peut également être envisagée par le couplage d'un modèle de bilan radiatif, qui permettrait de se passer des mesures de rayonnement net au-dessus de la culture. Comme l'ont suggéré LAFLEUR et ROUSE (1990), le mode de répartition de cette énergie entre le sol et la végétation doit être vérifié sur l'ensemble du cycle, à partir de mesures indépendantes de rayonnement net au-dessus et à l'intérieur de la culture.

REMERCIEMENTS

Le premier auteur tient à remercier ses autres collègues qui n'ont ménagé aucun effort pour l'aboutissement de ce travail, il remercie également l'Orstom et la coopération française qui ont bien voulu financer cette étude.

BIBLIOGRAPHIE

- AMADOU M., 1994. Évaluation et modélisation du bilan énergétique et hydrique d'une culture de mil en région sahélienne.
- AVISSAR R., AVISSAR P., MAHRER Y., BRAVDO B. A., 1985. A model to simulate response of plant stomata to environmental conditions. Agri. and Forest Meteo. 34, 21-29.
- AZAM-ALI S.N., 1983. Seasonal estimates of transpiration from a millet crop using a porometer; *Agricultural Meteorology*, 30 (1983) 13-24.
- BENIGA M.B., 1992. Bilan des travaux d'amélioration variétale en Côte d'Ivoire. Note de la réunion thématique sur le mil (Pennisetum glaucum L.), Montpellier du 24 au 26 nov. 1992.
- CELLIER P., OLIOSO A., 1993. A simple system for automated long-term Bowen ratio measurement. Agricultural and Forest Meteorology (0168-1923/93/\$06.00 c 1993).
- CHOUDHURY B.J., REGINATO R.J., IDSO S.B., 1986. An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux. Agric. For. Meteorol., 37 : 75-88.
- DIRECTION DE L'AGRICULTURE, Niamey Niger: Rapport de campagne 1992.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BESSMOULIN P., BROWER J., DOLMAN A.J., ENGMAN E.T., GASH J.H.C., HOEPFFNER M., KABAT P., MONTENY B.A., PRINCE S., SAID F., SELLERS P., WALLACE J.S., 1994. Hapex-Sahel : Large scale study of land atmosphere interaction in the semi-arid tropics. Ann. Geophys., (in press).
- GAVAUD M., 1975. Études pédologiques du Niger Occidental ; Orstom-Rép. du Niger, Service du Génie Rural, Dakar-Hann, 2 tomes, 513 p.
- HEILMAN J.L., BRITTIN C.L., 1989. Fecht requirement for bowen ratio measurements of latent and sensible heat fluxes. Agri. and Forest Meteo. 44, 261-273.

- HENSON I.E., ALAGARSWAMY G., BIDINGER F.R., MAHALASHMI V., 1982. Stomatal responses of pearl millet (Pennisetum americanum (L.) Leeke) to leaf water status and environmental factors in the field. *Plant, Cell and Environment (1982) 5*, 65-74.
- ITIER B., KATERЛ N., 1983. Une expression simplifiée de la résistance aérodynamique d'un couvert végétal (Application à la mesure des flux de masse et d'énergie). Acta Ecologica, vol.4p. 215-227.
- LAFLEUR P.M., ROUSE W.R., 1990. Application of an energy combination model for evaporation from sparse canopies. Agri. and Forest Meteo. 49, 135-153.
- LHOMME J.P., MONTENY B. A., AMADOU M., 1994. Estimating sensible heat flux from radiometric temperature over sparse millet using a two layer model. Agri. For. meteorol. 68: 93-105.
- MONTHEITH J.L., 1965. Evaporation and environment, Symp. Soc. Exp. Biol. XIX, 205-234.
- MONTENY B.A., 1991. Évaluation de la consommation en eau de la canne à sucre pour l'amélioration de la production en région soudanosahélienne. Séminaire international sur le thème : « Influence du climat sur la production des cultures tropicales », organisé par la I.F.S et le C.T.A, Ouagadougou 23-28 septembre 1991.
- MONTENY B.A., 1992. Relevés des observations météorologiques, Banizoumbou, 1991, Orstom-Niamey.
- MOREL, R., 1988. Remarques à propos de l'effet des facteurs locaux sur la baisse de pluviométrie observée en Afrique de l'ouest sur le Sahel. veille climatique satellitaire. Orstom. Bull. n°23, 29-36.
- PENMAN, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. Lond., A 193, 120-145.
- SAUGIER B., KATERJIN., 1991. Some plant factors controlling evapotranspiration. Agric. For. Meteo., 54 (1991), 263-277.

- SIVAKUMAR M.V.K., 1989. Considérations agro-climatiques pour la gestion des sols et de l'eau dans la zone soudano-sahélienne. Actes du séminaire national sur l'aménagement des sols, la conservation de l'eau, et la fertilisation ; Tahoua 20-24 février 1989. 85-96.
- SHUTTLEWORTH J.W., WALLACE J.S., 1985. Evaporation from sparse crops - an energy combination theory. *Quart. J. R. Met. Soc. (1985), 111*, 839-855.
- SHUTTLEWORTH J.W., GURNEY R.J., 1990. The theorical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops. *Q.J.R. Meteorol. Soc. 116*, 497-519.
- SQUIRE G.R., 1979. The response of Stomata of Pearl Millet (Pennisetum typhoïdes S. and H.) to Atmospheric Himidity. *Journal of Experimental Botany*, Vol. 30, No 118, 925-933.
- STANNARD D.I., 1993. Comparison of Penman-Monteith, Shuttleworth-Wallace, and Modified Priestley-Taylor Evapotranspiration Models for Wildland vegetation in Semiarid Rangeland. Water Res. Resear. vol. 29, no. 5, 1379-1392.
- WALLACE J.S., ROBERTS J.M., SIVAKUMAR M.V.K., 1990. The estimation of transpiration from sparse dryland millet using stomatal conductance and vegetation area indices. *Agricultural and Forest Meteorology*, 51 (1990) 35-49.
- WALLACE J.S., LLOYD C.R. and SIVAKUMAR M.V.K., 1993. Measurement of soil, plant and total evaporation from millet in Niger. Agric. and For. meteo., 63, 149-169.
- WILLMOT C.J., 1982. Some comments on the evaluation of model performance, Bull. Am. Meteorol. Soc., 63, 1309-1313.

,

VARIABILITÉ DES FLUX DE SURFACE LORS DE TRANSITIONS SEC/IRRIGUÉ

B. ITIER¹, Y. BRUNET², J.P. LAGOUARDE³, J. MCANENEY⁴, D. FLURA⁵

Résumé

L'étude, conduite par deux équipes du département de bioclimatologie de l'Inra (Unité de Bioclimatologie de Grignon – Centre de Grignon-Massy – Paris et Unité de Bioclimatologie de Bordeaux, s'inscrit dans le cadre de l'expérience Efeda, organisée en Espagne en 1991 par différentes équipes de recherches atmosphériques et de science du sol des pays de la communauté européenne.

Cette participation correspondait à un double objectif :

- --- améliorer la paramétrisation des flux de surface au moyen de modèles faisant intervenir la température radiative obtenue par thermographie infrarouge. Cette première partie était directement financée par le projet Efeda;
- effectuer un contrôle expérimental d'une hypothèse relative à l'évolution longitudinale des flux en situation d'advection locale. Cette deuxième partie bénéficiait de l'appui du programme Pamos et fera l'objet de l'essentiel du compte rendu.

¹Inra - Département de Bioclimatologie - F 78550 Thiverval-Grignon.

²Inra - Bioclimatologie - BP 81 - F 33883 Villenave d'Ornon cedex.

³Inra - Bioclimatologie - BP 81 - F 33883 Villenave d'Ornon cedex.

⁴New Zealand Research Centre - PO Box 23 - Kerikeri - New Zealand.

⁵Inra - Bioclimatologie - F 78550 Thiverval-Grignon.

PROBLÉMATIQUE

La plupart des modèles d'estimation de l'évapotranspiration régionale utilisent la température de surface pour déterminer les flux de chaleur sensible sur des zones homogènes de la mosaïque du paysage, afin de déduire l'évapotranspiration de l'énergie disponible ($R_n - G$).

Les différentes études conduites au cours des dix dernières années, qu'il s'agisse de l'élaboration des relations dites « simplifiées » (JACKSON *et al.*, 1977, SEGUIN et ITIER, 1983 ; RIOU *et al.*, 1988 ; LAGOUARDE et MCANENEY, 1992) ou de modèles de couche limite (BRUNET *et al.*, 1991 ; TACONET *et al.*, 1986 ; CARLSON *et al.*, 1981) ont cherché à améliorer les relations flux-température par la prise en compte de l'importance de la rugosité d'une part, de la stabilité thermique des basses couches d'autre part et de la différence entre rugosité thermique et rugosité dynamique d'autre part. Aucune étude n'a porté sur la possibilité d'une évolution longitudinale des flux lors de transitions entre zones voisines fortement contrastées ni sur l'incidence de cette évolution sur l'estimation des flux moyens. Dans toutes les études, en effet, on suppose de façon implicite qu'à l'homogénéité de température à l'intérieur de chaque élément de la mosaïque correspond une homogénéité de flux de surface.

Le premier auteur de ce rapport s'était fortement investi dans les années 75 à 80 dans l'étude des phénomènes d'advection locale (ITIER et PERRIER, 1976a, 1976b, 1978; ITIER et al., 1978; ITIER et al., 1983).

Lors d'une transition entre deux zones d'états surfaciques différents les flux évoluent approximativement comme $F = F_0 + aX^{-b}$ où F_0 est un flux sur la zone amont, X la distance à cette zone et b un exposant voisin de 0,15.

-

Ce type d'évolution a été parfaitement confirmé par des études expérimentales conduites sur des lacs, des sols nus ou des zones irriguées par submersion. On pensait qu'il en était de même pour les zones irriguées entourées de zones sèches. Un nouvel examen des différentes mesures publiées dans la littérature a conduit à penser qu'il pourrait ne pas en être ainsi et que l'on pourrait avoir affaire à une réponse biologique de la végétation au voisinage des transitions qui conduirait à avoir des flux pratiquement constants sur la surface irriguée (ITIER *et al.*, 1994).

C'est cette interrogation qui est à la base du projet présenté au comité Pamos en 91. En effet, cette hypothèse repose non pas sur des mesures de flux, mais sur des observations relatives aux transects de température au-dessus de zones irriguées : ceux-ci semblent en effet évoluer comme si l'on avait affaire à des flux constants en surface. Il s'agissait donc, d'une part de mettre en œuvre une expérience qui permette à la fois de se faire une idée de l'évolution des flux en fonction de la distance au bord au-dessus d'une zone irriguée, et d'autre part d'être à même de contrôler que si ces flux sont quasiment constants, cela provient bien d'une adaptation biologique. Par voie de conséquence, il s'agissait d'effectuer des mesures de résistance de surface en fonction de la position au sein de la zone irriguée.

164

PARTICIPATION AU PROJET EFEDA 1991

L'expérience Efeda (Bolle et al., 1993) a eu lieu en mai et juin 91 en Espagne, dans la région d'Albacete (Castille La Manche). Elle s'appuyait sur trois sites expérimentaux, l'un sur zone de vignobles à Tomelloso, le second à Belmonte sur une zone vallonnée et peu cultivée, et le troisième à Barrax, sur une zone de plateaux comportant une forte proportion de zones irriguées cultivées de maïs, le reste étant couvert d'orge conduit en sec. C'est sur ce troisième site que l'expérimentation de l'Inra a été effectuée du 24 mai au 19 juin (figure 1). Pour des raisons indépendantes de notre volonté, il n'a pas été possible d'effectuer l'expérience sur un couvert irrigué de maïs de 1 kilomètre de diamètre comme prévu initialement dans le projet. La seule possibilité que nous avons eue a consisté à équiper en irrigation un hectare environ au sein d'une surface d'orge de plus d'1 kilomètre carré (figure 1).

MATÉRIELS ET MÉTHODES

Mesure des flux



Figure 1 :

Schéma du dispositif expérimental. Les différents symboles indiquent les positions des anémomètres soniques tridimensionnels (3D), les anémomètres soniques monodimensionnels (1D), des capteurs de température et d'humidité de l'air (T), des chambres d'évaporation (q), des stations micrométéorologiques type Samer (M), du profil vertical de vent (D), des asperseurs (x) et des transects de température de surface (-------). L'estimation de l'évolution longitudinale des flux a été effectuée au moyen d'anémomètres soniques mono et tridimensionnels, installés à une hauteur de un mètre au-dessus du couvert à différentes distances du bord (figure 1). La procédure retenue pour décrire l'élaboration de mesures propres est largement décrite dans BRUNET *et al.* (1994). Le problème essentiel consistait non pas à avoir une mesure très précise du flux en lui-même, mais à obtenir une grande précision relative, de manière à pouvoir adopter l'hypothèse de constance de flux. Pour cela deux points ont été particulièrement fouillés :

- --- nous avons procédé à un étalonnage relatif systématique des anémomètres soniques avant chaque expérimentation par installation sur une barre horizontale de tous les anémomètres ;
- nous avons attaché une grande importance au phénomène « d'empreinte » (footprint dans la littérature anglo-saxonne spécialisée), compte tenu du fait qu'il ne nous était pas possible d'effectuer des mesures au niveau de la surface elle-même. Pour cela, nous avons effectué des mesures de variation verticale de flux depuis 50 centimètres jusqu'à une hauteur de 8 mètres, et comparé les résultats avec la fonction « footprint » utilisée dans le modèle ITIER et PERRIER (1976 a).

Mesures de résistance

L'hypothèse de constance des flux a conduit à réaliser un modèle d'évolution de résistance de surface (ITIER *et al.*, 1994). Les mesures envisagées ont consisté à tester deux types de résistances de surface.

La résistance stomatique mesurée au moyen de poromètres Delta T. Device

Les mesures ont été effectuées en zone non irriguée, dans les cinq premiers mètres de la zone irriguée, et au-delà de 80 mètres dans la direction du vent, au sein de la zone irriguée. On a supposé que l'évolution relative des résistances stomatiques donnait une bonne estimation de l'évolution des résistances de surface.

Résistance de surface au moyen de chambres

On a construit des chambres amovibles de un mètre cube dont les côtés et le sommet étaient en polyéthylène transparent, et qui pouvaient être abaissées sur un mètre carré de végétation. En supposant que les paramètres biologiques restent constants dans les 30 secondes qui suivent l'abaissement de la chambre sur la végétation, il est possible de déduire la résistance moyenne du mètre carré d'orge de l'évolution de l'humidité de l'air à l'intérieur de la chambre. On trouvera des détails dans BRUNET *et al.*, (1994).

Comme pour les poromètres, les mesures ont été faites en zone sèche, près du bord au vent sur la zone irriguée, et au-delà de 80 mètres du bord, sur la même zone irriguée.

166

Température radiative de surface

Selon que l'on a affaire à une transition à concentration constante ou à flux constant, l'évolution de la température au voisinage de la transition *sec-irrigué* est différente. On a donc procédé à des transects de température radiative au moyen d'un radio-thermomètre Heiman KT 17 visant à 30° du nadir à partir d'un système portable évoluant le plus régulièrement possible.

PROCÉDURE D'IRRIGATION

L'irrigation était fournie au moyen d'asperseurs la veille du jour de l'expérimentation, de manière à ce que l'on ait affaire à une culture irriguée et non pas à une culture mouillée.

Données disponibles

Nous disposons de 5 jours d'expérience compris entre le 29 mai et le 11 juin, date à partir de laquelle l'orge était trop mûre pour espérer avoir une réponse physiologique intéressante. Le nombre de jours où nous avons pu expérimenter a été conditionné d'une part par l'absence de couverture nuageuse et, d'autre part, par la direction du vent. Nous avons organisé les appareils dans le sens du vent dominant (figure 1). Malheureusement nous n'avons pu avoir un vent dans cette direction que pour deux journées et avons dû modifier l'installation des appareils pour pouvoir effectuer des enregistrements en profitant des journées de vent d'ouest.

Les journées après le 11 juin ont été utilisées pour des opérations d'interétalonnage et d'établissement d'effets *footprint*.

RÉSULTATS

VARIATION DES FLUX

La figure 2 fournit des exemples de transect au moyen des anémomètres soniques. Si l'on s'en tient à ces figures, on peut conclure que l'hypothèse de constance des flux est bien vérifiée. Il faut toutefois se souvenir qu'il ne s'agit pas de flux de surface mais de flux mesurés à un mètre de hauteur. Il s'agissait donc de restituer l'évolution des flux de surface en utilisant une fonction *footprint* comme celle présentée en figure 3.

Cette restitution conduit à élaborer une forme adimensionnée de l'écart des flux entre zone-aval et zone-amont, en normant par une différence moyenne calculée à partir de toutes les positions de mesures (figure 4). Malgré une forte dispersion de points, liée à des problèmes de précision de mesure, et en dépit des grandes précautions prises, on constate que les points correspondent davantage à une évolution de type *flux constant* qu'à une évolution de type *concentration constante*, ce qui va bien dans le sens de l'hypothèse à tester.



Figure 2 : Transects de flux de chaleur sensible au cours d'une transition « sec-irrigué » (moyenne sur 10 mn et écarts-types).



Figure 3 :

Profils de flux de chaleur sensible normalisés entre le sommet (6,73 m) et la base (0,66 m) des niveaux de mesures. La courbe en traits pleins provient du modèle ITIER et PERRIER (1976).



Figure 4 :

Variation sous le vent des différences de flux de chaleur sensible avec la zone au vent, normalisée par la différence moyenne calculée sur toutes les positions sous le vent. La courbe en traits pleins représente un saut de flux, et celle en tiretés un saut de concentration dans le modèle d'ITIER et PERRIER (1976).

VARIATION DES RÉSISTANCES

Les valeurs des résistances stomatiques sont présentées sur le tableau 1.

En dépit d'une dispersion des mesures, on observe une différence systématique entre les valeurs mesurées au bord de l'irrigation et celles obtenues plus loin dans la zone irriguée.

La conductance stomatique est systématiquement plus forte au loin de ce qu'elle est au bord, ce qui va bien dans le sens du modèle retenu, en supposant que les flux sont constants.

Cette différence systématique est confirmée par les valeurs de résistance de surface déduites des mesures d'humidité à l'intérieur des chambres amovibles. On a porté sur la figure 5 l'ensemble des résultats des différentes expériences sous la forme du rapport entre la résistance au bord et la résistance au loin dans la zone irriguée. Ces rapports ont été calculés à partir de mesures au poromètre présentées au tableau 1 (\Box) et à partir des mesures d'humidité dans les chambres (+). Ils sont comparés aux valeurs théoriques obtenues à partir du modèle

170

présenté dans ITIER *et al.* (1994) en supposant l'évapotranspiration constante sur toute la zone (ce modèle nécessite la mesure de l'évapotranspiration et de l'écart de température entre les deux zones).

On constate d'une part que les valeurs résultant des poromètres et des chambres sont très cohérentes entre elles. Elles donnent toutes deux des valeurs dans la gamme 1,2 à 1,5, alors que si l'on avait affaire à un simple changement de concentration, comme dans le cas d'un sol nu non irrigué, ou d'un lac, on aurait un rapport égal à 1. D'autre part, les deux méthodes de mesure sont en assez bon accord avec le modèle proposé dans ITIER *et al.*, (1994).

 Tableau 1

 Valeurs des résistances stomatiques

Date	Mai 29	Juin 2	Juin 5	Juin 5	Juin 7	Juin 7	Juin 7	Juin 8				
Heure	15:00	15:00	12:30	13:20	11:40	12:30	14:00	12:00	13:00	14:20	16:40	17:50
g.	1,1	3	2,6	1,63	1,26	1,88	1,58	2,78	1,75	1,98	2,14	1,37
(près)	±0.10	±0.80	±0.74	±0.57	±0.40	±0.6 4	±0.34	±0.72	±0.30	±0.56	±1.24	±0.41
g,	1,63	4,72	3,1	2,22	2,01	2,14	2,15	3,32	3,28	2,95	2,34	1,58
(loin)	±0.09	±1.10	±2.00	±0.56	±0.57	±0.50	±0.39	±0.78	±1.10	±0.77	±0.38	±0.40



Figure 5 :

Comparaison sur l'ensemble des runs du tableau 1 des valeurs de la résistance stomatique près du bord d'irrigation (1 à 5 m), normalisée par les valeurs au loin (80 à 100 m), avec les valeurs théoriques résultant d'un saut d'évapotranspiration à partir du modèle d'ITIER et PERRIER (1976)

D mesures au poromètre

+ mesures à partir des chambres d'évapotranspiration.

Variation des températures de surface

La figure 6 donne l'évolution de l'écart normalisé de température radiative pour l'ensemble des 32 transects effectués, comparé d'une part (tiretés) à un saut de concentration, et d'autre part (traits pleins) à la courbe théorique correspondant à un saut de flux dans le modèle de ITIER et PERRIER (1976). Là aussi, malgré la dispersion des mesures inhérentes à ce type de surface, on constate que les points expérimentaux se rapprochent davantage de la situation *flux constants* que de la situation *température constante*.



Figure 6 :

Moyenne des transects d'écarts de température radiative (32 transects). La ligne en traits pleins représente l'évolution résultant d'un saut de flux. Celle en tiretés l'évolution résultant d'un saut de température.

CONCLUSION

Bien que les conditions expérimentales n'aient pas toujours été idéales, il résulte de cette étude qu'il semble bien y avoir un effet feed-back entre résistance stomatique et déficit de pression de vapeur d'eau qui conduit à une quasiconstance des flux au-dessus d'une zone irriguée. Cette idée a été exploitée parallèlement par KROON et DE BRUIN (1993) en utilisant la formulation des résistances adoptée par NOILHAN et PLANTON (1989) pour mettre en œuvre le modèle d'advection de RAO *et al.* (1974). Même si des doutes subsistent sur la réalité de cette constance des flux au niveau de la surface (figure 4) il n'en reste pas moins que, dans une optique d'utilisation météorologique, on peut raisonnablement supposer que les flux sont constants au-dessus d'une surface, dès lors qu'ils le sont déjà à un mètre de hauteur (figure 2).

C'était bien celui de nos objectifs qui intéressait le plus le comité de recherche atmosphérique, puisqu'il s'agissait d'établir que, au sein d'une mosaïque de surfaces, on peut supposer qu'il y a homogénéité de flux dès que la température radiative est homogène.

BIBLIOGRAPHIE

- BOLLE H.J., et al. (35 co-auteurs)., 1993. Efeda : European field experiment in a desertification-threatened area. Ann. Geophys., 11, 173-189.
- BRUNET Y., ITIER B., MCANENEY K.J., LAGOUARDE J.P., 1994. Downwind evolution of scalar fluxes and surface resistance under conditions of local advection. Part II : Measurements over barley. Agric. For. Meteorol, 71, 227-245.
- BRUNET Y., NUNEZ M., LAGOUARDE J.P., 1991. A simple method for estimating regional evapotranspiration from infrared surface temperature data. *ISPR J. Photogramm. Remote Sensing*, 46, 311-327.
- CARLSON T.B., DODD J.K., BENJAMIN S.G., COOPER J.N., 1981. Satellite estimation of the surface energy balance moisture availability and thermal inertia. J. appl. Meteorol., 20, 67-87.
- ITIER B., PERRIER A., 1976a. Présentation d'une étude analytique de l'advection. I- Advection liée aux variations horizontales de concentration et de température. Ann. agron., 27, 2, 111-140.
- ITIER B., PERRIER A., 1976b. Présentation d'une étude analytique de l'advection. II- Application à la mesure et à l'estimation de l'évapotranspiration. Ann. agron., 27, 4, 417-433.
- ITIER B., PERRIER A., 1978. Un modèle analytique d'advection locale. Journées d'Études de l'Action Thématique Programmée « Recherches Atmosphériques ». Session couche limite planétaire, Institut national d'astronomie et de géophysique (FRA), Palaiseau (FRA), 1978/03/15-17; J. Rech. Atmos., 12, 2/3, 143-148.
- ITIER B., PERRIER A., GOSSE G., 1978. Présentation d'une étude analytique de l'advection. III. Vérification expérimentale du modèle. Ann. agron., 29, 3, 209-222.
- ITIER B., CARDON D., BAILLE A., 1983. Influence d'une nappe d'eau sur le microclimat environnant. II - Contrôle expérimental de modèles d'advection locale. J. Rech. atmos., 17, 1, 33-44.

- ITIER B., BRUNET Y., MCANENEY K.J., LAGOUARDE J.P., 1994. Downwind evolution of scalar fluxes and surface resistance under conditions of local advection. Part I: A reappraisal of boundary conditions. Accepted Agric. For. Meteorol, 71, 211-225.
- JACKSON R.D., REGINATO R.J., IDSO S.B., 1977. Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Res.*, 13, 651-656.
- KROON L.M.J., DE BRUIN H.A.R., 1993. Atmosphere-vegetation interaction in local advection conditions : effect of lower boundary conditions. Agric. For. Meteorol., 64, 1-28.
- LAGOUARDE J.P., MCANENEY K.J., 1992. Daily sensible heat flux estimation from a single measurement of surface temperature and maximum air temperature. *Boundary Layer Meteorol.*, 59, 4, 341-362.
- McAneney K.J., BRUNET Y., ITIER B., 1993. Downwind evolution of transpiration by two irrigated crops under conditions of local advection. J. Hydrol. 161, 375-388.
- NOILHAN J., PLANTON S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Rev.*, 117, 536-549.
- RAOK.S., WYNGAARD J.C., COTE O.R., 1974. Local advection of momentum, heat, and moisture in micrometeorology. *Boundary Layer Meteorol.*, 7: 331-348.
- RIOU C., ITIER B., SEGUIN B., 1988. The influence of surface roughness on the simplified relationship between daily evaporation and surface temperature. *Int. J. Remote Sensing*, 9, 9, 1529-1533.
- SEGUIN B., ITTER B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal I.R. data. *Int. J. Remote Sensing*, 4, 2, 371-383.
- TACONET O., BERNARD R., VIDAL-MADJAR D., 1986. Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux temperature model based on NOAA-AVHRR data. J. Clim. Appl. Meteorol., 25, 284-307.

CARACTÉRISATION ET MODÉLISATION DES ÉCHANGES DE MASSE ET D[']ÉNERGIE AU NIVEAU DES COUVERTS ÉPARS^{*}

A. TUZET¹, J-F. CASTELL¹, A. PERRIER¹, O. ZURFLUH¹

Résumé

La prise en compte de l'hétérogénéité des surfaces continentales par les modèles climatiques est encore imparfaite. Pour obtenir des éléments permettant d'améliorer ce point, une étude a été menée dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel. Il s'agissait de caractériser puis de modéliser les échanges de masse et d'énergie au niveau d'un couvert hétérogène particulier, constitué d'une strate arbustive éparse et d'une strate herbacée plus ou moins continue. Les mesures révèlent que la strate arbustive joue un important rôle d'écran, à la fois radiatif et convectif, et que sa structure éparse entraîne une grande hétérogénéité spatiale des flux. Par ailleurs, les contributions de chacune des deux strates au flux total de chaleur latente sont très inégales. Une première analyse agrométéorologique a permis d'analyser de façon simple l'impact de la strate arbustive sur la demande climatique au niveau de la strate herbacée, et d'en proposer une application possible pour l'agroforesterie. Cette approche n'est cependant valable que si la végétation arbustive est relativement dense et homogène. Une modélisation plus fine, basée sur une approche mono-dimensionnelle est également proposée. Elle prend mieux en compte les faibles densités et peut même décrire une certaine variabilité spatiale des transferts de quantité de mouvement. Ce modèle de transferts de masse, d'énergie et de quantité de mouvement, traduit bien la contribution de chaque strate aux flux moyens, et peut être un outil intéressant pour les modèles climatiques.

¹Bioclimatologie Inra-INA-PG, F-78850 Thiverval-Grignon tel. 30 81 55 47 - fax. 30 81 55 63.

^{*}Texte paru dans *Les dossiers de l'environnement* n°8, 1994 : « Écosystèmes et changements globaux », actes du colloque « Écosystèmes naturels et cultivés & changements globaux », organisé conjointement par la délégation permanente de l'Inra et le CNRS-PIR Environnement. Dourdan, 17-19 mai 1994. Repris avec l'aimable autorisation de la revue.

INTRODUCTION

Le problème de la compréhension, puis de la modélisation et de la paramétrisation du bilan hydrique à l'échelle climatique en termes plus précis que ceux d'un simple bilan hydrologique, est posé à la communauté scientifique toute entière depuis l'émergence et le développement de modèles de circulation générale (programme Gewex). Il s'agit d'améliorer la paramétrisation des processus d'hydrologie de surface et d'analyser les effets intégrés des perturbations de la surface sur les échanges à grande échelle. De tels objectifs ont conduit à toute une série d'expériences menées dans différentes conditions de climats, de sols et de végétations : Hapex-Mobilhy (ANDRÉ *et al.*, 1988), Fife (Sellers *et al.*, 1992), Efeda (Bolle *et al.*, 1993), Hapex-Sahel (GoutorBe *et al.*, 1994).

Dans chacune des mailles des modèles de circulation générale, toutes les surfaces à prendre en compte sont relativement loin des caractéristiques d'homogénéité classiques des couverts denses et relativement homogènes horizontalement. En effet, une part importante de la surface du globe est caractérisée par une couverture végétale partielle ou éparse. Ces surfaces correspondent aux régions agricoles en début de période végétative et à un état de surface naturel ou agricole dans toutes les régions arides et semi-arides.

Ainsi, pour affiner les modèles climatiques en tenant compte de l'hétérogénéité de la surface continentale, il est nécessaire de caractériser les échanges de masse et d'énergie au niveau de ces types de surfaces, c'est-à-dire au niveau de couverts dans lesquels coexistent de façon simultanée deux strates de végétation : une strate supérieure éparse et une strate inférieure plus ou moins continue.

Dans ces couverts, la répartition des sources et des puits relative à chaque flux (quantité de mouvement, chaleur et vapeur d'eau) est différente selon la quantité transférée (GARRATT, 1978). Cette répartition est imposée par la structure même du couvert. Les éléments épars de la strate supérieure (arbres ou arbustes) constituent les principaux puits de quantité de mouvement et leur présence conditionne fortement les profils de vent, aussi bien à l'échelle locale que régionale. De plus, dans les zones arides, ils peuvent constituer une source importante de vapeur d'eau, surtout en période sèche, quand la faible disponibilité de l'eau en surface réduit considérablement la contribution de la strate herbacée à l'évaporation totale du système.

Notre objectif est donc d'étudier les mécanismes qui gèrent le fonctionnement des échanges au sein de tels couverts afin d'en établir leur généralité. Nous chercherons à analyser et à modéliser les interactions d'ordre microclimatique entre les deux strates en focalisant plus particulièrement notre attention sur les échanges convectifs et le fonctionnement hydrique d'un tel système. Cette approche passe donc par une phase expérimentale, nécessaire à l'acquisition des données de base, puis par une étude théorique, à travers le développement d'un modèle mécaniste de simulation des échanges.

176

EXPÉRIENCE HAPEX-SAHEL

Dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel, le type de végétation que nous avons étudié est une savane arbustive (association arbustes-herbe). Ce couvert épars d'arbustes permet le développement d'une strate herbacée plus ou moins continue, exploitée par le passage des animaux.

Une caractérisation précise de la végétation (cartographie, indice foliaire, hauteur, diamètre de la couronne, nombre et diamètre des brins de chaque buisson) a été réalisée sur un carré de cinquante mètres de côté (figure 1). Sur ce carré, la surface projetée au sol de la couronne des arbustes représente environ 18 % de la surface totale.



Figure 1 :

Cartographie de la végétation de la zone d'étude. Les cercles représentent les surfaces des couronnes des arbustes projetées au niveau du sol ; les distances sont exprimées en mètres.

La strate arbustive n'est pratiquement représentée que par une seule espèce (Guiera senegalensis), et la répartition spatiale des buissons peut être considérée comme totalement aléatoire. Cependant, compte tenu de la gestion des terres et de leur mise en jachère, les buissons de Guiera correspondent à peu près à une seule tranche d'âge conduisant ainsi à une hauteur moyenne assez homogène (2 à 3 mètres). Par contre, on observe en fonction de leur exploitation un nombre de rejets très variable d'un buisson à l'autre, chaque brin représentant un âge et donc un diamètre différent. Cette disparité au niveau des brins accentue naturellement la variabilité des volumes occupés par les buissons.

Une bonne description de la structure de la végétation est essentielle pour caractériser le rôle d'écran des arbustes vis-à-vis des rayonnements et du vent. Elle est en effet nécessaire pour analyser les phénomènes d'atténuation du rayonnement dans le couvert et pour interpréter les effets de sillage et d'absorption de quantité de mouvement liés à la présence des arbustes.

En effet, l'hétérogénéité spatiale de la végétation entraîne une interception non uniforme du rayonnement. Ceci explique la forte variabilité des valeurs de rayonnement global et de flux de conduction de chaleur dans le sol, mesurés en différents points de la surface du sol (figure 2). La figure 2a décrit les atténuations du rayonnement global mesurées en zone d'ombre portée et le déplacement de ces zones en fonction du point considéré et de la course du soleil au cours d'une journée. Au niveau des ombres portées, le rayonnement global est d'environ la moitié du rayonnement global incident, ce qui est conforme à la transmission moyenne des arbustes compte tenu de leur indice foliaire moyen (de l'ordre de 1,2). Par ailleurs, ces résultats expérimentaux montrent également que le rayonnement global arrivant au sol, même en plein soleil, demeure toujours inférieur (d'environ 15 %) au rayonnement global incident mesuré au-dessus de la savane. Cette diminution au niveau du sol est sans doute liée à l'obstruction d'une partie du rayonnement diffus incident par les arbustes et ceci malgré une certaine rediffusion du rayonnement par les feuilles des arbustes.

La figure 2b illustre, pour la même journée, les conséquences de cette variabilité de l'énergie radiative reçue par la surface du sol sur les flux de conduction de chaleur dans le sol. Ces mesures confirment la grande variabilité des flux conductifs, qui peuvent varier du simple au triple au cours de la partie diurne, suivant que le point de mesure se trouve à l'ombre ou exposé au rayonnement solaire direct. On notera en particulier le contraste en début de journée entre les courbes 2, 3, 4 et 5, qui correspondent à des zones ombrées et les courbes 1 et 6, relatives à des zones ensoleillées. L'après-midi, ce contraste est moins net, du fait de l'inertie thermique du sol. En période nocturne, les flux de chaleur dans le sol mesurés sous les arbustes présentent une réduction d'environ 30 % par rapport à ceux mesurés en zone plus ouverte, du fait de la réduction des pertes radiatives sous couvert.



Figure 2 :

Effets de l'hétérogénéité spatiale de la strate arbustive : a) sur le rayonnement global (Rg), mesuré au cours d'une journée en 4 points (1, 2, 3, 4) sous le couvert, comparé aux valeurs mesurées au-dessus de la végétation (6 mètres) ; b) sur les flux de conduction de chaleur dans le sol (G) mesurés en 6 points (1, 2, 3, 4, 5, 6) sous le couvert au cours de la même journée.

Les caractéristiques de la masse d'air (température, humidité, vent) ont été mesurées à la fois au-dessus et à l'intérieur du couvert végétal. Ces mesures à deux niveaux nous permettent d'une part, d'avoir la référence de type régional au-dessus de la végétation et d'autre part, d'avoir une caractérisation du microclimat au sein du couvert (figure 3). Les arbustes, qui constituent des puits de quantité de mouvement, perturbent le champ de vent à l'intérieur du couvert, modifiant ainsi les échanges de chaleur et de vapeur au niveau de la strate herbacée. Il en résulte donc une modification des caractéristiques de l'air (température et humidité) au-dessus de cette strate.

Les flux turbulents de chaleur sensible et latente ont été mesurés au-dessus de la végétation et à la surface du couvert herbacé par la méthode des fluctuations turbulentes. La participation de la strate arbustive au flux total de chaleur latente a été mesurée de façon continue à partir de mesures de débit de sève (STEINBERG *et al.*, 1989). Pour obtenir une bonne représentation de cette transpiration, les capteurs ont été installés sur des brins choisis en fonction de leur exposition vis-à-vis du rayonnement solaire. Les résultats obtenus par ces mesures indépendantes les unes des autres sont représentés sur la figure 4. La somme des
contributions au flux global de chaleur latente des deux composantes (arbustive et herbacée) est présentée sur la figure 4a. L'accord plutôt satisfaisant entre cette courbe et celle représentant le flux total mesuré au-dessus de la végétation montre la bonne cohérence de nos mesures de flux turbulents. Sur cette figure, on note également la faible participation de la strate arbustive au flux total de chaleur latente (environ 60 W.m⁻² en milieu de journée). Ce résultat se confirme sur l'ensemble de la période de mesure et est corroboré par les fortes valeurs de résistance stomatique mesurées sur les feuilles de *Guiera* (environ 400 s.m⁻¹ en milieu de journée). La participation de la strate arbustive au flux total de chaleur latente semble plus dépendante de la demande climatique que de la disponibilité de l'eau dans les couches superficielles du sol. Par contre, cette dernière conditionne fortement l'évapotranspiration de la strate herbacée.

Un exemple d'évolution journalière des principaux termes du bilan d'énergie de la végétation est présenté sur la figure 4b. On remarque que la somme des flux convectifs (H et LE) et conductif (G) est légèrement inférieure au rayonnement net (Rn) mesuré. Ceci peut s'expliquer par une sous-estimation du flux conductif G, liée à la fois à la méthode d'estimation du flux moyen et au positionnement des capteurs. En effet, en les plaçant juste sous la surface du sol (pour éviter une sous-estimation du flux due à la chaleur accumulée entre la surface et le fluxmètre), nous avons provoqué un dessèchement et donc un suréchauffement de la couche superficielle au-dessus du capteur. Ceci a accentué le flux de chaleur sensible et le flux radiatif, et conduit à une sous-estimation par le capteur du véritable flux de chaleur dans le sol.





Caractérisation du microclimat du couvert : a) suivi horaire de la température de l'aire (ta) et de la température de rosée de l'air (Tr) au-dessus (6 m) et à l'intérieur (1,5 m) de la strate arbustive ; b) vitesse du vent (U) mesurée au-dessus (6 m) et à l'intérieur (1,5 m) de la strate arbustive au cours de la même journée.



Figure 4 :

Flux turbulents de chaleur latente et sensible et bilan d'énergie : a) contributions des strates herbacées (LE 0,75 m) et arbustives (LE Guiera) au flux total de chaleur latente mesuré au-dessus de la végétation (LE 6 m). Il existe un assez bon accord entre ce flux total mesuré et la somme des flux des deux strates (LE TC = LE 0,75 m + LE Guiera);
b) suivi des différents termes du bilan d'énergie de la végétation au cours de la même journée : H, LE et Rn sont respectivement le flux de chaleur sensible, le flux de chaleur latente et le rayonnement net mesurés au-dessus de la végétation, G est le flux de conduction de chaleur dans le sol, calculé à partir des mesures de 7 fluxmètres.

APPROCHE AGROMÉTÉOROLOGIQUE

Pour une gestion optimale de la savane pâturée (en fonction des besoins de pâture et de bois), il faut une bonne compréhension du rôle que joue la structure de la strate arbustive à la fois sur les échanges du couvert herbacé et sur son fonctionnement propre. Du point de vue agrométéorologique, il est donc important d'analyser l'influence de la strate arbustive sur la répartition des énergies radiatives et sur celle des énergies mécaniques dans le couvert et d'en déduire les conséquences sur la réduction de la demande climatique au niveau de la strate herbacée. Ainsi pourra-t-on définir la structure de la strate arbustive qui permettra le meilleur compromis entre le bilan hydrique et la production de la strate herbacée.

En première approximation, au niveau de couverts épars, on peut assimiler le profil de vent moyen à un double profil logarithmique qui, en coordonnées logarithmiques, se traduit par un double profil linéaire avec une intersection au voisinage du sommet de la strate arbustive (figure 5a). Par rapport à une zone ouverte ne comprenant qu'une seule strate herbacée, les arbustes, qui créent une rugosité régionale, influencent les tranferts verticaux de quantité de mouvement et accentuent la décroissance de la vitesse du vent au-dessus du couvert arbustif. De plus, ce même système arbustif réduit la décroissance du vent à l'intérieur du couvert, conduisant ainsi à une diminution du coefficient d'échange de surface (TUZET *et al.*, 1993).

Dans le cas simple d'une répartition horizontale de la surface foliaire des arbustes suffisamment homogène, on peut réduire la caractérisation de la structure du couvert arbustif au profil de densité de surface foliaire. Dans ce cas, la pénétration du rayonnement dans le couvert peut être assimilée à une atténuation de type exponentielle, fonction des surfaces foliaires cumulées, et les caractéristiques aérodynamiques du couvert (rugosité et hauteur de déplacement) peuvent être déterminées simplement à partir du profil de densité de surface foliaire (PERRIER, 1976 ; SHAW et PEREIRA, 1982).

Dans ces conditions, la double atténuation de l'énergie radiative et du coefficient d'échange à l'intérieur de la strate arbustive réduit la valeur de la demande climatique EP au sein du couvert, surtout pour la strate herbacée, au voisinage de la surface du sol. La demande climatique EP est la somme de deux termes, un terme radiatif T_{rad} et un terme convectif T_{conv} :

$$EP = P' / (P' + \gamma) (T_{rad} + T_{conv})$$
$$T_{rad} = Rn - G \quad \text{et} \quad T_{conv} = \rho c_p h(u) (Ta - Tr)$$

avec

Dans cette expression :

- P' est la dérivée de la pression de vapeur saturante ;

 $-\gamma$ la constante psychrométrique ;

-Rn le rayonnement net de la surface ;

-G le flux de conduction de chaleur dans le sol ;

 $-\rho c_p$ la chaleur massique de l'air ;

-Ta la température de l'air ;

-Tr la température de rosée de l'air et h(u) le coefficient d'échange.

La figure 5b représente une simulation de la variation de EP, T_{rad} et T_{conv} en fonction de l'indice foliaire de la strate arbustive. L'augmentation de l'indice foliaire du couvert arbustif conduit à une diminution progressive du terme radiatif et du terme convectif. Le terme convectif qui en valeur absolue est le plus faible est celui qui subit la plus forte atténuation. Ces résultats traduisent le double effet radiatif et convectif d'une strate arbustive sur la demande climatique au niveau du couvert herbacé de surface. De cette réduction de EP, résulte une diminution de la consommation d'eau ET du couvert herbacé, calculée selon l'expression de Penman-Monteith :

$$ET = EP \cdot \frac{1}{1 + \frac{\gamma}{P' + \gamma} h(u) r_s}$$

182

où r_s est la résistance stomatique du couvert herbacé. Sur cette figure, un exemple de réduction de ET en fonction de l'indice foliaire de la strate arbustive est représenté, pour une valeur de résistance stomatique du couvert herbacé égale à 100 s.m⁻¹.

Cette réduction de la consommation d'eau permet l'étalement de l'utilisation de l'eau disponible sur une plus longue période, facteur favorable surtout en conditions d'apports pluviométriques réduits et trés intermittents. Cependant, l'effet radiatif de la strate arbustive ayant également pour conséquence la diminution de la ressource lumineuse pour la strate herbacée, il est nécessaire de trouver un compromis permettant d'optimiser la production d'herbe en fonction des ressources en eau disponibles.

Cette analyse simplifiée du microclimat d'une savane est suffisante si la répartition horizontale de la strate arbustive reste relativement dense et homogène. Pour des systèmes plus épars et pour mieux décrire les hétérogénéités horizontale et verticale, une modélisation plus complète est nécessaire.



Figure 5 :

Modélisation simplifiée du rôle de la strate arbustive : a) sur le profil de vent moyen à l'intérieur et au-dessus de la végétation. Les différentes hauteurs (Z) sont portées sur une échelle logarithmique. $z_r =$ hauteur du niveau de référence ; $z_h =$ hauteur de la strate arbustive ; $z_i =$ hauteur d'intersection des deux profils ; $z_{ar} =$ rugosité de la surface (qui ici est la même dans les deux cas) ; $z_{0r} =$ rugosité régionale ; b) sur la demande climatique (EP) et ses composantes (T_{rad} et T_{com}) en fonction de l'indice foliaire (LAI) des arbustes. L'effet sur l'évapotranspiration (ET) de la strate herbacée a

également été calculé sur la base d'une résistance stomatique de l'herbe de 100 s.m¹.

MODÉLISATION DES TRANSFERTS AU NIVEAU DES COUVERTS ÉPARS

La modélisation des échanges de masse et d'énergie au niveau de couverts hétérogènes ou épars est un problème complexe. Jusqu'à présent, notre étude s'est limitée à une approche mono-dimensionnelle en considérant des moyennes spatiales. Celles-ci, effectuées sur un espace horizontal suffisamment grand, permettent d'éliminer les variations dues à l'hétérogénéité de la structure du couvert.

La schématisation excessive de ce modèle en limite bien entendu le réalisme, mais sa compréhension représente un premier pas nécessaire. D'ailleurs, ce modèle peut décrire de nombreuses situations naturelles, car à la surface de la Terre, bien des zones recouvertes d'une végétation éparse sont hétérogènes à l'échelle locale mais semblent plutôt homogènes à une échelle régionale.

Si l'on néglige les flux dispersifs liés à la procédure de moyenne spatiale, les équations d'évolution pour la vitesse moyenne du vent u, la température moyenne T et l'humidité spécifique q, s'écrivent sous les hypothèses d'homogénéité horizontale et d'une fermeture au l^{er} ordre :

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial u}{\partial z} \right) - c_d a(z) u^2$$
$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{T_s - T}{r} . a(z)$$
$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial q}{\partial z} \right) + \frac{q_s - q}{r + r_s} . a(z)$$

où K est le coefficient de diffusivité turbulente, c_d le coefficient de trainée, a(z) la densité de surface foliaire, T_s la température de surface, q_s l'humidité de surface, r la résistance de couche limite et r_s la résistance stomatique des éléments de végétation.

Sur la base d'arguments dimensionnels, la paramétrisation qui a été choisie pour le coefficient d'échange est celle proposée par PRANDTL (1925). Cette paramétrisation très simple nécessite l'introduction de la notion de longueur de mélange (échelle caractéristique proportionnelle à la taille des gros tourbillons). Dans notre cas, nous l'avons prise égale à la distance par rapport au sol, considérant que le profil de densité de surface foliaire n'intervenait, dans l'équation de conservation de quantité de mouvement qu'au niveau de la paramétrisation des forces de trainée $(c_d a(z) u^2)$ imposées par les éléments de la végétation. Cette approche, relativement simple, donne des résultats intéressants. Le profil de vent simulé, représenté en coordonnées logarithmiques (figure 6a) montre bien les effets de puits de quantité de mouvement dûs aux deux strates de végétation.

184

Par ailleurs, si la partie supérieure du profil de vent est assimilée à un profil logarithmique, les valeurs obtenues pour la vitesse de frottement u_* et les hauteurs de déplacement d et de rugosité z_0 (normées respectivement par u_h , la vitesse de vent au sommet du couvert et h, la hauteur de la strate arbustive) ont pour valeurs :

$$\frac{u_*}{u_h} = 0,20 ;$$

$$\frac{d+z_0}{b} = 0,15$$

En utilisant la relation proposée par RAUPACH (1992) pour calculer le rapport u_*/u_h , on obtient une valeur égale à 0,18. Dans son étude, Raupach exprime le rapport u_*/u_h en fonction de la densité de rugosité, égale à la surface frontale des obstacles par unité de surface de sol. Cette approche, très différente de la nôtre, donne des résultats très voisins. D'autre part, à partir d'un modèle de transfert de quantité de mouvement en couvert homogène dans lequel la longueur de mélange est calculée à partir d'une intégration sphérique de la distance aux obstacles, PERRIER (1976) obtient une valeur de $(d+z_0)/h$ égale à 0,16. Cette comparaison conforte l'hypothèse selon laquelle la distance par rapport au sol est, pour un couvert de faible densité, le facteur déterminant pour l'estimation de la longueur de mélange. Par ailleurs, sur le profil de vent issu de notre modélisation, le rapport entre la vitesse du vent obtenue à une hauteur de 1,5 m (à l'intérieur du couvert arbustif) et celle du niveau de référence (hauteur 6 m) est voisin de 0,5 ; ce qui est conforme aux résultats expérimentaux, en conditions de neutralité thermique.

En fait, dans un système hétérogène (couvert épars), les absorptions de quantité de mouvement dépendent plus de la densité des arbustes (obstacles plus ou moins poreux, dans lesquels les feuilles sont regroupées) que d'une densité de surface foliaire homogène. Il est possible de traduire de telles conditions à partir de notre modélisation mono-dimensionnelle en introduisant des longueurs de mélange différentes en chaque point du profil. La longueur de mélange devient alors la distance la plus courte entre le point considéré et le sol ou l'arbuste (simplification de l'approche par intégration spatiale).

À partir de ces hypothèses, nous avons représenté sur la figure 6b les profils de vent obtenus à différentes distances d'un arbre. Pour paramétrer les forces de trainée, le regroupement des feuilles autour des obstacles a été pris en compte en calculant un nouveau profil de densité de surface foliaire pour chacune des distances à l'arbre. Celui-ci est calculé par rapport à la surface d'un cercle ayant pour rayon la distance entre l'arbre et le point considéré. Cette simulation traduit, en première approximation, la modification des profils de vent en fonction de la distance aux arbres. Mais cette approche demeure assez sommaire et si elle montre bien une atténuation du vent dans le sillage de l'arbre, elle ne permet pas d'expliciter les modifications en amont.



Figure 6 :

Modélisation des profils de vitesse du vent : a) simulation du profil à l'intérieur et au-dessus du couvert épars de Guiera. Les deux cassures du profil logarithmique se situent au voisinage du sommet de chacune des strates ; b) simulation de la modification du profil de vent en fonction de la distance aux buissons.

D'autre part, les équations d'évolution de la vitesse du vent, de la température et de l'humidité spécifique, couplées à un modèle de transfert radiatif dans la végétation, nous ont permis de résoudre l'équation du bilan d'énergie au niveau des différentes couches de végétation. Le modèle de transfert radiatif utilisé est un modèle mono-dimensionnel en milieu diffusant, supposant des rayonnements isotropes et une distribution aléatoire des normales, des surfaces végétales (MARQUES FILHO, 1991). Les échanges au niveau du sol sont simulés par un modèle simple de type mulch (SIFAOUI et PERRIER, 1978; CHOUDHURY et MONTEITH, 1988). Le modèle complet ainsi obtenu permet de calculer la contribution de chaque strate (sol, herbe, buissons) aux différents flux du bilan d'énergie : rayonnement net, chaleur sensible, chaleur latente et flux de conduction de chaleur dans le sol. Il permet également d'obtenir les profils des principales grandeurs transférées (vent, température, humidité). La figure 7 présente un exemple d'évolution des différents termes du bilan d'énergie et la contribution des différentes strates de végétation au flux de chaleur latente calculée par le modèle. Les transpirations de la strate herbacée et arbustive sont calculées sur la base de résistances stomatiques constantes au cours de la journée, valant respectivement 100 et 200 s.m⁻¹. Ces résultats sont à comparer aux données expérimentales recueillies pour la même journée, et présentées sur la figure 4. La modélisation des différents flux semble plutôt satisfaisante. Néanmoins, bien que les flux de chaleur latente soient correctement simulés, le partage entre le flux de chaleur sensible et le flux de conduction de chaleur dans le sol reste imparfait. Une première explication possible est que la schématisation du sol par seulement deux couches (l'une sèche, l'autre saturée) est trop simple pour un sol sableux et ces conditions de forte demande climatique. En outre, bien que la somme des flux de chaleur latente du sol et de la strate herbacée soit en accord avec les mesures, une seconde explication pourrait être que la contribution du sol au flux de chaleur latente est surestimée, ce qui expliquerait la sous-estimation du flux de chaleur dans le sol. Les résultats expérimentaux ne permettent pas actuellement de trancher entre ces hypothèses.



Figure 7:

Flux turbulents de chaleur latente et sensible et bilan d'énergie calculés par le modèle, pour la même journée que sur la figure 4 : a) contributions de l'ensemble strate herbacée + sol (LE 1,5 m) et de la strate arbustive (LE Guiera) au flux total de chaleur latente de la végétation (LE total). Les transpirations de la strate herbacée et arbustive sont calculées sur la base de résistances stomatiques constantes au cours de la journée, valant respectivement 100 et 200 s.m⁻¹; b) simulation de l'évolution des différents termes du bilan d'énergie de la végétation au cours de la même journée.

187

CONCLUSION

Jusqu'à ces dernières années, l'étude des couverts hétérogènes, et en particulier des couverts épars, n'a été abordée que de façon partielle. De ce fait, dans les modèles climatiques, la modélisation des échanges de masse et d'énergie au niveau de ces surfaces ne rend pas suffisamment compte des hétérogénéités. C'est pourquoi un des objectifs principaux de l'expérience internationale Hapex-Sahel était l'analyse des effets intégrés des perturbations de la surface sur les échanges à grande échelle. Dans ce cadre, notre objectif était non seulement l'estimation des flux globaux, mais aussi une caractérisation des échanges au sein du couvert.

Les données expérimentales recueillies au cours de cette expérience ont permis d'obtenir une bonne caractérisation des interactions entre les deux strates de la végétation, et de mettre en évidence le rôle d'écran radiatif et convectif joué par la strate arbustive vis-à-vis de la strate herbacée.

L'approche agrométéorologique permet de quantifier de façon simple l'effet de l'atténuation de l'évaporation potentielle, et donc de décrire le fonctionnement hydrique de ce type de couverts. Elle devrait permettre de gérer les ressources en eau de ces végétations en fonction du climat et de définir la densité optimale de la strate supérieure.

Une telle approche permettrait difficilement de décrire la variabilité spatiale diurne et nocturne de l'ensemble des paramètres déterminant le bon fonctionnement de la strate productive (température minimale nocturne, maximale diurne, variation des bilans hydriques en fonction de la distance aux arbres, ...).

Aussi, si l'on veut mieux traduire les rôles de chaque strate dans le fonctionnement de ces couverts (notamment pour l'étude du bilan hydrique), l'approche mono-dimensionnelle multicouche est nécessaire. Les résultats qu'elle fournit peuvent être modulés en fonction de la distance à l'arbre, et peuvent donner une première estimation des gammes de variation qu'il est possible de rencontrer selon les positions par rapport aux arbres ou arbustes.

Enfin, si l'on souhaite décrire complètement cette hétérogénéité et ses conséquences microclimatiques sur le fonctionnement des plantes (température, déficit hydrique de l'air, rayonnements, bilan hydrique), une approche tridimensionnelle doit être envisagée.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDRÉ J.C., GOUTORBE J.P., PERRIER A., BECKER F., BESSEMOULIN F., BOUGEAULT P., BRUNET Y., BRUTSAERT W., CARLSON T., CUENCA R., GASH J., GELPE J., HILDEBRAND P., LAGOUARDE J.P., LLOYD C., MAHRT L., MASCART P., MAZAUDIER C., NOILHAN J., OTTLE C., PAYEN M., PHULPIN T., STULL R., SHUTTLEWORTH J., SCHMUGGE T., TACONET O., TARRIEU C., THEPENIER R.M., VALANCOGNE C., VIDAL-MADJAR D., WEILL R., 1988. Evaporation over land-surfaces : First results from Hapex-Mobilhy special observing period. Ann. Geophysicae, 6 (5) : 477-492.
- BOLLE H.J, ANDRE J.C., ARRUE J.L., BARTH H.K., BESSEMOULIN P., BRASA A., DE BRUIN H.A.R., DUGDALE G., ENGMAN E.T., EVANS D.L., FANTECHI R., FIEDLER F., VAN DE GRIEND A., IMESON A.C., JOCHUM A., KABAT P., KRATZSCH T., LAGOUARDE J.P., LANGER I., LLAMAS R., LOPES-BAEZA E., MELI MIRALLES J., MUNIOSGUREN L.S., NERRY F., NOILHAN J., OLIVER H.R., ROTH R., SANCHEZ DIAZ J., DE SANTA ALALLA M., SHUTTLEWORTH W.J., SOGAARD H., STRICKER H., THORNES J., VAUCLIN M., WICKLAND D., 1993. Efeda : European Field Experiment in a Desertification-threatened Area. Ann. Geophysicae, 11 : 173-189.
- CHOUDHURY B.J., MONTEITH J.L., 1988. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. Q. J. R. Meteorol. Soc., 114: 373-398.
- GARRAT J.R., 1978. Transfer characteristics for a heterogeneous surface of large aerodynamic roughness. Q. J. R. Meteorol. Soc., 104 : 491-502.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BESSEMOULIN P., BROUWER J., DOLMAN A.J., ENGMAN E.T., GASH J.H.C., HOEPFFNER M., KABAT P., KERR Y.H., MONTENY B., PRINCE S., SAID F., SELLERS P., WALLACE J.S, 1994. Hapex-Sahel : a large scale study of land-atmosphere interactions in the semi arid tropics. Ann. Geophysicae, (sous presse).
- MARQUES FILHO A.O., 1991. Bilan énergétique d'une forêt équatoriale. Modélisation mathématique. Thèse de doctorat. INA PG, 183 p.

- PERRIER A., 1976. Étude et essai de modélisation des échanges de masse et d'énergie au niveau de couverts végétaux : profils microclimatiques, évapotranspiration et photosynthèse nette. Thèse de doctorat d'état. Université Paris VI. 236 p.
- PRANDTL L., 1925. Bericht über Untersuchungen zur ausgebildeten Turbulenz. Z. Angew. Math. u. Mech. 5.
- RAUPACH M.R., 1992. Drag and drag partition on rough surfaces. *Boundary-Layer Meteorol.*, 60: 375-395.
- SHAW R.H., PEREIRA A.R., 1982. Aerodynamic roughness of a plant canopy : a numerical experiment, Agric. Meteorol., 26 : 51-65.
- SELLERS P.J., HALL F.G., ASRAR G., STREBEL D.E., MURPHY R.E., 1992. An Overview of the First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment (FIFE). J. Geophys. Res., 97 (17) : 18345-18371.
- SIFAOUI M.S., PERRIER A., 1978. Caractérisation de l'évaporation profonde. Int. J. Heat Mass Transfer, 21 : 629-637.
- STEINBERG S.L., VAN BAVEL C.H.M., McFARLAND M.J., 1989. A gauge to measure mass flow in stems and trunks in woody plants. J. Am. Soc. Hort. Sci., 114 : 466-472.
- TUZET A., PERRIER A., CASTELL J.F., ZURFLUH O., 1993. Energy and water vapour transfers in a particular shrub-grass intercrop : the fallow savanna. Int. Meeting on Ecophysiology of tropical intercropping. Gosier, Guadeloupe, déc. 6-10 1993.

DÉTERMINATION DE L'ORIGINE DE L'EAU UTILISÉE PAR LA VÉGÉTATION EN ENVIRONNEMENT SEMI-ARIDE : MODÈLES ET VALIDATION

J.P BRUNEL¹, G.R. WALKER², A.K. KENNETT-SMITH²

Résumé

On peut utiliser les isotopes stables de l'eau, ²H et ¹⁸O pour déterminer l'origine de l'eau utilisée par la végétation en régions semi-arides. Lorsque l'on compare la composition isotopique de l'eau dans les horizons du sol à fort potentiel matriciel (et donc à disponibilité importante en eau) avec celle de l'eau circulant dans la plante, on constate que l'erreur totale sur la signature en Deutérium est de l'ordre de 5 ‰. Cette valeur prend en compte les erreurs liées à l'extraction de l'eau des compartiments sol et végétation, l'hétérogénéité spatiale dans les profils de sol, l'hétérogénéité au sein de la plante elle-même, les erreurs liées aux vitesses de déplacement de l'eau dans la plante et les erreurs faites éventuellement par l'hypothèse de non fractionnement isotopique de l'eau par les racines. Cette erreur globale est généralement inférieure à la variation naturelle des compositions isotopiques mesurées et permet donc leur utilisation. Cette erreur est du même ordre de grandeur pour ¹⁸O,1 ‰.

Nous avons utilisé un « modèle à compartiments » pour quantifier les erreurs résultant d'une « inversion » des signatures isotopiques de l'eau provenant de deux horizons du sol. L'erreur dans l'estimation de la proportion d'eau de chaque compartiment utilisée par la végétation est de 20 %. Pour de nombreuses applications hydrologiques, c'est une erreur acceptable. C'est aussi la première étude qui tente d'estimer les erreurs inhérentes à la méthode isotopique.

¹Orstom, BP 5045, 34032 Montpellier cedex 1, France.

²CSIRO Division of Water Resources & Center for Groundwater Studies. PB 2, Glen Osmond, Adelaide, S.A., Australia.

INTRODUCTION

Connaître l'origine de l'eau transpirée par la végétation est particulièrement utile dans l'étude des bilans hydrologiques. Les isotopes stables de l'eau (deutérium et oxygène-18) contenue dans les plantes peuvent indiquer la ou les sources possibles de l'eau utilisée par ces plantes (BRUNEL et al., 1991; EHLERINGER et DAWSON, 1992). L'hypothèse à la base de la méthode isotopique est celle du non-fractionnement des isotopes au cours du transfert de l'eau du sol vers la plante (ZIMMERMANN et al., 1967). Dans ces conditions le contenu isotopique de l'eau prélevée par la plante reflète celui de la source ou un mélange des sources possibles exploitées par les racines. La comparaison de la composition isotopique de l'eau dans la plante avec celle de l'eau des différentes sources possibles peut permettre de déterminer l'origine de l'eau transpirée. L'interprétation du signal isotopique est souvent compliquée par l'existence de plusieurs sources possibles, eau de surface, eau de la nappe ou eau contenue dans différents horizons du sol à différentes profondeurs. Il n'est donc pas toujours facile de déterminer exactement l'origine de l'eau utilisée par la plante car il peut y avoir plus d'une façon de reproduire la composition isotopique de la sève. L'exception à cela est lorsque cette composition correspond à des valeurs extrêmes.

Si l'on veut prendre uniquement en compte l'information isotopique, il faut un modèle d'interprétation simple. On utilise le plus souvent un modèle à compartiments. Le sol peut être divisé en différentes zones avec une composition isotopique connue pour chaque zone (WALKER et RICHARDSON, 1991) ou bien ces compartiments peuvent être la nappe et l'horizon contenant les dernières précipitations (DAWSON et EHLERINGER, 1991). La fraction d'eau extraite de chaque compartiment est déterminée à partir de la composition isotopique de la sève. La difficulté est que la composition isotopique de chaque compartiment homogène et l'extraction racinaire relativement uniforme à l'intérieur du compartiment.

Une alternative au modèle à compartiments serait d'utiliser les données isotopiques dans un modèle d'extraction racinaire mais ces modèles sont généralement plus appropriés pour représenter l'extraction d'eau du sol à long terme alors que l'information isotopique ne représente qu'un seul point dans le temps.

Pour définir la profondeur d'extraction de l'eau par la plante, on peut utiliser les données isotopiques conjointement avec des données de potentiel hydrique du sol comme mesures de la disponibilité en eau pour la plante (BRUNEL *et al.*, 1991 ; THORBURN *et al.*, 1993). L'utilisation des mesures de potentiel hydrique du sol permet de placer les limites des différentes sources d'eau possibles et de confirmer les données isotopiques. De nombreux travaux sont en cours qui utilisent les mesures isotopiques pour valider d'une façon indépendante des modèles d'utilisation de l'eau par les plantes (HATTON *et al.*, 1992) et les mesures de potentiels hydriques dans le sol fournissent un lien direct avec ces modèles.

L'applicabilité de ces méthodes d'interprétation dépend des erreurs de mesures ou des erreurs inhérentes aux modèles utilisés eux-mêmes. S'il est possible de quantifier les erreurs de mesures (THORBURN *et al.*, 1993; WALKER *et al.*, 1991), les erreurs engendrées par l'utilisation d'un modèle simple d'inversion avec des données isotopiques sont plus difficiles à quantifier. Dans les nombreuses études qui ont été publiées, il n'y a jamais eu de tentative de quantification des erreurs associées aux modèles utilisés.

Le besoin d'établir des procédures de validation a été souligné dans un certain nombre d'études récentes. Il est bien connu qu'un fractionnement isotopique se produit dans les feuilles mais le degré avec lequel ceci affecte la composition isotopique ailleurs dans la plante semble varier de pas d'effet (Schiegl, 1970) à des variations significatives (BARIAC *et al.*,1983). LIN et STERNBERG (1993) ont montré qu'une discrimination du deutérium se produit dans les racines de plantes de marais côtiers. WALKER *et al.* (1991) ont montré à partir d'une comparaison inter-laboratoires que différences significatives de composition isotopique. La variabilité spatiale des profils isotopiques peut aussi dans certains cas affecter la méthode.

Toute procédure de validation requiert un assez grand nombre de données et serait donc impossible à mettre en œuvre pour chaque étude isotopique. Cependant, en poursuivant les recherches sur le terrain, dans différentes conditions, on réunit les éléments qui permettent d'apprécier l'efficacité des méthodes et de procéder avec confiance pour d'autres situations. Dans le travail qui est présenté ici nous avons utilisé un jeu de données obtenues précédemment (BRUNEL *et al.*, 1991). Les conditions d'expérimentation sur le terrain allaient de « très sèches » à « très humides ».

Le principe de la procédure de validation présentée est de comparer la composition isotopique de l'eau du sol dans les zones à fort potentiel hydrique avec celle de l'eau de la plante. Ceci fournit une estimation de l'erreur globale prenant en compte toutes les erreurs mentionnées plus haut. Cette erreur peut être ensuite comparée aux variations naturelles de la composition isotopique de l'eau des différents réservoirs pour vérifier si ces méthodes isotopiques méritent d'être développées et approfondies. Dans ce travail nous avons également étudié les erreurs engendrées en inversant les données isotopiques avec un modèle à compartiments pour déterminer la proportion d'eau extraite de chaque compar-timent. Un modèle à compartiment adapté à notre situation de terrain a été

développé et nous avons analysé la sensibilité de la méthode isotopique aux erreurs induites par les hypothèses. Nous avons également testé la sensibilité des poids respectifs de ²H et ¹⁸O.

Enfin les proportions prédites d'eau extraite de chaque compartiment sont comparées aux zones du sol à potentiel hydrique élevé pour chaque période d'échantillonnage.

DESCRIPTION DU SITE

194

La zone d'étude est située dans le sud-est de l'Australie près de la petite localité d'Ouyen (35°S 142°E) dans l'État du Victoria. La moyenne des précipitations annuelles est de 340 mm. L'évaporation est comprise entre 1 200 et 1 500 mm par an (bac de classe A). Les températures d'hiver sont douces, moyenne des *maxima* d'environ 16°C et moyenne des *minima* autour de 5°C. Elles excèdent souvent 40°C en été et sont toujours associées à de très basses humidités relatives.

Le site est une dune d'origine éolienne de 7 m de hauteur surmontant une argile lacustre de 1 m d'épaisseur, elle-même située au-dessus de l'aquifère régional sableux.

L'eau de la nappe est salée (40 g1⁻¹). Cette dune est recouverte d'une végétation éparse, une variété d'eucalyptus de 3 à 5 m de hauteur (figure 1).



Figure 1 : Coupe transversale du site d'étude.

MÉTHODES

TERRAIN ET LABORATOIRE

Des échantillonnages de plantes et de sol avaient été effectués en 4 points de la dune situés respectivement à 0,8 m de la nappe (dénoté HBD), 2,4m (dénoté 2HBD), 4,7m (dénoté 2HTD) et 6,8 m (dénoté HTD) (figure 1). Ces prélèvements avaient eu lieu à 10 reprises sur une période de 2 ans (17/5/88, 20/6/88, 17/8/88, 26/9/88, 29/11/88, 2/289, 27/4/89, 13/10/89, 13/12/89, 1/3/90). Les échantillons de sols avaient été prélevés à des intervalles de 10 et 25 cm à l'aide d'une tarière à main et placés dans des récipients de 500 ml hermétiquement fermés.

Pour les échantillonnages 1 à 7, des branchettes d'environ 1 cm de diamètre avaient été prélevées d'une manière aléatoire sur deux arbres pour chaque point, et une fois l'écorce enlevée, placées dans des récipients contenant le liquide utilisé pour la distillation. Pour les 3 derniers échantillonnages, les prélèvements supplémentaires avaient été effectués à différents niveaux des arbres (base du tronc, milieu du tronc, premières branches, branches des extrémités). Sur chacun de ces échantillons on avait séparé le xylème de l'aubier. Enfin des piézomètres avaient été installés aux 4 points d'échantillonnage du site. La nappe s'était élevée de 70 cm à la suite de l'épisode pluvieux important du 10 et 11/5/89, mais était relativement stable autrement.

Les méthodes de laboratoires ont été décrites dans BRUNEL et al. (1991)

LE MODÈLE DE DISPONIBILITÉ EN EAU POUR LA PLANTE

Pour notre interprétation nous avons choisi un modèle simple de disponibilité en eau pour la plante.

- (i) Si le potentiel matriciel ou le potentiel osmotique est inférieur à -3,5 MPa (ce qui correspond à une concentration en chlorures > 20 g1⁻¹ pour le potentiel osmotique), on suppose que seule une quantité négligeable d'eau peut être extraite du sol. Ces limites ont été choisies à partir des observations de terrain qui montrent que le potentiel matriciel est rarement inférieur à -3,5 MPa. (BRUNEL *et al.*, 1991) et qu'au-dessus d'une concentration en chlorures de 20 g1⁻¹ seuls des végétaux présentant une adaptation particulière peuvent continuer d'extraire notablement de l'eau. Cette valeur de -3,5 MPa est également citée par McQUEEN et MILLER (1968) pour des végétations de régions arides et semi-arides.
- (ii) Si le potentiel matriciel ou le potentiel osmotique est élevé à une profondeur donnée dans le sol (potentiel matriciel > -1 MPa; concentration en chlorures < $10 \text{ g}1^{-1}$), on fait l'hypothèse que toute l'eau utilisée par la plante est essentiellement extraite à ce niveau. Ceci ignore

généralement les détails de la distribution racinaire (sauf pour la situation étudiée ici où des racines vivantes ont été observées dans les échantillons).

Avec des conditions limites aussi larges on peut penser que tout le profil possède de l'eau disponible pour les plantes. Mais si cela est le cas on doit pouvoir y associer un large intervalle de compositions isotopiques et la comparaison avec la composition isotopique de la sève a alors peu de chance de fournir une information intéressante. Cependant dans la pratique, l'aridité du site associée à la salinité de l'eau de la nappe signifient en fait qu'il y a souvent seulement un intervalle de profondeur étroit dans lequel l'eau est disponible pour la plante.

Le modèle à compartiments

Dans l'étude présentée ici, nous avons considéré trois compartiments, la surface du sol 0-0,4 m, un niveau intermédiaire, 0,4 - 0,8 m pour 2HBD et 0.4 -1,6 m pour 2HTD et la région frange capillaire-nappe. Dans l'horizon de surface du sol, la composition isotopique de l'eau change en réponse à l'évaporation et à l'infiltration. Dans la zone intermédiaire, la composition isotopique reste relativement constante. La zone frange capillaire-nappe est considérée comme trop salée pour que l'eau puisse être utilisée par la végétation. Ceci revient en définitive à considérer deux compartiments seulement, ce qui est probablement le cas le plus fréquent en régions arides et semi-arides.

On suppose que la composition isotopique de la sève résulte d'un mélange d'eau extraite de ces deux compartiments. La fraction f d'eau extraite de la couche supérieure peut être calculée à partir d'un bilan de masse isotopique. Celui-ci conduit à l'équation suivante pour ²H :

$$\delta_2^{\,u} f + \delta_2^{\,l} (1 - f) = \delta_2^{\,hv} \tag{1}$$

dans laquelle δ_2^{μ} est la valeur moyenne de la concentration isotopique en deutérium de l'eau du compartiment supérieur, δ_2^1 est la valeur moyenne de la concentration isotopique en deutérium de l'eau du compartiment inférieur, et $\delta_2^{\mu\nu}$ la concentration isotopique en deutérium dans la sève des arbres. On peut écrire une équation similaire pour ¹⁸O. Si on utilise seulement un isotope, l'équation (1) peut être résolue pour f. Si on utilise les deux isotopes on cherche la valeur de f qui minimise l'équation (2)

$$wR_2^2 + (1 - w)R_{18}^2 \tag{2}$$

où

$$R_{2} = \frac{f\delta_{2}^{u}\delta_{2}^{iw} + (1-f)\delta_{2}^{1}}{\delta_{2}^{iw}}$$
(3)

et R_{18} est le terme correspondant pour ¹⁸O.

Si w = 0, seules les mesures de ¹⁸O sont prises en compte, si w = 1, seules les mesures de ²H sont utiles. La valeur w = 0, 5 donne un poids égal aux mesures de ²H et ¹⁸O. Dans le tableau 2 figurent les valeurs de f pour w = 0, 0, 5; 1, calculées pour tester la sensibilité du modèle.

RÉSULTATS

LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DE LA SÈVE LE LONG DE SON TRAJET

Il n'y a pas de variation significative de la composition en ²H dans la sève de la base du tronc à l'extrémité des branches dans les tissus conducteurs, ni de différence entre ces tissus et l'aubier (BRUNEL *et al.*, 1991)

Relations ²H - ¹⁸O

Quelques exemples de relations ${}^{2}H - {}^{18}O$ pour l'eau du sol, la sève et l'eau de la nappe sont représentés sur les figures 2a, b,c. Sur ces figures sont également représentées les droites de meilleur ajustement.

Plusieurs commentaires peuvent être faits :

- (i) Les valeurs de ²H et ¹⁸O sont étroitement corrélées, à la fois pour la sève et pour l'eau dans le sol.
- (ii) Pour l'eau dans le sol, on constate que la partie inférieure des profils correspondant à l'eau des horizons plus profonds et à celle de la nappe peut être représentée par une droite de pente relativement constante avec le temps. La partie supérieure des profils qui correspond aux horizons superficiels possède une pente plus faible et variable qui traduit l'évaporation (ALLISON et HUGHES, 1983).
- (iii) Les valeurs représentant la composition isotopique de la sève se trouvent à proximité de la droite de meilleur ajustement des données d'eau dans le sol, ce qui doit être normalement le cas si toute l'eau utilisée par la plante vient du sol. L'absence d'un biais important des données de sève par rapport à celles du sol est un élément qui confirme que d'une part la végétation étudiée ne modifie pas la composition isotopique de l'eau qu'elle prélève et que d'autre les extractions d'eau du sol et de la plante sont consistantes.
- (iv) Il existe une variation significative avec le temps de la composition isotopique de la sève. D'une manière générale, aux époques de sécheresse (figure 2b), la composition isotopique de la sève est proche de celle de l'eau de la nappe alors qu'aux périodes plus humides elle s'en éloigne (figure 2a) tout en restant dans la partie inférieure du profil. Si la composition isotopique de la sève ne se trouve pas à proximité de l'une des extrémités de la droite de corrélation de l'eau dans le sol, on ne peut pas déterminer d'une manière absolue la région du sol d'où la plante

extrait l'eau sans faire d'autres hypothèses et d'autres mesures. Un cas particulier intéressant est celui de la figure 2c où toute l'eau utilisée provient d'une nappe perchée temporaire crée par un épisode pluvieux particulièrement important mais ponctulel (70 mm en 24 h).



Figure 2 :

Relations ²H-¹⁸O pour les échantillonages 5, 6 et 8. ⊕ représente la composition isotopique de l'eau de la nappe, x, la composition moyenne de la sève et celle de l'eau dans le sol.

ANALYSES DE QUELQUES SITUATIONS ÉTUDIÉES SUR LE TERRAIN

UTILISATION DU MODÈLE DE DISPONIBILITÉ EN EAU POUR LA PLANTE

Dans les figures 3a, b, c, sont représentés quelques exemples de profils de potentiels hydriques du sol, teneurs en chlorures et compositions en deutérium. L'intervalle compris entre les lignes pointillées verticales représente les limites 1 000 et 3 500 kPa pour le potentiel matriciel et 10 - 20 g 1^{-1} pour la concentration en chlorures, fixées pour notre modèle. Les bandes striées horizontales représentent les zones du sol d'où l'eau extraite par la végétation a le plus de chance de provenir. Les bandes verticales représentent les intervalles de composition en deutérium dans lesquels doit se trouver la composition de la sève compte tenu des contraintes précédentes.

Pour l'échantillonnage 4 au site 2HBD (figure 3a), la concentration en chlorures dans la solution du sol est faible entre 0 et 0,4 m et le potentiel hydrique est élevé en dessous de 0,1 m. La végétation doit donc utiliser l'eau entre 0,1 et 0,4 m (bande horizontale). Dans cet intervalle la composition en deutérium de l'eau du sol est comprise entre -1,7 et 2,8 ‰ (bande verticale). La valeur mesurée pour la composition de la sève est -1,5 ‰. Les données isotopiques sont en accords avec celles caractérisant la disponibilité en eau pour la plante.

Pour 2HBD, échantillonnage 8 (figure 3c), le potentiel hydrique est élevé entre 0 et 0,3 m et faible en dessous de 0,5 m. La concentration en chlorures est faible jusqu'à 0,5 m, moyenne entre 0,5 et 1,75 m et élevée ensuite. Dans la zone 0,5 – 1,75 m les valeurs de deutérium dans l'eau du sol varient entre -48 et -38 ‰. La valeur moyenne de la composition de la sève est -45,6 ‰. L'accord est encore bon entre les deux séries de données.

Les résultats de l'échantillonnage 2 au site 2HTD (figure 3b) montrent un cas intéressant où deux régions du sol peuvent être utilisées par la végétation. La composition en deutérium de la sève reflète une zone intermédiaire et suggère une extraction partielle à partir de ces deux régions.

La méthode qui vient d'être décrite permet une comparaison entre la gamme des valeurs de compositions isotopiques prédites pour la sève à partir de mesures de la disponibilité en eau pour la plante et les valeurs de cette composition réellement mesurées dans la plante. Parfois l'intervalle prédit est trop important pour que la comparaison ait une signification, mais celui-ci peut aussi être très petit (3 à 4 ‰). La figure 4 montre une compilation des valeurs mesurées et prédites pour l'ensemble des sites et des échantillons étudiés. Les valeurs se situent généralement à proximité de la droite de pente 1, la zone comprise entre les deux droites en traits pointillés représente l'intervalle ± 5 ‰. Presque toutes les gammes de valeurs prédites recouvrent celles des valeurs observées dans l'intervalle ± 5 ‰, alors même que la composition en deutérium de la sève varie dans de larges proportions, de -48 ‰ à -1 ‰. Un graphique similaire pour ¹⁸O montre un intervalle de ± 1 ‰.



Figure 3 :

Variations avec la profondeur du potentiel hydrique du sol, de la concentration en chlorures et de la teneur en deutérium de l'eau du sol pour les sites 2HBD, échantillonnage 4 (a), 2HTD, échantillonnage 2 (b) et 2HBD échantillonnage 8 (c).



Figure 4 :

Relation entre la composition en deutérium de la sève mesurée, et celle prédite à partir des potentiels hydriques et des teneurs en chlorures du sol.

Utilisation d'un modèle du sol à deux compartiments

Les résultats de l'utilisation d'un modèle à compartiments figurent dans les tableaux 1 et 2. Par exemple pour l'échantillonnage 4 au site 2HBD, le modèle indique que 70 à 90 % de l'eau est extraite des 40 premiers centimètres selon le poids respectif que l'on donne à ²H et ¹⁸O. Pour l'échantillonnage 6, le modèle à compartiments indique qu'il n'y a pas d'eau extraite du compartiment supérieur. Pour l'échantillonnage 2 au site 2HTD, le modèle indique que seulement 7 % de l'eau utilisée par la végétation provient du compartiment supérieur. Ces résultats sont en accord avec ceux du modèle de disponibilité en eau pour la plante décrit précédemment. La sensibilité de ces fractions *f* aux erreurs de mesures peut être améliorée en variant le poids de ²H et ¹⁸O. Le tableau 2 montre des variations allant jusqu'à 20 % si l'on modifie la valeur de *w* de 0 à 1.

Tableau 1

Moyennes pondérées des compositions isotopiques de l'eau des compartiments inférieurs et supérieurs (‰), composition isotopique mesurée de la sève et fraction (f %) de l'eau extraite du compartiment supérieur calculée à partir des valeurs de deutérium soit à partir des valeurs de deutérium et d'oxygène -18

Éch.	2	3	4	5	б	8	9
	CO	MPOSITIO	N ISOTOPI	QUE AU SI	TE 2HTD		
Comp.	-13.7	-18.5	-3.2	-15.7	-11.5	-33.9	-22
Sup.	1.5	-1.1		1.7	3.3		
Com.	-27.7	-27.7	-27.7	-27.7	-27.7	-27.7	-27.7
Inf.	-2.8	-2.8	-2.8	-2.8	-2.8	-2.8	
Sève	-26.7	-22.8	-0.5	-20.6	-29.4	-33	-30.8
	-3.7			-1.8	-2.3	-3.6	
f%	7	55	100	56	0	85	0
	CC	MPOSITIC	ON ISOTOP	IQUE AU S	ITE 2HBD		
Comp.	-10.7	-10	2.3	-16.9	-3.8		
Sup.	2	2	1.8	-0.8	3.5		
Comp. Inf.	-25	-25	-25	-25	-25		
Sève	-25.1	-27.5	-1.5	-14.4	-28.1		
	-4.5	-3.6	-0.05	-1	-3		
f%	0	0	86	100	0		

Tableau 2

Fraction d'eau extraite du compartiment supérieur par la végétation calculée à partir des valeurs de ¹⁸O and ²H pour différentes valeurs de w

	2HTD-5	2HTD-6	2 HBD-4
w = 0.0	56	-10	86
w = 0.5	60	7	67
w = 1.0	59	7	67

Comparaison entre les deux modèles

La proportion d'eau extraite de chaque compartiment par la végétation estimée par ce modèle peut être comparée avec les régions possibles où l'eau peut être extraite par la plante, prédites par le modèle de disponibilité en eau. C'est ce qui est représenté sur la figure 5. Sur cette figure, les zones hachurées matérialisent les régions favorables à l'extraction d'eau telles qu'elles ont été définies par le modèle de disponibilité en eau. En abscisse supérieure sont indiquées les proportions d'eau extraites du compartiment supérieur par la végétation, telles qu'elles ont été calculées par le modèle à compartiments à partir des données isotopiques. Au site 2HTD, la végétation utilise seulement de l'eau située en surface pour les échantillonnages 4 et 8, uniquement de l'eau située en profondeur pour les échantillonnages 5, 6 et 7 et probablement un mélange pour l'échantillonnage 2.

Pour le site 2HBD, la végétation utilise de l'eau de surface pour l'échantillonnage 5, de l'eau située en profondeur pour les échantillonnages 2, 4, 6, 8 et probablement un mélange pour l'échantillonnage 7. Dans ces deux cas le modèle à compartiment est en accord avec les informations fournies par le modèle de disponibilité en eau.



Figure 5 :

Profondeur d'extraction de l'eau par la végétation définie à partir des données du sol (potentiel hydrique, salinité) et fraction d'eau extraite du compartiment supérieur par cette végétation calculée à partir des compositions isotopiques.

DISCUSSION

Dans l'expérimentation de terrain décrite ici, on a mesuré non seulement les compositions isotopiques de l'eau dans la plante et dans le sol, mais aussi d'autres variables du sol. Ce jeu de données recouvre une gamme variée de conditions d'humidité du sol et de salinité, ceci nous permet :

- (i) de tester les hypothèses concernant le prélèvement isotopique par la plante ;
- (ii) de discuter l'interprétation des mesures isotopiques et les limites de la méthode.

Hypothèses générales

Dans l'introduction nous avons décrit trois méthodes différentes d'interprétation des données isotopiques dans la plante. Deux d'entre elles (modèle à compartiment et modèle de disponibilité en eau) ont été utilisées pour interpréter le présent jeu de données. La troisième méthode qui suppose un modèle d'extraction racinaire avec la profondeur n'était pas appropriée pour ce type de végétation. Les principales différences entre les deux méthodes résident dans le nombre de données nécessaires et le degré de complexité du modèle.

Hypothèses communes aux deux méthodes

- (i) il n'y a pas de fractionnement des isotopes stables de l'eau lorsque la plante extrait de l'eau du sol ;
- (ii) le prélèvement des matériaux (sol, végétation) et l'extraction d'eau n'engendrent pas d'erreur significative sur la mesure isotopique ;
- (iii) il n'y a pas de variation significative de la composition isotopique de la sève le long de son trajet dans le tronc et les branches;
- (iv) la composition isotopique de l'eau dans le sol est homogène latéralement au moins dans la limite de la zone des racines de l'arbre.

Hypothèses spécifiques

Pour chacun des modèles il est nécessaire de formuler des hypothèses plus spécifiques. Dans le cas du modèle à compartiments, en faisant varier le poids respectif de ²H et ¹⁸O, on peut estimer la sensibilité de la fraction d'eau estimée extraite de chaque compartiment, aux erreurs associées au modèle (20 %), (voir tableau 2).

Dans le cas du modèle de disponibilité en eau pour la plante, l'extraction d'eau est déterminée à partir des potentiels matriciel et osmotique du sol. Le fait que les données s'alignent autour de la première bissectrice suggère que nos hypothèses sont valides pour une gamme étendue de conditions d'humidité du sol et de salinité, du moins pour la situation de terrain décrite ici. La déviation de

204

part et d'autre de cette droite donne une indication de la somme des erreurs liées au prélèvement, à l'extraction d'eau en laboratoire, à l'analyse et aux hypothèses de travail. Ces erreurs semblent être inférieures à 5 ‰. Pour que la méthode soit satisfaisante ces erreurs doivent être très inférieures aux variations de la composition isotopique dans la sève (50 ‰) ou à la variation naturelle avec la profondeur de la composition de l'eau du sol (30 ‰).

La validation, dans le cadre de cette étude, des hypothèses énoncées plus haut a de plus larges implications.

L'hypothèse (i) n'avait été vérifiée qu'en laboratoire (WALKER et RICHARDSON, 1991; THORBURN *et al.*, 1992). Les données de terrain analysées dans ce travail fournissent l'évidence que cette hypothèse est valide pour une gamme étendue de situations naturelles.

Pour l'hypothèse (ii), WALKER et al. (1991), ont montré que les techniques de laboratoire d'extraction de l'eau du sol pouvaient conduire à des erreurs importantes de mesures de la composition isotopique, en particulier pour les sols secs. Les résultats présentés ici montrent néanmoins que la combinaison de toutes les erreurs est inférieure à 5 ‰. S'il y a un biais significatif dans la méthode d'extraction, il est le même pour le sol et la plante.

Concernant l'hypothèse (iii), des données obtenues par BARIAC *et al* (1983) auraient tendance à montrer qu'elle n'est pas valide dans tous les cas (il s'agissait dans cette étude de plantes annuelles). D'autres études de terrain confirment néanmoins sa validité (SCHEGL, 1970; BRUNEL *et al.*, 1991, BRUNEL *et al.*, 1993).

Il y a peu de chances pour que l'hypothèse (iv) soit strictement vraie. Le mélange de l'eau provenant d'une précipitation avec l'eau contenue dans le sol risque d'entraîner des variations latérales de la composition isotopique en raison de la microtopographie ou de la distribution des micropores du sol. Néanmoins les résultats obtenus sur les sites de l'expérimentation Hapex-Sahel au Niger ne font pas apparaître de variabilité latérale significative, il est vrai que le type de sol, sableux en surface n'était pas fondamentalement différent.

Le temps de trajet mis par l'eau pour se déplacer de l'extrémité des racines à l'extrémité des branches a été étudié par FORSTEL et HUTZEN (1982) sur des pommiers. THORBURN *et al.* (1993) a mesuré des vitesses de déplacement de la sève pour des espèces d'eucalyptus résistant à la sécheresse, les valeurs étaient de l à 4 mètres par jour. En se basant sur des vitesses du même ordre de grandeur, les valeurs de temps de trajet de l'eau pour la végétation du site étudié ici, seraient comprises entre 0,5 et 3 jours. Si l'humidité du sol a changé pendant cet intervalle, cela peut introduire une erreur.

Le modèle à compartiment est satisfaisant. Dans la plupart des cas la composition isotopique de l'eau du sol est différente de celle des précipitations. L'eau des horizons superficiels est généralement enrichie en isotopes lourds en raison du processus d'évaporation (ALLISON et HUGHES, 1983). Cet enrichissement

peut persister jusqu'à une certaine profondeur en provoquant un fort gradient de composition isotopique de l'eau dans les horizons supérieurs (voir l'exemple de la figure 4c).

Il peut se faire que les données isotopiques ne fournissent aucune information utile. On travaille ici avec les teneurs naturelles et si la variabilité est faible, la méthode ne sera pas sensible.

CONCLUSIONS

Les conclusions que l'on peut tirer de cette étude sont les suivantes :

- (i) les modèles simples à compartiments utilisant des données isotopiques peuvent donner de bons résultats ;
- (ii) pour une interprétation plus élaborée il est nécessaire de posséder des données supplémentaires telles que potentiel hydrique ou humidité du sol ;
- (iii) on peut utiliser les données isotopiques pour valider les modèles d'utilisation de l'eau par la plante ;
- (iv) l'hypothèse de non fractionnement isotopique de l'eau par les racines est vérifiée pour une gamme étendue de situations naturelles sur le terrain.
- (v) la méthode d'extraction de l'eau du sol et de la plante pour analyse isotopique, utilisée dans cette étude semble satisfaisante ;
- (vi) la somme des erreurs faites sur l'échantillonnage, l'extraction, l'analyse et les hypothèses de travail semble être inférieure à 5 ‰ pour ²H.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLISON G. B., HUGHES M. W., 1983. The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid region. J. Hydrol., 60: 157-173.
- BARIAC T., FERHI A., JUSSERAND C., LETOLLE R., 1983. Sol-plante-atmosphère : contribution à l'étude de la composition isotopique de l'eau des différentes composantes de ce système. Isotope and radiation techniques in soil physics and irrigation studies, IAEA, Vienna, 561-576. (IAEA-SM-267/23)
- BRUNEL J-P., WALKER G. R., WALKER C. D., DIGHTON J. C., KENNETT-SMITH A. K., 1991. Using stable isotopes of water to trace plant water uptake. In Stable Isotopes in Plant Nutrition, Soil Fertility, IAEA and FAO International Symposium, Vienna, 1-5 October 1990.
- BRUNEL J.P., DIGHTON J.C., WALKER G.R., MONTENY B., 1993. Using stable isotopes of water in soil, vegetation and atmosphere as an indicator of land-atmosphere interaction. Hapex-Sahel 1992. American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco, 6-10 December 1993.
- DAWSON T. E., EHLERINGER J. R., 1991. Streamside trees that do not use stream water. Nature, 350 : 335-336.
- EHLERINGER J. R., COOK C. S., 1991. Carbon isotope discrimination and xylem D/H ratios in desert plants. International Symposium on the use of stable isotopes in plant nutrition, soil fertility, and environmental studies. IAEA and FAO International Symposium, Vienna, 1-5 October 1990.
- EHLERINGER J. R., DAWSON T.E., 1992. Water uptake by plants : perspectives from stable isotope composition. Plant, Cell and Environment, 15 : 1073-1082.
- FEDERER C.A., 1979. A soil-plant-amosphere model for transpiration and availability of soil water. *Water Resour. Res.*, 15 : 555-642.

- FORSTEL H., HUTZEN H., 1982. Use of water with different ¹⁸O-content to study transport processes in plants. In stable isotopes, Schmidt, H. L., Forstel, H. and Heinzinger, K. (Eds.), Elsevier, Amsterdam. 511-516.
- HATTON T. J., PIERCE L. L., WALKER J., 1992. Ecohydrological changes in the Murray-darling Basin: Part 2 - Development and tests of a water balance model. *J.Appl. Ecol.*, 30, 2, 274:284.
- LIN G., STERNBERG L.da S. L., 1993. Hydrogen isotopic fractionation by plant roots during water uptake in coastal wetland plants. In : Ehleringer, J. R., Hall, A. E. and Farquhar, G. D. (Editors). Stable isotopes and plant carbon/water relations (Academic Press)

ľ

ī.

- MCQUEEN I. S., MILLER R. F., 1968. Calibration and evaluation of widerange gravimetric method for measuring moisture stress. Soil Science, 106, 3: 225-231.
- MENSFORTH L. J., THORBURN P. J., TYERMAN S. D., WALKER G. R., 1994. Sources of water used by riparian *Eucalyptus camaldulensis* overlying highly saline groundwater. Oecologia (in press).
- SCHIEGL W., 1970. Natural deuterium in biogenic materials. Thesis, Univ. South Africa, Pretoria.
- THORBURN P. J., WALKER G. R., 1993. The source of water transpired by *Eucalyptus camaldulensis*: Soil, groundwater or streams ? In: Ehleringer, J. R., Hall, A. E. and Farquhar, G.D. (Editors), Stable isotopes and plant carbon/water relations (Academic Press), 511-527.
- THORBURN P. J., WALKER G. R., BRUNEL J-P (1993). Extraction of water from eucalyptus trees for analysis of deuterium and oxygen-18 : laboratory and field techniques. Plant, Cell and Environment, 16, 269-277.
- WALKER C. D., RICHARDSON S.B., 1991. The use of stable isotopes of water in characterising the source of water in vegetation. Chem. Geol., Isot. Geosci., 94 : 145-158.

- WALKER G. R., WOODS P. H., ALLISON G. B., 1991. Interlaborarory comparison of extraction methods to determine the stable isotope composition of soil water. IAEA/UNESCO International Symposium on the Use of isotope techniques in water resources development. Vienna, March, 1991.
- WHITE J.W.C., COOK E.R., LAWRENCE J.R., BROEKER W.S., 1985. The D/H ratios of sap in trees: implications for water sources and tree ring D/H ratios. Geochim. Cosmochim. Acta, 49:237-246.
- ZIMMERMAN U., EHHALT D., MUNNICH K. O., 1967. Soil water movement and transpiration : changes in the isotopic composition of the water. Isotopes in Hydrology, IAEA, Vienna, 567-585.

MODÉLISATION DU TRANSPORT DES ISOTOPES STABLES DE L'EAU (¹⁸O ET D) DANS LE CAS D'UN SOL NU EN CONDITIONS NATURELLES

A. MELAYAH^{1,2}, L. BRUCKLER¹, T. BARIAC²

Résumé

Nous proposons dans ce travail un modèle mécaniste de prévision du comportement des isotopes stables de l'eau (180 et 2H) dans le système sol atmosphère soumis à des conditions climatiques quelconques. Les principales caractéristiques du modèle sont le couplage entre les flux dans le sol et dans l'atmosphère par l'intermédiaire du bilan d'énergie à la surface du sol et de la convection turbulente dans les basses couches atmosphériques, la prise en compte simultanée des flux isotopiques diffusifs et convectifs en phase liquide et gazeuse, et le couplage de ces flux isotopiques avec un modèle de transfert de masse et de chaleur. L'expérimentation s'appuie sur le suivi in situ pendant 50 jours d'une parcelle de sol nu, sur laquelle ont été caractérisés le bilan d'énergie et les conditions microclimatiques locales au cours du temps, les propriétés hydrodynamiques et thermiques du sol, l'évolution des profils hydriques, thermiques et isotopiques. Les résultats de la confrontation entre théorie et expérience montrent un accord global entre prévision et observation aussi bien en ce qui concerne les flux de masse et de chaleurs que les teneurs isotopiques. Cependant, des améliorations du modèle sont suggérées et la forte variabilité spatiale observée nécessite une intensification importante de l'échantillonnage.

¹Inra, Unité de Sciences du sol, Domaine Saint Paul, Site Agroparc, 84914 Avignon cedex 9. ²Cnrs URA 196, Laboratoire de biogéochimie isotopique, Université Pierre et Marie Curie

Paris 6, Case 120, 4 Place Jussieu, Tour 26, 75252 Paris cedex 05.

INTRODUCTION

La connaissance des termes du bilan hydrique des sols intéresse des disciplines connexes telles que l'hydrologie, l'agronomie, la météorologie, et d'une façon plus générale, les sciences de l'environnement. Parmi les différents termes du bilan hydrique, l'évaporation suscite des recherches justifiées tant par leurs aspects théoriques (les processus du transport et du changement de phase dans les milieux poreux), que par leurs conséquences pratiques (mise au point de méthodes de mesure de l'évaporation en conditions naturelles). En ce qui concerne la quantification de l'évaporation in situ, on distingue classiquement les méthodes microclimatiques basées sur la mesure du bilan d'énergie et des échanges turbulents dans les basses couches de l'atmosphère, et les méthodes basées sur l'estimation du bilan hydrique au sol. La première famille de méthodes nécessite souvent un ensemble de conditions restrictives (dimensions de la parcelle, homogénéité du couvert), tandis que la seconde famille est lourde à mettre en œuvre et très sensible à la variabilité spatiale. Dans ce contexte, les méthodes basées sur la connaissance des teneurs des espèces isotopiques lourdes de l'eau et de leur évolution peuvent constituer une alternative. En effet, les espèces isotopiques lourdes de l'eau possèdent des propriétés physiques et chimiques proches de celles de l'eau ordinaire et représentent ainsi des traceurs intimes de la molécule d'eau dans les études de transfert de masse dans les sols capables d'indiquer l'origine et l'histoire de l'eau. De plus, le changement de phase liquide-vapeur de l'eau favorise la vaporisation des molécules légères (et inversement pour la condensation) et l'eau liquide restante s'enrichit en isotopes lourds. Ces derniers marquent ainsi naturellement le processus d'évaporation du sol.

L'intérêt de ce traçage naturel de l'évaporation et la recherche d'indicateurs isotopiques quantitatifs de l'évaporation du sol a suscité un certain nombre de travaux depuis plusieurs décennies. CRAIG et GORDON (1965) ont modélisé les transferts des isotopes stables de l'eau lors de l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre. ZIMMERMANN *et al.*, (1967) ont constaté que l'enrichissement isotopique à la surface d'un sable saturé d'eau soumis à un régime évaporatoire permanent diminue de manière exponentielle avec la profondeur, et que le taux d'évaporation est proportionnel à la profondeur moyenne de pénétration de cet enrichissement. Ces travaux ont été étendus aux sols non saturés par BARNES et ALLISON (1983) qui ont développé un modèle simplifié décrivant les profils isotopiques stationnaires et isothermes. À cette occasion, ces auteurs ont proposé trois méthodes d'estimation de l'évaporation à partir de profils isotopiques. BARNES et ALLISON (1984) ont étudié l'effet d'un gradient de température sur le comportement des isotopes dans le sol pour des régimes hydriques permanents

et ont montré que l'absence de prise en compte des effets thermiques peut, dans le cas où les flux gazeux sont non négligeables, induire des erreurs sur la prédiction des profils isotopiques, et par conséquent sur l'estimation de l'évaporation. À cette occasion, les auteurs ont souligné l'intérêt du traçage isotopique dans la décomposition des flux d'eau liquide et gazeuse dans le sol. BARNES et ALLISON (1988), WALKER *et al.*, (1988) et BARNES et WALKER (1989) ont étudié le cas des régimes hydriques transitoires en conditions isothermes. Ils concluent que, pour un même taux global d'évaporation, les profils isotopiques correspondant aux régimes permanent ou transitoire sont proches. Enfin, MATHIEU (1993) introduit un couplage explicite entre transport de l'eau, de la chaleur, et transport des isotopes stables de l'eau et applique le modèle proposé au cas d'une colonne de sol soumise à évaporation en laboratoire.

Malgré les apports considérables de ces différents travaux à notre connaissance sur le comportement des isotopes stables de l'eau en cours d'évaporation, leur transposition directe à des situations de terrain plus ou moins complexes est impossible compte tenu de leurs hypothèses restrictives (absence de couplage entre le sol et l'atmosphère par exemple). Le but de ce travail est de généraliser et d'étendre ces travaux à des sols et pour des conditions climatiques quelconques, en proposant un modèle de transfert qui réunit les principales conditions suivantes : prise en compte du transport de masse et de chaleur en régime transitoire et couplage avec les flux isotopiques de nature convective et diffusive, couplage des transferts d'eau, de chaleur et d'isotopes dans le sol avec le bilan d'énergie à la surface du sol et la turbulence dans les basses couches de l'atmosphère, et finalement, comparaison des résultats du modèle avec des données acquises *in situ* en conditions climatiques naturelles.

BASES THÉORIQUES DU MODÈLE

TRANSPORT DE MASSE ET DE CHALEUR DANS LE SOL

Le modèle décrivant le transport de masse et de chaleur dans le sol est un modèle mécaniste qui fournit à chaque instant les teneurs en eau et les températures dans le sol. On donnera ici un aperçu synthétique des bases du modèle. En ce qui concerne les transferts hydriques dans le sol, les principales hypothèses sont les suivantes : les flux sont monodimensionnels et le sol est rigide, l'eau est incompressible et chimiquement pure, la vapeur d'eau est assimilée à un gaz parfait et la pression totale dans la phase gazeuse est constante et égale à la pression atmosphérique, et les phases liquide et vapeur de l'eau sont en équilibre thermodynamique à chaque instant ce qui permet d'utiliser la relation de Kelvin entre l'humidité relative et le potentiel hydrique matriciel dans le sol. Pour la phase liquide, les transferts d'eau sont décrits par la loi de Darcy généralisée aux sols non saturés. Pour la phase gazeuse, les transferts de vapeur d'eau sont décrits par la loi de Fick. Enfin, le flux de chaleur dans le sol est égal à la somme des transferts thermiques par conduction (loi de Fourier) et d'un terme provenant du changement de phase liquide-vapeur. En appliquant les lois de conservation de la masse et de l'énergie et en adoptant les hypothèses citées précédemment, on obtient un système couplé d'équations différentielles non linéaires du second ordre. La résolution du système est faite par la méthode des éléments finis et requiert la connaissance des profils initiaux de potentiel et de température ainsi que les évolutions des conditions aux limites au cours du temps (flux de chaleur ou température pour les transferts de chaleur, flux d'eau ou potentiel hydrique pour les transferts d'eau).

Transport des isotopes stables de l'eau dans le sol

Le problème de la modélisation du transfert couplé d'isotopes stables de l'eau peut être formellement traité comme un cas particulier de transfert convectifdispersif de soluté, en prenant en compte simultanément les flux isotopiques convectifs et diffusifs à chaque instant dans chacune des phases, liquide et gazeuse. On définira ainsi les flux convectifs en phase liquide dépendant des gradients de potentiel ou des gradients de température, et en phase gazeuse dépendant des gradients de pression partielle ou de température. Par ailleurs, les flux diffusifs d'isotopes sont liées aux gradients de concentration isotopique dans chaque phase et sont donnés par la loi de Fick. Dans la phase liquide, le coefficient de diffusion apparent englobe un terme de diffusion moléculaire et un terme lié à la dispersion. Dans la phase gazeuse, le coefficient de diffusion effectif pour chaque isotope est fonction de la porosité libre à l'air, de la tortuosité, de la température et d'un terme caractérisant le fractionnement isotopique cinétique en fonction de la nature de la diffusion des espèces isotopiques. En combinant les équations décrivant les flux isotopiques et l'équation de continuité (conservation de la masse), et en introduisant un coefficient de fractionnement isotopiques entre les phases liquide et gazeuse pour chaque espèce isotopique, on aboutit à l'expression explicite décrivant la variation de concentration isotopique dans le sol à chaque instant (MELAYAH, 1994). La résolution numérique de l'équation obtenue est réalisée par la méthode des éléments finis et suppose connus l'état isotopique initial et l'évolution des conditions aux limites au cours du temps, celles-ci pouvant correspondre à une concentration isotopique ou à un flux isotopique aux limites du système étudié.

COUPLAGE AVEC L'ATMOSPHÈRE

Le couplage avec les flux dans l'atmosphère permet de fournir aux modèles de transfert d'eau, de chaleur et d'isotopes dans le sol les conditions aux limites (à la surface du sol) calculées à partir du bilan d'énergie et de la description des flux turbulents dans les basses couches atmosphériques. Le bilan d'énergie à la surface du sol permet de décomposer le rayonnement net en la somme du flux de chaleur dans le sol, le flux de chaleur sensible, et le flux de chaleur latente. Le rayonnement net est lui même calculé à partir des rayonnements global et atmosphérique, et fait intervenir l'albédo et la température de surface. D'autre part, l'introduction de la convection turbulente dans les basses couches atmosphériques permet d'écrire les différents flux sous forme du produit d'un coefficient d'échange dépendant de la vitesse du vent, de la stratification thermique de l'air et de la rugosité de surface (MONIN et OBUKHOV, 1954 ; BRUTSAERT, 1982), et d'un gradient de température dans l'air (pour le flux de chaleur sensible), de concentration de vapeur d'eau dans l'air (pour le flux de chaleur latente), de concentration en isotopes dans l'air (pour les flux isotopiques). Au total, les équations de diffusion turbulente sont appliquées de façon analogue à la masse totale d'eau ou à chaque espèce isotopique, ce qui permet de travailler dans un cadre théorique unifié et cohérent quel que soit l'élément traité

EXPÉRIMENTATION IN SITU

Dans le but d'acquérir le jeu de données nécessaire à la mise au point et à la validation du modèle de transport des espèces isotopiques de l'eau en conditions naturelles, une première expérience de terrain a été conduite pendant 50 jours en juillet et août 1990 sur un site expérimental situé au domaine St Paul du centre Inra d'Avignon. Les mesures issues de cette expérience constituent à la fois la base de données nécessaire à l'estimation des caractéristiques physiques du sol, à la caractérisation des conditions initiales et aux limites du modèle (hauteur de 1 mètre au-dessus de la surface du sol pour la condition supérieure, 1 mètre en profondeur pour la condition inférieure), et à la comparaison modèle-expérience. Par ailleurs, une expérience complémentaire en vue de connaître l'évolution des isotopes stables de l'eau dans la vapeur d'eau atmosphérique a été conduite sur la même parcelle en 1992 dans des conditions climatiques et hydriques proches de celles de l'expérience précédente.

Ces expériences ont été conduite sur une parcelle de 50 mètres de longueur et de 20 mètres de largeur, préalablement travaillée sur une couche de 15 à 20 centimètres de profondeur (rotobêche et rotavator). La texture de la parcelle (A = 27,2 %; LF = 45,9 %; LG = 15,8 %; S = 11 %) est homogène. Le site est équipé d'une rampe d'irrigation à déplacement frontal, utilisée pour obtenir des
états hydriques et isotopiques initiaux les plus homogènes possibles. Au cours de l'expérimentation (10 juillet au 28 août 1990, parcelle initialement irriguée soumise à évaporation en conditions naturelles), les principales mesures suivantes ont été réalisées :

- en ce qui concerne le compartiment atmosphérique, on a mesuré la pluie, la vitesse du vent (anémomètre à impulsions), la température (sonde de platine) et l'humidité relative de l'air (psychromètre ventilé à thermocouples), ainsi que les rayonnements global et net (pyrradiomètre différentiel). Le flux de chaleur sensible a été mesuré par la méthode des fluctuations (capteur Campbell), le flux de chaleur dans le sol par analyse des profils thermiques au cours du temps. Le flux de chaleur latente est alors déduit de l'équation du bilan d'énergie. La figure 1 (données climatiques de base) résume l'ensemble des principales conditions microclimatiques et énergétiques rencontrées au cours de l'expérimentation. Par ailleurs, la composition isotopique de la vapeur d'eau atmosphérique locale (expérience de 1992) a été caractérisée par des prélèvements le matin (9 h) et l'après-midi (15 h). Deux campagnes de 24 h de prélèvements intensifs supplémentaires (toutes les deux heures) ont été réalisées. Les prélèvements de la vapeur d'eau atmosphérique ont été réalisés à 1 mètre au-dessus de la surface du sol en faisant passer un débit d'environ 1 à 2 l/mn à travers des pièges à carboglace refroidis à -80 °C :

£.

— pour le sol, on a mesuré les profils de potentiels matriciel (tensiomètres), de teneur en eau (mesures gravimétriques et mesures neutroniques) et de température au cours du temps (sondes de platine), ainsi que les profils isotopiques au cours de l'expérience. Par ailleurs, la stratification du profil de sol s'est faite sur la base de mesures de densité par transmission gamma et rétrodiffusion, et les mesures de rugosité de surface (rugosimètre laser) ont permis d'avoir un ordre de grandeur de la rugosité aérodynamique. L'analyse des données obtenues *in situ* a permis d'estimer la conductivité hydraulique et la conductivité thermique dans le domaine non saturé. La capacité calorifique a été estimée à l'aide du modèle de DE VRIES (1963), le coefficient de diffusion à l'aide des résultats de BRUCKLER *et al.* (1989), la courbe de rétention est tirée de CHANZY (1991). Les coefficients de diffusion en phase liquide et gazeuse pour les isotopes sont de la même forme que ceux cités par BARNES et ALLISON (1988).

216



Figure 1 :

Principales caractéristiques climatiques pendant l'expérimentation in situ.

L'ensemble des mesures dans l'atmosphère ainsi que les températures dans le sol ont été réalisées de manière continue à l'aide d'une centrale d'acquisition Campbell CR7 (lecture toutes les 15 secondes et intégration toutes les 15 minutes). Les mesures de teneurs en eau et les lectures tensiométriques sont faites au pas de temps journalier tandis que la composition isotopique de l'eau a été suivie sur 2 à 3 profils de sol prélevés tous les 5 jours environ. Les échantillons prélevés ont été conservés dans des flacons en verre à fermeture hermétique. L'eau de ces échantillons est extraite par distillation sous vide et sous un gradient de température d'environ 270°C entre le sol chauffé à 80°C et un piège à azote liquide. Les teneurs en oxygène 18 et en deutérium sont alors déterminées avec une précision de l'ordre de 1 pour mille pour le deutérium et 0,3 pour mille pour l'oxygène 18. La figure 2 montre les profils isotopiques et les droites ¹⁸O/²H obtenus au cours de l'expérience. On constate une assez grande variabilité des profils isotopiques ainsi que l'évolution progressive du type d'eau à partir duquel a lieu l'évaporation.



Figure 2 : Profils isotopiques individuels et droites ¹⁸O/²H à différentes dates de prélèvements.

Résultats et discussion

PHASE DE CALAGE

Nous avons introduit une période de calage de 11 jours pour l'estimation de la conductivité hydraulique dans la zone non saturée. En effet, l'estimation de la conductivité hydraulique apparente *in situ* cumule les transferts en phase liquide et gazeuse et surestime donc la conductivité hydraulique réelle. Les résultats du calage de la conductivité hydraulique sont donnés par la figure 3. On constate que les résultats sont cohérents, puisque la conductivité calée est bien inférieure à la conductivité hydraulique apparente.



Figure 3 : Valeurs calées par le modèle de transfert d'eau et de chaleur et valeurs mesurées pour la conductivité hydraulique in situ.

FLUX DE MASSE ET DE CHALEUR

La figure 4 montre les comparaisons entre les valeurs mesurées et calculées pour les différents flux à la surface du sol, tandis que la figure 5 compare les teneurs en eau et les températures observées et calculées dans les horizons de surface. Globalement, l'accord est satisfaisant et présente des biais minimes. On en déduit que la valeur des principaux flux dans le sol (phases liquide, gazeuse) et que les variables décrivant l'état physique du sol (humidité, température) fournis au modèle de transfert des isotopes sont corrects.

CONCENTRATIONS ISOTOPIQUES

La figure 6 montre des profils isotopiques calculés et observés (D) tandis que la figure 7 fournit une comparaison globale entre les concentrations isotopiques calculées et mesurées dans le sol. Globalement, l'accord est satisfaisant mais on constate cependant d'une part, l'existence de biais, et d'autre part, une variabilité importante des concentrations mesurées. Le premier point peut renvoyer aux bases mêmes du modèle et aux hypothèses simplificatrices introduites. En particulier, la prise en compte de modèles de transferts dans le sol à plusieurs compartiments de mobilité différentes (MATHIEU, 1993) en liaison avec l'espace poral et la structure du sol par exemple pourrait être introduite. Le second point



Figure 4 : Régression linéaire entre les flux calculés et observés à la surface du sol.



Figure 5 : Régression linéaire entre les teneurs en eau et températures calculées et observées.

renvoie aux stratégies d'échantillonnage pour les mesures isotopiques en conditions naturelles. En effet, la variabilité spatiale importante dans notre cas avait été sous-estimée au départ, et il en découle une grande incertitude sur les profils isotopiques moyens. À la limite, chaque profil isotopique local enregistre une histoire particulière, elle même liée à la somme de toutes les sources de variation accumulées au cours du temps (état structural de surface, apport d'eau, Infiltrabilité locale, etc.).



Figure 6 : Profils isotopiques observés et calculés à différentes dates.



Figure 7 :

Régressions linéaires entre les teneurs isotopiques (¹⁸O et ²H) calculées et observées au cours de l'expérience in situ (les différents symboles correspondent à différentes profondeurs).

CONCLUSION

Par rapport aux approches existantes dans le domaine de la prévision des profils isotopiques en sol nu soumis à évaporation, le modèle proposé présente un cadre théorique cohérent et global puisqu'il y a couplage explicite entre les transferts dans le sol et les échanges sol-atmosphère, couplage entre les flux de masse globaux et les flux des espèces isotopiques traitées, et couplage entre les transferts d'eau et de chaleur. Par ailleurs, la référence expérimentale utilisée s'étend sur une période longue (50 jours), ce qui permet de couvrir les phases successives du processus d'évaporation. Les résultats montrent un accord global entre prévision et observation aussi bien en ce qui concerne les flux que les variables d'état (teneur en eau, températures, concentrations en isotopes), bien que des améliorations soient possibles dans les bases mêmes du modèle. En particulier, une amélioration de la connaissance des coefficients de transfert isotopique en laboratoire, ou l'introduction de phases mobile et immobile pour le transport d'isotopes est envisageable. Enfin, nos résultats expérimentaux ont montré une grande variabilité spatiale des profils isotopiques in situ même en conditions agricoles apparemment homogènes, et une meilleure estimation des valeurs moyennes suppose une amélioration de l'échantillonnage et peut également inciter à envisager une simulation stochastique dans la modélisation du transport des isotopes.

BIBLIOGRAPHIE

- BARNES C.J., ALLISON G.B., 1983. The distribution of deuterium and ¹⁸O in dry soils. 1. *Theory. J. Hydrol*, 60 : 141-156.
- BARNES C.J., ALLISON G.B., 1984. The distribution of deuterium and ¹⁸O in dry soils. 3. Theory for non-isothermal water movement. J. Hydrol, 74: 119-135.
- BARNES C.J., ALLISON G.B., 1988. Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. J. *Hydrol.*, 100 : 143-176.
- BARNES C.J., WALKER G.R., 1989. The distribution of deuterium and ¹⁸O during unsteady evaporation from a dry soil. J. Hydrol., 112 : 55-67.
- BRUCKLER L., BALL B.C., RENAULT P., 1989. Laboratory estimation of gas diffusion coefficient and effective porosity in soils. *Soil Sci.*, 147 : 1-10.
- BRUTSAERT W., 1982. Evaporation into the atmosphere : Theory, History and Applications. D. Reidel, Dordrecht, Holland.
- CHANZY A., 1991. Modélisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu en utilisant l'humidité et la température de surface accessibles par télédétection. *Thèse, INAPG, Paris*.
- CRAIG H., GORDON L.I., 1965. Deuterium and Oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere. In Stable Isotopes in Oceanography *Studies and Paleotemperatures*, 9-130.
- DE VRIES D.A., 1963. Thermal properties of soils. W.R. Van Wijk, North-Holland, Amsterdam, 210-235.
- MATHIEU R., 1993. Contribution de la géochimie isotopique (²H et ¹⁸O) à la caractérisation des mouvements de l'eau dans les sols argileux. *Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris.*

- MELAYAH A., 1994. Modélisation du transfert des isotopes stables de l'eau (¹⁸O et D) dans un sol nu en conditions naturelles. *Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris.*
- MONIN A.S., OBUKHOV A.M., 1954. Dimensionless characteristics of turbulence in surface layer. Akad. Nauk. SSSR, *Geofiz. Inst. Tr.*, 24: 163-167.
- WALKER G.R., HUGHES M.W., ALLISON G.B., BARNES C.J., 1988. The movement of isotopes of water during evaporation from a bare soil surface. J. Hydrol., 97 : 181-197.
- ZIMMERMANN U., EHHALT D., MUNNICH K.O., 1967. Soil water movement and evapotranspiration: Changes in the isotopic composition of the water. In *Isotopes in Hydrology*, IAEA, Vienna, 567-585.

UN EXEMPLE DE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DANS LA RÉGION DE NIAMEY : LE BASSIN DE SAMA DEY

M. ESTEVES¹ ET F. LENOIR²

Résumé

Le bassin de Sama Dey est caractérisé par l'endoréisme des écoulements de surface qui convergent vers une cuvette au centre du bassin, s'infiltrent et alimentent la nappe phréatique à plus de 40 mètres de profondeur. Le suivi des eaux souterraines prolonge l'étude et informe sur le trajet des écoulements hydriques à l'échelle régionale. Ce fonctionnement résulte de conditions imposées par l'histoire de la mise en place du paysage.

À partir des données acquises en 1992 et 1993, une première évaluation des composantes du bilan hydrologique de surface est présentée. Elle fournit une estimation des volumes disponibles pour l'alimentation de la nappe à la verticale de la cuvette de Sama Dey.

Le temps de transfert entre la surface et la nappe phréatique est court et limité à quelques heures, impliquant une infiltration par chenaux préférentiels et non pas par un front uniforme. Les observations et interprétations aboutissent à l'hypothèse d'un fonctionnement de type karstique, impliquant un réseau complexe de réservoirs compartimentés, connectés ou non suivant l'état du remplissage.

¹Hydrologue, Orstom, BP 11416 Niamey, Niger.

²Géologue, Orstom, BP 11416 Niamey, Niger.

LE CADRE RÉGIONAL

Le site central est d'Hapex-Sahel s'inscrit dans le bassin des Iullemmeden et se localise à l'est de Niamey, entre les parallèles 13°29' et 13°40' nord et les méridiens 2°36' et 2°48' est. Le paysage est dominé par des plateaux indurés, partiellement recouverts de brousse tigrée, bordant des dépressions largement ouvertes et ensablées, aptes aux cultures pluviales. Les habitants groupés en petits villages s'alimentent en eau sur des puits utilisant des aquifères contenus dans des formations argilo-sableuses, quelques dizaines de mètres plus bas. Ces puits permanents sont souvent suffisants pour assurer les besoins domestiques et l'alimentation en eau des troupeaux installés sur le terroir. Le village de Sama Dey peut servir d'exemple pour illustrer les grands traits du fonctionnement hydrologique de la région.

Les données antérieures

La lecture de la carte topographique au 1/200 000 (IGN, 1980) nous apprend par les deux seules courbes de niveau utilisées (altitudes 200/240 m) l'existence de nombreuses cuvettes, et par des figurés appropriés la présence de dépressions fermées, de mares temporaires ou d'indices d'écoulements intermittents. L'interprétation cartographique montre que les eaux de surface se limitent aux écoulements temporaires, localisés, discontinus, évanescents en bas de pente, et s'ils se regroupent dans un bas-fond leur présence y est tout à fait éphémère. Les réseaux hydrographiques, inorganisés ou à peine esquissés, laissent planer de larges doutes sur une hiérarchie de l'écoulement de l'amont vers l'aval. Les ruissellements sont entièrement orientés vers des bassins endoréiques et aucun signe d'écoulement de surface permanent n'existe en rive gauche du fleuve Niger.

La pluviosité moyenne annuelle est évaluée à 562 millimètres sur la période 1950-1989 (LEBEL *et al.*, 1991), concentrée sur quatre mois, avec un maximum centré sur juillet-août. Ces conditions devraient faciliter les ruissellements, permettant à ceux-ci de se rassembler dans des chenaux qui devraient être fonctionnels en période pluvieuse, avec des débits croissants d'amont en aval dans le bassin concerné par l'événement pluvieux. Ce n'est pas le cas, les débits spécifiques diminuent dès qu'ils s'éloignent des bordures de plateaux et des versants, puis disparaissent dans un lit ensablé, au parcours imprécis, en bas de pente ou en fond de cuvette.

L'existence d'aquifères superposés a été présentée comme un système multicouches de nappes libres et captives (PNUD, 1990). Dans le cadre de cette étude, seule la nappe phréatique a été considérée. La carte piézométrique établie pour le *site central est* (figure 1) à partir d'observations réalisées en fin de saison des pluies, met en évidence un drainage de la nappe vers l'ouest, sur un point bas

226

proche de l'axe de la *vallée de Dantiandou*. Le niveau piézométrique à l'aplomb de Sama Dey est à environ 190 mètres NGN, ce qui représente une profondeur de l'ordre de 45 mètres par rapport au niveau du sol au puits d'observation de ce village.



Figure 1 : Carte de situation et de la surface piézométrique.

LA MISE EN PLACE DU PAYSAGE HYDROLOGIQUE

Logiquement, la priorité revient aux roches sédimentaires puisqu'elles sont concernées par la circulation des eaux, en surface et en profondeur. Nous avons modifié cette conception en donnant le rôle prédominant au socle, formé de roches cristallines appartenant à deux phases d'âges différents dont la plus ancienne se rattache à la *chaîne des Eburnéides* (2200-1800 Ma). La seconde appartient à la *chaîne des Dahomeyides* (650-500 Ma), datée de l'orogenèse panafricaine (GREIGERT J., POUGNET R., 1967). Par rapport à ces deux grands groupes, les limites du *site central est* se situent dans une zone mal définie, mais certainement voisine de l'accident majeur à l'échelle continentale qui met en contact ces deux blocs. Ce chevauchement se voit au Ghana, Togo, Bénin, Niger, Mali puis contourne la Mauritanie. Sur le tracé nigérien, cet accident passe par le W du fleuve Niger (12°30' N) et rejoint le *fossé de Gao* (RADIER R., 1953) avec des conséquences importantes sur les fonctionnements hydrologique et hydrogéologique (ARCHAMBAULT., 1967). Sur ces deux chaînes, la tectonique a laissé des accidents structuraux différents par leurs directions et leurs effets. La géologie structurale a organisé le drainage du socle, provoquant son altération, puis favorisé le drainage des sédiments, autant au cours des épisodes de dépôt que pendant les phases tardives de l'évolution pédologique.

La tranche sédimentaire concernée se réduit aux derniers dépôts du continental terminal, dont l'épaisseur diminue vers l'ouest pour se terminer en biseau sur le socle (MACHENS E., 1960). Partant de l'est, la base de cette formation Ct¹ (GREIGERT J., POUGNET R., 1967), comprend des sables et argiles kaoliniques ferruginisées, puis des dépôts argilo-sableux à lignites Ct² et les grès argileux du moyen-Niger Ct³ visibles sur le site central est. Cette série monotone, composée d'argiles rougeâtres et de sables à dominance de silts en bancs horizontaux bien réglés, suggère l'extension et le fonctionnement des glacis de ce bassin. La circulation des eaux est favorisée par les horizons lenticulaires à bonne porosité et l'existence d'un drainage vertical, mis en place dès la sédimentation, tributaire des accidents drainants du socle. Après l'ère tertiaire, l'érosion a fortement entamé les grandes surfaces planes avant la mise en place d'un erg « ancien » Qd1. Il pourrait être l'homologue de formations éoliennes antérieures à 40 000 BP connues ailleurs. Ces sédiments éoliens, parfois fluvio-lacustres, comblent les incisions d'un réseau hydrographique, recouvrent et colmatent toutes les irrégularités topographiques. Après une nouvelle phase érosive, la série se poursuit par les dunes d'âge Ogolien. Elle se termine avec les formations éoliennes récentes et les dépôts ou terrasses décrits dans la vallée du Niger (DUBOIS et al., 1984).

Pendant la phase sédimentaire, la surface du bassin proche de l'équilibre ne pouvait subir qu'une érosion superficielle fortement ralentie. Par lessivage, l'évolution minéralogique est à dominante kaolinite et le fer à migré dans le paysage sous une forme soluble. Évacué des zones soumises au drainage, il s'est accumulé ailleurs dans la trame argileuse. Des conditions climatiques très humides ont provoqué la migration *per ascensum* des sels ferriques grâce à la présence « d'une nappe phréatique générale » (GAVAUD M., 1977). Par ce raisonnement, les grandes surfaces cuirassées encore visibles pourraient correspondre aux parties les plus mal drainées des glacis et aux bas de pente des paysages anciens. L'induration s'est faite plus tard et les horizons cuirassés fournissent les témoins d'une surface datée de la fin de l'ère tertiaire. Au quaternaire, la résistance à l'érosion dépend de l'induration et de l'insolubilité, donc de la teneur en fer conditionnée par le drainage. Sur les reliefs, les « cirques d'effondrement » (GAVAUD M., 1977), n'ont pas tous subi la même évolution. Au stade juvénile, ils ont effectivement la forme de cirque et présentent avec les dolines des analogies par leur morphologie et leur genèse par dissolution. La mise en route du mécanisme se fait sur un site sensible à l'érosion, donc déjà soumis à un drainage pendant la période de fonctionnement du glacis, avec une surface du plateau moins riche en fer, déjà partiellement éliminé. Le domaine de drainage endoréique s'agrandit, les volumes d'eau mis en jeu s'amplifient, accélèrent les effets de la dissolution et de l'érosion. L'extension de ces bassins endoréiques formés sur dolines entraîne le recoupement de leurs cônes, forme des ouvalas dans lesquels on situe facilement l'emplacement des ombilics de chaque doline dans leur phase juvénile.

Les plateaux résiduels, extérieurs à tous les grands réseaux de circulation karstique ont résisté et leur organisation en « tables alvéolaires » (GAVAUD M., 1977) est vraisemblablement héritée de la configuration polygonale des drains, établis sur le réseau des fentes de décompression à la surface du socle. Sur ces surfaces tabulaires, la présence des réseaux hydrographiques au tracé mal défini et à très faible incision peuvent s'observer, mais ils sont actuellement perchés et sans continuité avec les réseaux mieux marqués actuels. Les escarpements cuirassés résiduels qui les bordent présentent parfois des amorces de réseaux karstiques, ouverts sur des cavités ou grottes, tout à fait comparables à ceux rencontrés dans les roches carbonatées. Des figures du même type ont été décrites (SPONHOLZ B., 1989 ; BUSCHE D. et SPONHOLZ B., 1992) dans la partie orientale du Niger, sur une fraction du bassin centré sur le lac Tchad. Dans le bassin des Iullemmeden et le Liptako cristallin, les effets des phénomènes karstiques ont également été signalés et l'importance de la fracturation soulignée (WILLEMS *et al.*, 1993).

Le site de Sama Dey représente une synthèse régionale assez complète, avec son cirque ouvert dans plusieurs directions sur des structures analogues, bordé de plateaux résiduels profondément entaillés par l'érosion quaternaire, comblé par l'erg « ancien », recreusé et partiellement rempli en plusieurs étapes par des sédiments récents, déposés par le fonctionnement hydrique de sa cuvette, sur un réseau endoréique drainé en profondeur.

DESCRIPTION DU BASSIN VERSANT DE SAMA DEY

Le bassin versant de Sama Dey est centré sur une dépression fermée limitée essentiellement par des plateaux avec un dénivelé total de l'ordre de 29 mètres. Les altitudes sont comprises entre 263 mètres sur les plateaux et 234 mètres au fond de la cuvette, avec une répartition uniforme. Sur les plateaux, la délimitation du bassin versant est rendue difficile par la faiblesse des pentes. Les limites que nous présentons (figure 2) ont été obtenues à partir de relevés GPS réalisés en saison des pluies. Le bassin versant topographique a une superficie totale d'environ 6,1 kilomètres carrés. L'exutoire du bassin versant est une cuvette de forme triangulaire, d'une superficie de 12,9 ha. Les plateaux et les talus bordiers représentent 17 % de la superficie auxquels s'ajoutent les versants (81 %). La longueur des versants est comprise entre de 650 et 800 mètres, les plus courts étant situés autour de la cuvette. Les pentes s'organisent en bandes grossièrement concentriques de la cuvette vers les plateaux. Les pentes les plus faibles (< 1 %) se situent dans le fond de la cuvette, sur les plateaux, et également dans la partie nord-est du bassin. Les parties hautes se distinguent par des pentes fortes de l'ordre de 4 à 8 %; les parties intermédiaires ont des pentes comprises entre 2 et 4 %. Naturellement, les pentes les plus marquées sont celles du talus bordier des plateaux.

Le réseau hydrographique ne présente ni la hiérarchie, ni l'organisation bien marquée, ni les aspects dendritique et ramifié caractéristiques. Les seuls traits marquants se résument à la convergence des ravines vers le centre de la dépression et à leur disparition vers l'aval. Ces ravines sont limitées à l'amont par le talus à la limite du plateau. Leur tracé est sub-rectiligne et suit la ligne de plus grande pente. La largeur des chenaux est toujours inférieure à 2,50 mètres et leur profondeur peut dépasser 2 mètres pour les plus entaillés. Ils se terminent par des zones d'épandage des eaux au niveau du raccordement entre les versants et la cuvette. Ces surfaces se matérialisent par d'importantes accumulations de sable.



Figure 2 : Carte du bassin versant de Sama Dey.

PRODUCTION ET TRANSFERT DES ÉCOULEMENTS DE SURFACE

La production des écoulements de surface est le ruissellement par refus à l'infiltration (ou hortonien) et il n'existe pas d'écoulement de base. Dès que la quantité d'eau à la surface du sol dépasse l'infiltrabilité, et après avoir satisfait la rétention superficielle, l'eau en excès se met en mouvement. Au-delà d'un seuil de superficie, les eaux de ruissellement rejoignent les drains élémentaires du réseau de ravines. À ce stade, la transformation de la pluie en écoulement de surface est réalisée. Dans le réseau hydrographique, l'hydrogramme de crue est modifié par la variation du volume d'eau en déplacement (apports et pertes) ou par la modification de la section en travers du chenal (laminage).

La carte des unités hydrologiques du bassin de Sama Dey (Esteves M., 1994) nous apprend que les surfaces à fort potentiel de production de ruissellement se localisent dans les zones les plus élevées. Ce sont d'abord les surfaces cuirassées des plateaux et de leur bordure, lorsqu'elles ne sont pas recouvertes par des dépôts sableux, puis les zones fortement encroûtées en haut de versant, au contact du talus. Les surfaces à faible aptitude au ruissellement sont situées dans les parties basses, dans la zone de raccordement avec la cuvette, et sur les dépôts sableux qui recouvrent les plateaux dans les parties nord et nord-est du bassin. La production de ruissellement dans les parties intermédiaires des versants, traditionnellement mises en culture, est commandée par le type d'occupation du sol : champs de mil ou jachères plus ou moins âgées. Si le comportement hydrologique des surfaces décrites plus haut et des jachères reste stable pendant la saison des pluies, celui des zones cultivées varie considérablement en fonction des pratiques culturales (semis, sarclages) et de la répartition des pluies.

Au cours du transfert des écoulements dans le réseau hydrographique, des pertes en eau importantes s'observent ; elles se font par infiltration directe dans le lit des ravines ou à leur débouché dans la cuvette.

PREMIÈRES ANALYSES DES COMPOSANTES DU BILAN DE SURFACE (1992-1993)

Les données pluviographiques sont issues du réseau Epsat-Niger. Les pluies moyennes sur le bassin ont été calculées par la méthode de Thiessen en utilisant les postes pluviométriques situés à proximité du bassin. En 1992, seul un poste se trouvait dans le périmètre du bassin, ce nombre a été porté à trois en 1993. Pendant la période d'observation des écoulements de surface on a enregistré 54 averses.

La grande variabilité spatiale sur de courtes distances est l'une des caractéristiques remarquables des pluies en région sahélienne. Elle s'explique par l'origine convective des précipitations qui donne naissance à des cumulo-nimbus isolés de faible extension ou à des amas nuageux à foyers d'activité multiples et distincts, qui évoluent en lignes de grains. La pluviosité sur le bassin de Sama Dey n'échappe pas à cette règle. Notre analyse se limite aux totaux pluviométriques des averses enregistrées en 1993 (figure 3). Chaque averse est figurée par la pluie moyenne calculée et par les extrêmes enregistrés sur les cinq postes utilisés, distants au maximum de 3 kilomètres. La variabilité spatiale des pluies est importante sur l'ensemble de la saison avec des écarts relatifs à la moyenne plus importants pour les petits événements. Pour les grosses averses, les écarts sont encore de l'ordre de 40 %. À l'échelle saisonnière, l'écart entre les postes extrêmes est de 38 millimètres, pour un cumul moyen de 405 millimètres.



Figure 3 : Variabilité des pluies sur le bassin versant de Sama Dey (1993).

Les volumes d'eau écoulés sont calculés à partir de la relation hauteur-volume de la cuvette, déduite d'un levé topographique détaillé et de la relation hauteurdébit infiltré, ajustée sur les 30 courbes de vidange enregistrées. Cette dernière nous permet de prendre en compte les infiltrations importantes observées dès le début de l'inondation (figure 4).

Sur les 30 crues enregistrées, 27 étaient supérieures à 600 mètres cubes qui correspondent à 0,1 millimètre de lame écoulée à l'exutoire du bassin. Un peu plus de la moitié des pluies provoque des écoulements suffisants pour que ceuxci atteignent le centre de la cuvette, mais elle représente 84 % du total pluviométrique. La durée moyenne des crues est de l'ordre de 2 heures et celle de la vidange par infiltration, fonction du volume de chaque crue, dépasse rarement 48 heures pour une crue simple.



Figure 4 : Courbes caractéristiques de la cuvette de Sama Dey.

La relation entre les pluies moyennes et les lames écoulées est caractérisée par une grande dispersion des points et par la faiblesse des volumes de crues. La courbe de la pluie-limite d'écoulement (figure 5) représente les triplets lame écoulée, pluie moyenne et indice des précipitations antérieures, et permet de préciser cette relation. Les valeurs extrêmes de cette courbe définissent deux seuils pluviométriques à environ 8 et 20 millimètres. En dessous du premier, il n'y a pas d'écoulement observable dans la cuvette quelles que soient les conditions d'humidité du bassin ; à l'inverse, au delà du second, les écoulements atteignent toujours la cuvette. Entre les deux, les lames d'eau écoulées sont fonction des conditions d'humidité.

Les pluies-limite d'écoulement, établies pour différentes valeurs de l'indice de précipitations antérieures, sont bien supérieures à celles qui ont été établies pour les ravines sur le site voisin de Banizoumbou. Cela confirme l'importance des pertes dès l'entrée dans la cuvette.

La réaction du bassin versant de Sama Dey aux aléas pluviométriques est le résultat de la combinaison des variabilités spatiales, de la pluie, de l'aptitude de sa surface au ruissellement, et des conditions initiales d'humidité. La production des écoulements est contrôlée par le total pluviométrique, sa répartition spatiale et son intensité. La quantité d'eau qui atteint l'exutoire est fixée par l'état de saturation du bassin.



Figure 5 : Courbe de la pluie-limite d'écoulement.

Les fortes crues ont toutes été provoquées, soit par de grosses pluies (> 40 mm) à forte intensité qui affectent l'ensemble du bassin, même pour des conditions d'humidité faible, soit lorsque le bassin est bien saturé. L'exemple de la crue du 30 août 1992 montre qu'une pluie de 19 millimètres tombée quelques heures après une pluie de 22 millimètres est à l'origine de la seconde plus grosse crue observée (11,6 millimètres de lame écoulée).

L'évaporation de la nappe d'eau libre de la cuvette de Sama Dey est considérée comme négligeable, compte tenu de la faible durée de la submersion et des conditions évaporatoires réduites après chaque pluie. Les volumes d'eau écoulés enregistrés dans la cuvette représentent donc l'eau disponible pour l'alimentation de l'aquifère.

LE FONCTIONNEMENT DE LA NAPPE PHRÉATIQUE

La nappe phréatique étudiée appartient à l'ensemble aquifère des formations du Ct³, dont la surface piézométrique presque horizontale se situe dans la région à une altitude proche de 195 mètres. Localement, cette surface présente des points bas de drainage, à l'origine de dépressions à la verticale du tracé des grands talwegs de surface qui abaissent le niveau d'une dizaine de mètres ou plus. À Sama Dey, la surface piézométrique de la nappe appartient à un flanc de dépression drainé vers l'ouest en direction de Maourey Kouara Zéno. La longue activité de ces drains est attestée par la faible résistance à l'érosion des formations superficielles qui auraient dû être ferruginisées à la fin du tertiaire, si le fer avait pu s'accumuler sur le tracé suivi par la *vallée de Dantiandou*, à l'aplomb de laquelle se trouvent plusieurs dépressions à orientation générale méridienne.

En régime naturel, non influencé, l'amplitude annuelle de la variation piézométrique est d'environ 2 mètres, avec un maximum fin août ou début septembre associé aux grands événements pluvieux, et un minimum fin juin, avant la reprise des pluies efficaces capables de fournir un volume d'eau suffisant dans la cuvette (figure 6).



Figure 6 : Variation du niveau dynamique enregistré dans le puits de Sama Dey.

La rapidité avec laquelle les eaux de la cuvette rejoignent la nappe, tout à fait remarquable, montre que l'infiltration se fait par circulation verticale dans les macroporosités. Les eaux franchissent la tranche de 45 mètres d'épaisseur en 3 heures environ. Le réseau hydrologique souterrain nécessite un minimum de 2 000 mètres cubes pour devenir fonctionnel. La crue nocturne du 19 juillet 1993 illustre ce fonctionnement (figure 7); elle a été choisie pour éviter toute perturbation par puisage dans le site de mesure. Pendant la saison des pluies 1993, un volume total d'eau d'environ 130 000 mètres cubes a rejoint la nappe à l'aplomb de la cuvette. À elle seule, la plus forte crue contribue pour près de 32 % à l'alimentation annuelle, alors que 63 % résultent des trois événements les plus importants. La grande variabilité interannuelle doit être soulignée puisque la seule crue du 31 juillet 1992 a rassemblé 191 000 mètres cubes dont la moitié s'est infiltrée en moins de 12 heures. Au cours de ce même événement, un volume équivalent à celui de la saison 1993 s'est infiltré en 20 heures.



Figure 7 : Volume infiltré cumulé de la crue du 19 juillet 1993 et réaction de la nappe.

L'utilisation du puits provoque un régime transitoire de la nappe tout à fait caractéristique, avec des rabattements diurnes quotidiens dépassant souvent le mètre. Les volumes puisés, estimés à partir des hydrogrammes complets, évoluent entre 3 et 10 mètres cubes par jour, les fortes valeurs étant prélevées entre janvier et juin pour les besoins du cheptel. Au total, 1 700 mètres cubes ont été puisés à Sama Dey sur le cycle 1993-1994, quantité négligeable comparée au volume d'eau infiltré localement. L'alimentation par écoulement latéral de la nappe entraîne la mise en communication de l'aquifère de Sama Dey avec d'autres aquifères étagés. Ils appartiennent à un système multicouche comportant plusieurs nappes libres ou semi-captives, étagées et intercommunicantes, avec des liaisons par conduits karstiques temporaires sous pression, alternativement

236

adducteurs ou drainants. Ceci se remarque tout particulièrement pendant la remontée de la nappe en juillet 1993 et par le maintien vers la cote 270 centimètres dans le puits du niveau piézométrique malgré des puisages quotidiens. Ce niveau doit être interprété comme un contrôle de la pression par un autre aquifère. Dès le désamorçage entre les différents niveaux aquifères, la nappe reprend immédiatement ses caractéristiques de nappe libre, donnant la longue décrue d'octobre à juin due au drainage vers la dépression piézométrique située sous la *vallée de Dantiandou*.

BILAN PRÉLIMINAIRE SUR LA SAISON DES PLUIES 1993

Nous proposons un premier bilan hydrologique pour la saison 1993, compte tenu des résultats obtenus ici et sur le site de Banizoumbou, et en respectant l'hypothèse suivante : l'évapotranspiration reprend l'ensemble des eaux infiltrées en dehors de la cuvette et la moitié des pertes en eau des zones d'épandages. Nos résultats se résument aux valeurs suivantes :

Pluie moyenne totale	405 mm
Lames écoulées observées	21 mm
Lames écoulées estimées à l'entrée de la cuvette	70 mm
Pertes en amont de la cuvette	49 mm
Alimentation de la nappe	46 mm
Évapotranspiration et évaporation estimées	359 mm

La valeur estimée pour l'évaporation et l'évapotranspiration se rapporte à la durée nécessaire pour retrouver les conditions initiales d'humidité ; elle dépasse donc la durée de la saison des pluies. En 1993 environ 11 % de la pluie totale ont contribué à l'alimentation de la nappe au niveau du bassin de Sama Dey. Cette première estimation sera précisée par des données en cours d'acquisition.

CONCLUSIONS

La compréhension du fonctionnement hydrologique passe nécessairement par l'analyse des conditions de milieu antérieures qui ont imposées le paysage actuel à la suite d'une longue évolution. Comme nous l'avons vu, la région a toujours été sous la dépendance des écoulements souterrains, eux-mêmes contrôlés par les systèmes de fracturations du socle. Les vestiges des réseaux hydrographiques en surface de plateaux ne montrent pas d'organisation à l'échelle régionale. Depuis toujours, le rôle des écoulements de surface se résume à la concentration des eaux de pluie en direction de collecteurs privilégiés, reliés à la profondeur. Les observations hydrologiques présentées permettent d'illustrer les conditions anciennes, et de préciser les conditions actuelles de ce fonctionnement.

BIBLIOGRAPHIE

- ARCHAMBAULT J., 1960. Les eaux souterraines de l'Afrique occidentale. Serv. Hydraul. AOF, Paris, 137 p.
- BUSCHE D., SPONHOLZ B., 1992. Morphological and micromorphological aspects of the sandstone karst of eastern Niger. Z. Geomorph. N. F., Berlin-Stuttgart, Suppl.-Bd. 85, 1-18.
- DUBOIS D., ICOLE M., TRICHET J., 1984. Évolution géomorphologique de la vallée du Niger aux abords de Niamey (République du Niger). Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, série 7, t. XXVI, n° 6, 1305-1318.
- Esteves M., 1994. Cartographie d'unités hydrologiques homogènes et modélisation multi-échelles, exemple de l'expérience Hapex-Sahel. Colloques et Séminaires, Orstom, *Paris*, (dans cet ouvrage).
- GAVAUD M., 1977. Les grands traits de la pédogenèse au Niger méridional. Orstom, Paris, Trav. et Docum., N° 76, 102 p.
- GREIGERT J., POUGNET R., 1967. Notice explicative sur la carte géologique de la république du Niger (1:2 000 000). B.R.G.M., Paris, 62 p.
- IGN FRANCE., 1980. Carte au 1:200 000 Niamey, IGN France, Paris, 2e édition.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPFFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B., HUBERT P., 1991. Estimation des précipitations au Sahel : l'expérience Epsat-Niger. Hydrol. Continent., vol. 6, n° 2, 133-141.
- MACHENS E., 1967. Notice explicative sur la carte géologique du Niger occidental (1:200 000). B.R.G.M., Paris, 36 p.
- PNUD., 1990. Atlas des ressources en eaux souterraines du Continental Terminal. Min. Hydraul. Environ., Dir. Ressources en Eau, Niamey, Projet PNUD/DCTD-NER86/001, 42 p + cartes.
- RADIER H., 1953. Contribution à l'étude stratigraphique et structurale du détroit soudanais. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6e série, tome 3.

- SPONHOLZ B., 1989. Karsterscheineugen in nichtkarbonatischen Gesteinen der östlichen Republik Niger. Thèse, Univ. Würzburg, 265 p.
- WILLEMS L., LENOIR F., LEVECQ J.-M., VICAT J.-P., 1993. Évolution du relief au Niger occidental : rôle de la fracturation du socle précambrien et de la formation de pseudo-karsts au sein de la lithomarge et de la couverture sédimentaire. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 317, Sér. II, 97-102.

and the second second

ł.

£

MODÉLISATION HYDROLOGIQUE SUR LE SUPER SITE CENTRAL EST D'HAPEX-SAHEL. PREMIÈRE ÉTAPE : DES PARCELLES EXPÉRIMENTALES AUX MICRO-BASSINS VERSANTS

C. PEUGEOT^{1,3}, B. CAPPELAERE¹, P. CHEVALLIER¹, M. ESTEVES², S. GALLE², J.L. RAJOT², J.P. VANDERVAERE³.

Résumé

Dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel, un modèle hydrologique distribué à bases physiques est testé sur trois petits bassins versants sahéliens de la région de Niamey (Niger) afin d'estimer la répartition des flux de surface entre infiltration sur les versants et dans le lit du cours d'eau, et écoulement à l'exutoire. Les paramètres de la production et du transfert de ruissellement sur les versants sont estimés séparément à partir des crues enregistrées à l'échelle de deux parcelles de ruissellement, avant d'être transposés à l'échelle des petits bassins, décomposés en différentes unités hydrologiques dont le fonctionnement est assimilé à celui des parcelles. Le modèle reconstitue bien les crues sur les parcelles pour la majeure partie des événements mais la production de ruissellement sur les versants des bassins semble surestimée. Des adaptations du modèle sont nécessaires avant de pouvoir améliorer la qualité des simulations et son utilisation sur des bassins plus grands.

¹Laboratoire d'Hydrologie, Orstom, BP 5045, 34032 Montpellier cedex. ²Orstom, BP 11416, Niamey, Niger.

³Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (CNRS URA 1512, UJF, INPG), BP 53 38041 Grenoble cedex 9.

INTRODUCTION

Au Sahel, à l'échelle d'un degré carré ou de la maille de calcul des modèles de circulation générale de l'atmosphère, la composante *ruissellement de surface* peut être négligée dans le bilan hydrologique, devant l'évaporation et la recharge des aquifères par infiltration. Dans la zone d'étude (70 km à l'est de Niamey, Niger) les grands bassins versants fonctionnels sont rares. Mais, si l'on réduit la maille d'observation, le ruissellement de surface prend une part croissante et, à l'échelle d'un versant, on mesure des écoulements dans les axes de drainage au moment des averses. La redistribution de l'eau vers les nappes ou vers l'atmosphère s'opère à l'échelle locale et cependant, on connaît mal les chemins de l'eau sur un versant.

Cette étude constitue une première étape dans la détermination de la répartition des flux d'eau de surface à l'échelle du versant. À partir des mesures réalisées sur des petits bassins du Super site central est de l'expérience Hapex-Sahel, on se propose de déterminer, en particulier, la production de ruissellement propre aux versants et la fraction de pluie infiltrée dans le fond du cours d'eau.

Pour cela, un modèle hydrologique distribué à bases physiques est appliqué d'abord à l'échelle locale puis à l'échelle des bassins. Un autre objectif de l'étude consiste à vérifier que ce modèle est adapté au contexte des sols encroûtés caractéristiques de la zone d'étude en vue de la modélisation ultérieure de bassins plus vastes.

Matériel et méthodes

Au cours des saisons des pluies 92 et 93, un suivi hydrologique intensif a été mené sur le bassin de Banizoumbou, et plus particulièrement sur un versant de ce bassin qui constitue une toposéquence caractéristique de la région. On y rencontre, d'amont en aval, un plateau cuirassé de pente très faible occupé par des arcs de végétation alternant avec des bandes de sol nu (brousse tigrée), et un talus de plateau abrupt recouvert par endroits d'un placage sableux qui descend en pente douce vers un petit bas-fond. (COURAULT *et al.*, 1990). Le ruissellement est essentiellement produit sur les bords de plateau et sur les zones dégradées (figure 1). Les mesures de débits montrent que d'importantes quantités d'eau s'infiltrent dans le fond de la ravine. On se propose de les quantifier.

Pendant la saison des pluies 1993, un suivi hydrologique intensif a été réalisé sur deux parcelles de ruissellement installées l'une sur le sol nu (très argileux) du plateau et l'autre sur une jachère dégradée (sol sableux).

242



ech	1.: 1/	′5000°
0	50	100 m.

Caractéristiques des bassins.

	1	surface (% de la surface totale)			
Etat de surface	Légende	Bassin A	Bassin B	Bassin C	
Brousse tigrée	////	37,7	22,3	18.2	
Talus de plateau	000000	28.1	20.9	17.1	
Piedmont dégradé		31.6	32.8	28.1	
Jachère dégradée		2.6	23.9	36.6	
Surface totale (ha)		4,68	8,12	9,95	

Figure 1 : Caractéristiques des bassins étudiés (D'après RAJOT et ESTEVES, 1994).

Les parcelles de ruissellement sont des surfaces naturelles rectangulaires de 5 mètres de largeur et d'une vingtaine de mètres de longueur délimitées par une bordure métallique et équipées à l'aval d'une cuve et d'un limnimètre automatique permettant la mesure des volumes ruisselés et l'enregistrement des crues. On a également observé les crues de trois petits bassins versants naturels définis par trois stations de jaugeage implantées le long d'une ravine qui prend naissance au bord du plateau et se prolonge vers le bas-fond (figure 1). Quatre états de surface principaux constituent ces bassins : le sol nu de brousse tigrée (avec quelques arcs de végétation) et le talus de plateau d'une part, le piedmont dégradé et des jachères plus ou moins dégradées d'autre part. Pour chaque crue, on dispose du hyétogramme de l'averse enregistrée sur un poste du réseau Epsat Niger situé sur les bassins (LEBEL et al, 1992), et des hydrogrammes enregistrés sur les parcelles (PEUGEOT, 1994) et les bassins (ESTEVES, 1994). L'humidité du sol est mesurée après chaque averse sur les parcelles et sur une toposéquence voisine. Un petit modèle simple (GALLE, 1994, com. personnelle) donne pour chaque site une estimation de l'état du sol au début de l'averse. Les états de surface des bassins, qui désignent les caractéristiques de la surface du sol (type de croûte, végétation, micro-relief), ont été cartographiés à partir de photographies aériennes (RAJOT et ESTEVES, 1994). Leur répartition servira à la décomposition des bassins en unités hydrologiques homogènes.

Sur notre zone d'étude, comme plus généralement en zone sahélienne, les écoulements des versants sont essentiellement dus au ruissellement de surface et les aquifères sont généralement profonds. On se limitera donc à la simulation de l'alimentation du cours d'eau par le ruissellement des versants et au transfert de l'eau jusqu'à l'exutoire des bassins.

Pour cela, nous avons utilisé un modèle hydrologique distribué à bases physiques : le modèle Swatch (Morel-Seytoux et Alhassoun, 1987).

Dans ce modèle, la surface topographique d'un bassin versant est décomposée en une succession de plans rectangulaires (unités) de pente variable. Le réseau hydrographique est fragmenté, si nécessaire, en une succession de biefs rectilignes qui reçoivent les écoulements issus des plans. Swatch ne permet pas sous sa forme actuelle de simuler la présence d'une croûte en surface. Le compartiment sol est donc supposé homogène. Toutes les simulations que nous avons réalisées utilisent principalement trois modules du modèle : l'infiltration de l'eau dans le sol, le transfert du ruissellement sur les versants et le transfert de l'eau dans le cours d'eau.

Pour le calcul des transferts en zone non saturée, le modèle utilise la loi d'infiltration formulée par GREEN et AMPT (1911), dans laquelle la pression capillaire au front d'infiltration est exprimée en fonction de sa valeur maximale Hc (MOREL-SEYTOUX, 1978). Ce module utilise 5 paramètres : l'humidité à saturation et résiduelle et l'humidité initiale, qui sont mesurées, la conductivité hydraulique à saturation (Ks) et Hc dont les valeurs sont déterminées par calage.

Le transfert de l'eau sur les versants est représenté par les équations de l'onde cinématique, résolues sous forme analytique par la méthode des caractéristiques. Outre les caractéristiques géométriques des versants, il faut connaître une valeur la rugosité (n) de la surface (coefficient de Manning) ; elle est également déterminée par calage.

Enfin, le modèle laisse le choix à l'utilisateur entre trois méthodes pour le calcul du transfert en chenal (onde cinématique, Muskingum, ou réservoir linéaire). Pour des raisons de simplicité, nous avons retenu la dernière méthode, qui

244

considère chaque bief comme un réservoir linéaire. La section d'un bief est supposée constante et rectangulaire et ses dimensions sont déterminées à partir des données de terrain. Deux paramètres sont nécessaires à ce module : la constante de temps du réservoir et le temps de retard qui permet d'opérer une translation selon l'axe des temps.

Le modèle a dû être adapté pour permettre la modélisation des crues à pas de temps fin. Le pas de temps de la minute (deux minutes pour les plus gros événements) a été retenu pour l'ensemble des simulations.

RÉSULTATS À L'ÉCHELLE DES PARCELLES

La géométrie simple des parcelles de ruissellement rend aisée leur représentation dans Swatch : une unité aux dimensions réelles de la parcelle alimente un bief de dimensions réduites dans lequel on ne simule aucun transfert. Dans un souci de vraisemblance, on s'est attaché à déterminer d'abord les paramètres de la fonction de production afin de reconstituer au mieux le bilan pour chaque averse. On considère le transfert sur les versants dans une seconde étape, et l'on procède au calage des paramètres de la fonction transfert afin d'optimiser la reconstitution de la forme des hydrogrammes. Cette démarche est rendue possible par la représentation des parcelles en une seule unité : sans apports de l'amont, le ruissellement ne provient que de la pluie. On privilégie ainsi la simulation des volumes ruisselés plutôt que celle des formes des crues afin de pouvoir estimer la production des versants.

On répartit les crues dans trois classes selon la valeur de la lame ruisselée observée et l'on extrait de chaque classe la moitié des crues pour constituer un échantillon de calage, l'autre moitié étant destinée à la validation.

CALAGE DE LA FONCTION DE PRODUCTION

Pour chaque crue de l'échantillon de calibration, on recherche les couples (Hc, Ks) qui satisfont à la relation

$$Lr_{calc} (Hc, Ks) = Lr_{obs}$$
(1)

où Lr est la lame ruisselée.

L'intersection des courbes Hc=f(Ks) détermine le couple de paramètres optimal qui permet de satisfaire la relation (1) pour toutes les crues observées. En fait, ce couple optimal est difficile à calculer car les courbes Hc=f(Ks) n'ont pas d'intersection commune évidente (figure 2).



Figure 2 : Relations Hc=f(Ks) satisfaisant à (1), établies pour 16 crues de l'année 1993 sur la parcelle de brousse tigrée.

On choisit donc de fixer la valeur de la conductivité hydraulique à saturation en respectant trois conditions : la valeur de Ks doit être du même ordre de grandeur que la valeur mesurée *in situ*, elle doit correspondre à une gamme la plus réduite possible de valeurs de Hc et doit définir un domaine dans lequel il existe une valeur de Hc qui permette de satisfaire la relation (1) pour chaque crue (en effet, pour une valeur donnée de la conductivité hydraulique, la valeur de la lame ruisselée calculée est maximale pour Hc=0; si cette valeur maximale est inférieure à la lame observée, il n'est pas possible de reconstituer la crue). Pour le site de brousse tigrée, la valeur mesurée permet de réaliser les trois conditions ci-dessus et pour le site de jachère la valeur adoptée est proche de la borne supérieure de l'intervalle de confiance sur la mesure (tableau 1).

Tableau 1					
Valeurs	choisies	pour	Ks e	et valeurs	mesurées

Site	Ks fixé (mm/h)	Ks mesuré (mm/h)	Int. de conf. sur la mesure $(+/-1.\sigma)$
sol nu brousse tigrée	7,9	7,9 (*)	-
jachère dégradée	19,8	6,8 (**)	1,4 - 17,5

(*) : conductivité du sol sous-jacent à la croûte (VANDERVAERE *et al.*, 1994). (**) : conductivité d'une croûte algale sur jachère dégradée. VANDERVAERE, 1994 (communication personnelle).

246

La valeur de Ks étant maintenant connue, on calcule pour chaque crue la valeur de Hc permettant de réaliser la condition (1). On obtient une gamme de valeurs assez étendue, dont les plus fortes valeurs correspondent aux fortes crues.

La moyenne arithmétique des valeurs *Hc* sur l'échantillon d'analyse est retenue comme valeur de calage du paramètre.

CALAGE DE LA FONCTION DE TRANSFERT

On cherche maintenant à déterminer le coefficient de rugosité de Manning (n) de la surface du sol qui intervient dans le transfert sur les versants, et temps de retard (tr) du réservoir linéaire qui entre en jeu dans le transfert en rivière. On ne simule pas de transfert en chenal à cette échelle mais on a constaté un décalage de durée variable entre les heures des averses et des crues dû à un défaut de synchronisation des limnigraphes et du pluviographe. Le paramètre tr nous permet donc de tenir compte des incertitudes sur les heures du début des averses et des crues qu'il n'a pas été possible de corriger totalement.

Pour chaque crue de l'échantillon de calage, on détermine le couple (n, tr) qui permet une reconstitution optimale de la crue, au sens du critère de NASH (1969) défini par :

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N} (Qobs_i - Qcalc_i)^2}{\sum_{i=1}^{N} (Qobs_i - \overline{Q})^2}$$
(2)

Pour une série de N débits observés $Qobs_i$, ce critère mesure l'efficience de la reconstitution des débits calculés $Qcalc_i$. Le couple optimal de paramètres (n, t_i) pour une crue donnée correspond à la valeur de E la plus proche de l'unité.

Comme à l'étape précédente, la valeur de calage de n est la moyenne arithmétique \overline{n} des valeurs de rugosité. Le paramètre t_r (calculé pour chaque crue) est considéré comme un paramètre correctif et la valeur propre à chaque crue est conservée pour la validation.

VALIDATION

Les valeurs des paramètres déterminées par calage sont résumées dans le tableau 2. L'ordre de grandeur des valeurs de Hc est satisfaisant au regard des types de sol correspondant mais les valeurs obtenues pour n sont faibles et il semble qu'ici, ce paramètre ne représente pas uniquement la rugosité de la surface du sol.

1 adleau 2				
Valeurs de Hc et r	obtenues par c	alage et in	tervalle de	confiance

Site	Hc moyen (cm)	$Hc+/-1\sigma$	n	$n+/-1\sigma$
Sol nu brousse tigrée	0,68	[0,24 - 1,12]	0,022	[0,005 - 0,039]
Jachère dégradée	1,48	[0 -2,87]	0,0063	[0,001 - 0,01]

Le modèle appliqué avec ces valeurs aux crues des échantillons de validation permet une reconstitution satisfaisante de la lame écoulée sur les deux parcelles (figure 3 (a) et (b)) excepté pour les deux plus gros événements de la parcelle de jachère (22/8/93 et 3/9/93) pour lesquels la valeur de calage de Hc est manifestement trop faible ce qui mène à une surestimation du volume ruisselé.



Figure 3 : Validation. Lames ruisselées reconstituées pour la parcelle de brousse tigrée (a) et de jachère (b).

De la même manière, la simulation de la forme des hydrogrammes à partir de la valeur de calage de *n* et de la valeur de t_r propre à chaque crue est satisfaisante sur la parcelle de brousse tigrée avec E supérieur à 80 % pour la plupart des événements (tableau 3). Les résultats sont moins bons sur la parcelle de jachère.

Tableau 3 Reconstitution des crues. Événements classés par ordre croissant de la valeur du critère de NASH

Site de bro	Site de brousse tigrée		jachère
Date crue	E (Nash)	Date crue	E (Nash)
29/07/1993	0,69		
18/09/1993	0,71		
06/07/1993	0,8	03/09/1993	0,22
03/09/1993	0,82	18/09/1993	0,54
07/07/1993	0,84	14/07/1993	0,7
31/07/1993	0,93	29/07/1993	0,93
22/08/1993	0,94		

Les figures 4 (a) et (b) présentent les hydrogrammes calculés et observés pour l'événement le plus important observé sur chaque parcelle, et illustrent la tendance observée dans le tableau 3.



Figure 4 :

Validation. Crues simulées et observées, et reconstitution des débits maxima pour la parcelle de brousse tigrée [(a) et (c)] et pour la parcelle de jachère [(b) et (d)].

La reconstitution des débits de pointe des crues est satisfaisante (figure 4 (c) et (d)), excepté pour la crue du 3/9/93 sur la parcelle de jachère.

Contrairement à la surface du plateau qui reste totalement nue, la surface de la jachère voit se développer au cours de la saison un tapis graminéen peu dense qui peut modifier les caractéristiques de la surface et l'aptitude au ruissellement. Cette évolution temporelle des états de surface n'est pas prise en compte par le modèle et peut expliquer les résultats moins bons obtenus sur cette parcelle. Par ailleurs, un échantillon de crues plus important pourrait peut-être améliorer les simulations.

MODÉLISATION À L'ÉCHELLE DES PETITS BASSINS

Nous allons maintenant considérer que les versants des bassins se comportent comme les parcelles de ruissellement, et appliquer les paramètres déterminés précédemment à l'échelle des bassins pour simuler les crues observées aux trois stations. Préalablement, la représentation des bassins sous une forme compatible avec le modèle est nécessaire.

On fait l'hypothèse que le plateau et le talus réagissent comme la parcelle de brousse tigrée et l'on assimile le piedmont et la jachère dégradée au fonctionnement de la parcelle de jachère. Ce regroupement est certainement un peu abusif en ce qui concerne le talus de plateau dont on peut penser, en raison de sa constitution, qu'il ruisselle moins que le sol nu, mais on ne dispose pas de mesure du ruissellement sur ce type de surface. On néglige les petits diverticules et l'on ne considère qu'un seul axe de drainage.

Les bassins schématiques sont constitués d'un bief rectiligne de section rectangulaire et pente constante auquel sont associés, de part et d'autre, des panneaux rectangulaires qui représentent les unités jachère et brousse tigrée, et dont les dimensions sont calculées de manière à conserver les surfaces réellement occupées par ces unités. La pente des panneaux et des biefs est la pente moyenne calculée à partir de la topographie. (figure 5).

Sous sa forme actuelle, le modèle Swatch prend mal en compte les infiltrations dans le lit du cours d'eau et il ne permet donc pas la reconstitution des crues observées sur les bassins. Cependant, pour chaque crue on peut calculer la production des versants et en déduire, à partir de la lame observée à l'exutoire, une estimation des volumes infiltrés dans le fond de la ravine. Ainsi, pour les crues communes aux trois bassins, on soustrait la lame cumulée observée à l'exutoire de la lame cumulée ruisselée sur les versants issue du modèle (figure 6).

Avec les caractéristiques des bassins que nous avons retenues et les crues utilisées pour le calcul, l'infiltration sur les versants représente environ 45 % de la pluie précipitée, et 30 % de ce volume parvient à l'exutoire. Afin de vérifier si cette répartition de l'eau est réaliste, nous avons cherché à déterminer une vitesse d'infiltration moyenne de l'eau à travers le lit du cours d'eau. Pour cela, on néglige la couche de sable que l'on observe dans le fond de la ravine. Par ailleurs, le placage sableux sur lequel sont situés les bassins est constitué d'un matériau assez homogène et on considère que la conductivité hydraulique à saturation du sol sous la ravine est comparable à celle des versants.

On dispose d'une valeur de Ks pour l'horizon sous-jacent à l'horizon de surface déterminée à proximité de la parcelle de jachère (VANDERVAERE *et al.*, 1994). Connaissant les volumes perdus, nous calculons cette vitesse d'infiltration moyenne en rapportant le volume infiltré dans le chenal, exprimé en millimètres, à la durée de la crue (tableau 4).



Figure 5 : Schématisation des bassins pour Swatch.



Figure 6 :

Bilan en eau de surface cumulé sur les événements pour lesquels on a observé un écoulement simultané sur les trois bassins.
	Vitesse d'infiltration (mm/h) et int. de confiance $(+/-1\sigma)$	Ks mesuré (mm/h)
Bassin A Bassin B	515 [137 ; 892]	07
Bassin C	400 [162 : 637]	27

Tableau 4Vitesse d'infiltration moyenne au fond de la ravine
pour les trois bassins

La vitesse d'infiltration calculée de cette manière est nécessairement supérieure à la conductivité hydraulique à saturation puisqu'elle correspond à une infiltration sous charge. Les valeurs moyennes du tableau 4, de quatre à six fois plus fortes que *Ks* environ ne semblent pas aberrantes. Il conviendra néanmoins de valider ces résultats de manière plus fine, en utilisant des valeurs mesurées d'infiltrabilité dans le lit de la ravine.

CONCLUSION

Le modèle Swatch permet une reconstitution satisfaisante des crues sur les parcelles de ruissellement, même s'il a tendance à surestimer les grosses crues sur la parcelle de jachère. Il est vrai que la variabilité temporelle des états de surface sur ce site n'a pas été prise en compte dans le modèle.

La transposition aux bassins des paramètres déterminés à l'échelle locale en assimilant les unités hydrologiques au fonctionnement des parcelles permet d'estimer qu'environ 45 % des pluies qui produisent du ruissellement s'infiltre sous les versants, alors que 25 % s'infiltre dans le fond du cours d'eau, le reste s'écoulant en aval de l'exutoire des bassins. Ces valeurs ne semblent pas aberrantes à priori mais elles doivent être validées par des mesures de terrain.

Ce travail constitue une première étape dans la modélisation hydrologique sur les petits bassins de l'expérience Hapex-Sahel. Dans sa conception générale, le modèle Swatch semble être adapté à la simulation de ces bassins sahéliens. Il convient néanmoins d'approfondir la représentation qui est faite de certains phénomènes (ex. infiltration dans le chenal) avant d'affiner la décomposition des bassins et de tester le modèle sur des bassins plus grands.

REMERCIEMENTS

Les auteurs sont reconnaissants à l'équipe Epsat-Niger d'avoir bien voulu mettre à leur disposition les enregistrements pluviométriques utilisés dans cette étude.

BIBLIOGRAPHIE

- CASENAVE A., VALENTIN C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne. Influences sur l'infiltration. Éditions Orstom, Paris.
- COURAULT D., D'HERBES J. M., VALENTIN C., 1990. Le bassin versant de Sama Dey. Premières observations pédologiques et phytoécologiques. Multigraphie Orstom Bondy, 36 p.
- Esteves M., 1994. Rapport de campagne hydrologique 1993. Multigraphie Orstom, à paraître.
- GALLE S., 1994. Mesures d'humidité du sol sur le site central d'Hapex Sahel. Non publié.
- GREEN W.H., AMPT C.A., 1911. Studies on soil physics : I. flow of air and water through soils. J. Agr. Sci., vol. 4 pp. 1-24.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPFFNER M., GUILLOT B., HUBERT P., 1992. Rainfall estimation in the Sahel : the Epsat-Niger experiment. J. of Hydrological Sciences, vol. 37, n° 3, 210-216.
- MOREL-SEYTOUX H. J., 1978. Derivation of equations for variables rainfall infiltration. *Water Resources Research Journal*, vol. 4, n°4, 561-568.
- MOREL-SEYTOUX H. J., ALHASSOUN S. A., 1987. Swatch : a multi-process watershed model for simulation of surface and subsurface flows in a soil-aquifer-stream hydrologic system. Report n° 87.3, Hydrowar reports division, Hydrology days publications. Reprinted 1992.
- NASH J.E., 1969. A course of lectures on parametric or analytical hydrology. Great Lake Institute. Univ. of Toronto, Pr 38, lect. n°12.
- PEUGEOT C., 1995. Mesures hydrologiques sur parcelles de ruissellement. Campagnes 1992 et 1993. Multigraphie Orstom, à paraître.
- RAJOT J.L., ESTEVES M., 1994. Cartographie des états de surface de petits bassins de la région de Niamey. Note. Orstom Niamey, 10 p. 3 cartes.

VANDERVAERE J. P., ANGULO JARAMILLO R., PEUGEOT C., VAUCLIN M., 1994. Caractérisation hydrodynamique *in situ* de sols encroûtés. Compte rendu des journées hydrologiques de l'Orstom, 1994. Éd. Orstom, coll. Colloques et Séminaires.

MODÉLISATION LOCALE DES TRANSFERTS DE MASSE ET DE CHALEUR SUR UN SITE DE SAVANE À *GUEIRA* D'HAPEX-SAHEL

I. BRAUD¹, P. BESSEMOULIN², J.P. LHOMME³, B. MONTENY³, M. SICOT⁴, J.P. VANDERVAERE¹ ET M. VAUCLIN¹

Résumé

L'un des objectifs de l'expérience Hapex-Sahel était de collecter les jeux de données nécessaires à la validation et à l'amélioration des modèles de transfert de masse et d'énergie dans le continuum sol-plante-atmosphère, sur couvert végétal épars. On essaie ici de valider un tel modèle (SiSPAT : Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model) à l'échelle locale sur un site de jachère du site central est. Le modèle, unidimensionnel, forcé à un niveau de référence par les variables climatiques, résout dans le sol les équations de transferts couplés de masse et d'énergie en incluant la phase vapeur et un module d'extraction racinaire. Le couplage avec l'atmosphère se fait par l'intermédiaire d'une interface où deux couches sont considérées : la végétation et le sol nu. Avec une seule couche de végétation, le modèle ne peut décrire séparément les deux types de végétation prépondérants sur la jachère : la strate herbacée et les arbustes (*gueira*). Une couche de végétation composite a donc été définie, qui permet de décrire assez bien les flux d'évapotranspiration totale observés, mais ne peut rendre compte des contrastes thermiques existants entre les deux végétations.

Lors de l'application du modèle, le maximum de paramètres mesurés ont été utilisés. Une calibration a néanmoins été nécessaire pour les conductivités hydrauliques à saturation des couches profondes et les paramètres contrôlant les

¹LTHE (CNRS URA 1512, INPG, UJF), BP 53, 38041 Grenoble cedex 9.

²Météo-France : CNRM/4M, 42 Avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse cedex.

³Orstom, Laboratoire d'Hydrologie, 911 Avenue Agropolis, BP 5045, 34032 Montpellier cedex.

⁴Institut des Radioisotopes, BP 10727, Niamey, Niger.

transferts dans les racines et le feuillage. La calibration a été effectuée sur 3 semaines (du 14/09 au 04/10 1992), incluant une pluie de 23,2 mm le deuxième jour, en essavant de reproduire au mieux les flux atmosphériques et l'évolution des profils de teneur en eau et de température dans le sol. Ensuite. le modèle a été appliqué sur deux périodes de validation : deux semaines suivant la calibration (05 au 18/10/1992) afin de voir si le modèle reproduisait correctement l'assèchement et la diminution du flux observée après l'arrêt des pluies (la dernière pluie est celle de la période de calibration). Les résultats obtenus montrent effectivement une telle décroissance, même si le flux reste en général plus fort que l'observation. La seconde période de validation (26/08 au 18/10/1992) inclut plusieurs événements pluvieux, parfois intenses en début de période. Le modèle, bien qu'utilisant les conductivités hydrauliques mesurées en surface a tendance à laisser trop d'eau s'infiltrer (son comportement était satisfaisant de ce point de vue en calibration), ce qui induit une évapotranspiration trop forte au total, même si la dynamique de l'assèchement du sol est assez bien reproduite. À noter que l'infiltration diminue considérablement si on divise la conductivité à saturation en surface par 20, ce qui correspond à la valeur estimée pour les croûtes rencontrées sur ce site, le ruissellement de surface étant alors largement augmenté. Mentionnons enfin que la contribution du sol nu, calculée par le modèle est significative jusqu'à deux jours après les pluies et devient négligeable par la suite.

INTRODUCTION

L'expérience Hapex-Sahel (GOUTORBE et al., 1994) a été conduite au Niger en 1991-1992, avec une période d'observation intensive d'août à octobre 1992, correspondant à la phase de transition entre saison des pluies et saison sèche. Elle avait pour but de produire les données nécessaires à l'amélioration des paramétrisations de surface à l'échelle de la maille d'un modèle climatique. À cet effet, des données ont été acquises à plusieurs échelles : locale (stations sol réparties sur 3 supersites représentatifs), régionale (mesures aéroportées) et continentale (mesures satellitaires). L'objectifétait d'échantillonner à plusieurs échelles, afin de définir des règles d'agrégation des mesures jusqu'à l'échelle continentale.

Nous nous intéressons ici à l'échelle locale où nous avons tenté de valider un modèle unidimensionnel décrivant de façon aussi physique que possible l'ensemble des transferts de masse et d'énergie dans le continuum sol-planteatmosphère. Ce type de modèle peut servir de référence pour définir ou améliorer les paramétrisations simplifiées de cette interface, en faisant ressortir les processus dominants qu'il faut prendre en compte, notamment lorsqu'on s'intéresse à une végétation éparse comme celle du Niger.

Le modèle sera d'abord brièvement décrit, puis on passera aux données disponibles pour assurer son fonctionnement et sa validation, en insistant sur la détermination des différents paramètres nécessaires au modèle. On discutera ensuite les résultats tant en calibration qu'en validation.

LE MODÈLE UTILISÉ

Le modèle unidirectionnel SiSPAT est décrit de façon extensive dans DANTAS-ANTONINO (1992) et BRAUD *et al.* (1994). Les différents compartiments du modèle sont schématisés figure 1.



THE SISPAT MODEL

h, T imposed or Flux imposed

Figure 1 : Description schématique du modèle SiSPAT.

- Compartiment atmosphère. On définit un niveau de référence où les grandeurs climatiques servant à forcer le modèle sont connues : température et humidité de l'air, vitesse du vent, rayonnements solaire et atmosphérique incidents et précipitations. Les transferts turbulents sont modélisés en terme de résistances aérodynamiques, la stratification thermique étant prise en compte grâce aux fonctions de stabilité de PAULSON (1970).
- Compartiment sol. Selon la structure du sol, plusieurs horizons de propriétés hydrodynamiques et/ou thermiques différentes peuvent être définis. Les variables descriptives sont le potentiel matriciel (continu aux interfaces contrairement à la teneur en eau) et la température qui sont calculées pour différents nœuds en résolvant les équations couplées de transfert de masse et de chaleur dans le sol. La phase vapeur, ainsi qu'un terme d'extraction racinaire sont pris en compte pour chaque couche. À la limite inférieure de la colonne, la température est imposée. Pour la masse, on peut imposer un flux ou un potentiel, ou choisir un flux gravitaire. La condition à la limite supérieure est donnée par le potentiel et la température calculés par résolution de l'interface sol-planteatmosphère.
- Interface sol-plante-atmosphère. Elle est inspirée du modèle à deux couches : sol nu et végétation de DEARDORFF (1978) et utilise les formules de TACONET et al. (1986) pour les diverses résistances aérodynamiques. La résistance stomatique dépend du rayonnement solaire incident et est modulée par une fonction de stress hydrique, elle-même dépendante du potentiel foliaire calculé dans le module sol-plante. Cinq équations : bilans d'énergie sur la végétation et le sol nu, additivité des flux de chaleur latente et sensible et continuité du flux de masse à la surface du sol (équation faisant le lien avec le module sol), permettent de calculer la température du feuillage, la température et l'humidité de l'air dans le couvert, le potentiel matriciel et la température du sol nu en surface ; valeurs à partir desquelles sont calculés les flux de surface.
- Module sol-plante. Ce module permet de calculer le potentiel foliaire (intervenant dans le calcul de la résistance stomatique) en écrivant que la transpiration totale Tr (calculée dans l'interface en fonction des données climatiques) est égale à la somme des extractions racinaires dans les différentes couches. Par rapport à la version initiale du modèle, présentée dans BRAUD et al. (1994), ce module a été modifié car il ne donnait pas de résultats cohérents dans certains cas. La formulation de FEDERER (1979) a été retenue. Elle nécessite, en plus de la connaissance de la forme du profil racinaire, une connaissance de la densité racinaire

(en m racines/ m³ sol) qui n'apparaissait pas dans le modèle initial. En revanche, une seule résistance totale de la plante R_p est nécessaire dans cette formulation.

$$Tr = \sum_{j=1}^{nnocud} \frac{h_j - h_f - z_f}{R_{soli} + R_{ni}}$$

avec

= résistance sol de la couche j

$$R_{pj} = \frac{R_p}{FDR_j}$$

 $R_{solj} = \frac{\alpha_j}{K_j FDR_j}$

= résistance plante de la couche j

où h_j est le potentiel matriciel de la couche j, z_j la hauteur du couvert, K_j la conductivité hydraulique de cette couche et FDR_j sa densité racinaire (en m racines / m² sol) et α_j un coefficient donné par FEDERER (1979) dépendant de la densité des racines et de leur rayon.

Les données disponibles et les paramètres utilisés

Mesures climatiques et atmosphériques

Pour le forçage du modèle, l'évolution temporelle de la température de l'air et de son humidité étaient disponibles à 2 m. La vitesse du vent a été mesurée à 10 m. Le rayonnement global incident est celui du parc climatique de Banizoumbou, multiplié par un facteur 0,95, après calibration avec des mesures du site ouest. Le rayonnement atmosphérique n'a pas été mesuré seul. Pour la nuit, on a utilisé la valeur du rayonnement total incident, disponible sur le site, et pour le jour, la formule de BRUTSAERT (1975), bien que valable uniquement pour ciel clair, a été appliquée à toutes les journées. Un pluviomètre existait sur le site. Le pas de temps des mesures est de 20 mn et ces valeurs ont été interpolées linéairement pour alimenter le modèle qui travaille avec un pas de temps beaucoup plus fin (100 s maximum s'il ne pleut pas et 5 s s'il pleut). Pour la validation des flux de surface, deux mesures étaient disponibles pour le rayonnement net, le flux d'évaporation et de chaleur sensible (méthode des corrélations et du rapport de Bowen) et du flux dans le sol (résidu du bilan d'énergie dans un cas, valeur à 2 cm dans l'autre cas). Les températures radiatives de la strate herbacée et de la gueira ont aussi été mesurées séparément.

Mesures dans le sol

Sur le site, 11 tubes étaient implantés et, sur la période considérée, 18 profils de teneur en eau, mesurés par sonde à neutrons, étaient disponibles. Le modèle a été initialisé avec le profil moyen calculé avec les 11 tubes. Des sondes de température à 0,5, 2, 9, 14, 28, 51, 100 cm donnaient l'évolution en continu de

la température dans le sol. La colonne de sol utilisée est de 4 m afin de contenir l'ensemble des racines, celles de la *gueira* allant jusqu'à 3,5 m. Les mesures de teneur en eau s'arrêtant à 2,6 m et celles de température à 1 m, on a supposé des profils constants au-delà de la dernière mesure. Pour la condition à la limite inférieure, le flux de masse a été choisi gravitaire à 4 m et la température au fond croissant lentement et linéairement.

Paramètres du module sol

Le profil de densité sèche (Sicot 1993, dans MONTENY 1993), qui descend jusqu'à 3,5 m permet de dégager trois horizons : 0-20 cm, 20 cm-2,5 m, 2,5-4 m, de densités respectives : 1,68, 1,6 et 1,9 kgm³. À ces trois horizons, il faut associer des propriétés hydrodynamiques.

Pour la couche 0-20 cm, les résultats obtenus par VANDERVAERE et al. (1994) ont été utilisés et pour les deux autres horizons, les paramètres de forme de la loi de VAN GENUCHTEN (1980) pour la courbe de succion et de BROOKS et COREY (1964) pour la conductivité hydraulique ont été déduits de la granulométrie, en utilisant les résultats de l'approche fractale de FUENTES et al. (1994a, 1994b). Les conductivités à saturation ne peuvent être déduites avec fiabilité par cette méthode et ont donc été calibrées.

Concernant les propriétés thermiques, la formule de DE VRIES (1975) a été retenue pour la capacité calorifique volumique. L'application de la méthode de décomposition en série de Fourier de deux séries de température (HORTON et WIERANGA, 1983) pour déduire la diffusivité, puis la conductivité thermique, qui suppose le sol homogène, conduisait à des résultats incohérents lorsqu'on utilisait la série à 2 cm. Ceci laisse supposer un sol non homogène d'un point de vue thermique, avec un contraste entre une couche 0-2 cm et le reste de la colonne. Un horizon 0-2 cm a donc été ajouté et les valeurs de conductivité thermique pour cette couche de surface et les autres calibrées.

Le tableau 1 résume l'ensemble des paramètres sol retenus.

Fonctions utilisées $\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{sat} - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^q \right]^{-m}$ VAN GENUCHTEN (1980) $K(\theta) = K_{sat} \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)^{\beta}$ BROOKS et COREY (1964) $K(\theta) = K_{sat} \exp(\alpha h)$ GARDNER (1958)

Tableau 1

Paramètres des fonctions utilisées pour caractériser les propriétés hydrodynamiques des différentes couches de sol. La teneur en eau résiduelle vaut 0. Les valeurs avec * ont été calibrées

Paramètres	Unité	Couche 1	Couche 2	Couche 3	Couche 4
Densité	Kgm ⁻³	1,68		1,6	1,9
volumique sèche	C .				
Porosité n		0,354		0,384	0,269
Teneur en eau à saturation $ heta_{sat}$	$cm^3 cm^{-3}$	0,28		0,333	0,255
hg	m	-308		-0,505	-0,44
q		3,527		2,567	2,553
m=1-2/q		0,433		0,22	0,217
Conductivité hydraulique à saturation Ksat	ms^{-1}	$2.67 \ 10^{-5} \ h\langle -0.0215 \\ 5.44 \ 10^{-5} \ h\rangle - 0.0215$		2 10 ⁻⁵ *	2 10 ⁻⁵ *
β				6,09	6
α		$ \begin{array}{c} 10.1 h \langle -0.0215 \\ 43.3 h \rangle - 0.0215 \end{array} $			
Conductivité thermique λ	$Wm^{-1}K^{-1}$	0.8* 1.8*		1.8*	1.8*
Capacité calorifique volumique	$Jm^{-3}K^{-1}$	1.29 10 ⁶ 1.29 10 ⁶		1.23 106	1.43 106

PARAMÈTRES DE SURFACE

Les valeurs sont résumées dans le tableau 2.

Albédo du sol nu α_o	$\alpha = 0.4(1, \theta/), 0.00\theta/$	Passerat (1986) cohérent avec	
5	$\alpha_g = 0.4(1 - n) + 0.03 / n$	des mesures sur un sol de couleur	
	corrigée de la position du soleil	semblable (Roujean, 1994, com. pers.)	
Hauteur de déplacement	d = 0.93 m	(Lloyd et al., 1992)	
Longueur de rugosité pour	7	(Lloyd et al., 1992)	
la quantité de mouvement	~om=0.17m		
Longueur de rugosité pour	z_{om} -10	(Gash et al., 1991)	
la chaleur	$/z_{oh}^{-10}$		
Emissivité du sol nu	s =0.97	(GSTS Strasbourg dans	
	، د. ט – <u>م</u>	Monteny, 1993)	

Tableau 2Paramètres de surface

PARAMÈTRES DE LA VÉGÉTATION

L'une des variables qu'il est important de connaître, est l'évolution de l'indice foliaire *LAI* qui conditionne fortement la transpiration. Nous avons utilisé des relations biomasse totale/*LAI* calibrées sur le site central ouest (*Roujean*, 1994, communication personnelle) :

LAI = 1 250 (biomasse totale)

Sur les mesures de biomasse du site étudié, une relation de type exponentiel a été calée (Monteny dans MONTENY, 1993) pour la strate herbacée :

$$biomasse herbe = 1538(1+314 \exp(-0.08(DOY - 206)))$$
 (kg/ha)

Sur la période considérée, le *LAI* de la strate arbustive (*gueira*) est à peu près constant (0.3), ce qui correspond à une biomasse de 375 kg/ha.

La partition du rayonnement incident se fait par l'intermédiaire d'un coefficient σ_p pour lequel une relation calibrée sur le site ouest a été utilisée (*Roujean*, 1994, communication personnelle) :

$$\alpha_f = 1 - \exp(-0.5(LAI + 0.1))$$

Un profil racinaire « moyen » a été construit, sachant que les arbustes avaient une profondeur d'enracinement jusqu'à 3,5 m au moins et la strate herbacée jusqu'à 1-1,5 m. La densité racinaire maximale retenue, après calibration est de 9 000 m racines/m³ sol, ce qui donne une densité moyenne de 9 050 m racines/m² sol (figure 2).

Les autres paramètres liés à la végétation sont donnés dans le tableau 3.

Tableau 3

Paramètres de la végétation. Les * signalent les valeurs calibrées qui ont des ordres de grandeur cohérents avec les valeurs issues de la littérature

Albédo végétation	$\alpha_v = 0.2$	(Roujean, 1994, communication personnelle)
Émissivité végétation	$\varepsilon_v = 0.96$	Résultats GSTS Strasbourg dans Monteny (1993)
Potentiel foliaire critique	$h_{fc} = -140m^*$	Valeur au-delà de laquelle la résistance stomatique croît rapidement
Résistance stomatique minimale	$r_{st\min} = 80 sm^{-1} *$	
Résistance totale de la plante	$R_p = 1.3 \ 10^{13} \ s/m racine *$	



Le profil racinaire utilisé dans le modèle.

Résultats du modèle

Nous disposions d'un jeu de données complet sur près de 8 semaines (du 26 août (jour 239) au 18 octobre (jour 292) 1992. Les 3 semaines du 14/09 au 04/ 10/1992 ont été utilisées pour calibrer le modèle. Cette période inclut une pluie de 23,2 mm le second jour (qui est aussi la dernière pluie de la saison), ce qui nous a permis de calibrer les K_{set} des couches 3 et 4, pour lesquelles il n'y avait pas de mesures. Par ailleurs, comme on entame une longue période d'assèchement du sol, on peut espérer calibrer correctement les paramètres contrôlant le stress hydrique. Les autres semaines ont été utilisées pour la validation. La première période comprend les deux semaines suivant la calibration (du 05 au 18/10/1992), pour lesquelles le modèle n'a pas été réinitialisé : on voulait voir si la diminution de l'évapotranspiration (ETR) observée au cours du temps était reproduite de façon satisfaisante. La seconde période de validation représente toute la période (26/08 au 18/10/1992), soit 54 jours, et est caractérisée par de nombreux épisodes pluvieux intenses sur les 20 premiers jours.

£

Résultats obtenus en calibration

Les résultats concernant les flux atmosphériques sont résumés dans le tableau 4 (régressions valeurs calculées/valeurs mesurées), et on compare l'ETR cumulée à l'observation sur la figure 3a, qui donne aussi la partition transpiration/évaporation prédite par le modèle. Notons que le sol nu ne contribue de façon significative à l'ETR totale que durant 1 à 2 jours après la pluie. Le total reproduit bien l'observation, surtout en première période, mais il tend à le surestimer en fin de période. Mentionnons que, pour obtenir une décroissance significative de la transpiration, il nous a fallu multiplier par mille la résistance sol par rapport aux formules de Federer (1979). Zur et al. (1982) trouvent un facteur 10⁶, à partir de mesures, ce qui montre les incertitudes existant sur ce facteur, et qu'une étude de sensibilité spécifique est sûrement nécessaire. En termes de corrélations, le modèle est plus proche des mesures par corrélation que par rapport de Bowen (l'ETR Bowen est en général supérieure à la mesure par corrélation), mais l'accord est globalement satisfaisant. Mentionnons toutefois que la température de surface prédite par le modèle est en général plus faible (de 5 à 6 °C) que l'observation, surtout en fin de période, mais est cohérente avec une ETR plus forte que la mesure. Enfin, bien que reproduisant correctement la dynamique de l'évolution de la température dans le sol, le modèle est « plus froid » que la mesure (pour laquelle existe néanmoins une incertitude sur la profondeur de positionnement des sondes).

Tableau 4

Valeurs des coefficients de corrélation R et de la pente a de la droite de régression valeurs calculées : valeurs observées pour les différentes périodes de calibration et de validation. Pour chaque flux, nous disposions de deux estimations (voir paragraphe : mesures dans le sol)

	Calibration (14/09 au 04/10/1992)		Validation période 1 (05/10 au 18/10/1992)		Validation période totale (28/08 au 18/10/1992)		Simulation d'une croûte en surface (28/08 au 18/10/1992)	
	R	а	R	a	R	a	R	a
Rn CNRM	0,99	1,02	0,99	1,05	0,99	1,01	0,99	1
Rn Orstom	0,99	0,92	0,99	0,93	0,99	0,9	0,99	0,89
H Corrélation	0,87	1	0,92	0,8	0,85	0,9	0,89	1
H Bowen	0,79	0,84	0,89	0,52	0,73	0,7	0,76	0,76
LE Corrélation	0,94	0,92	0,97	1,25	0,89	0,89	0,91	0,8
LE Bowen	0,92	0,66	0,85	0,83	0,87	0,64	0,89	0,58
G résidu	0,92	0,9	0,94	0,98	0,9	0,9	0,9	0,93
G (-2cm)	0,91	1,13	0,96	1,24	0,91	1,07	0,91	1,09

Concernant l'eau dans le sol, on peut voir figure 4 la comparaison des valeurs modélisées et observées à 10h. Le profil du jour 258 a été mesuré avant la pluie, et celui du jour 260 après, ce qui permet de visualiser le front d'infiltration, et de voir que le modèle en restitue assez bien la dynamique. On peut ensuite suivre l'assèchement progressif du sol, reproduit de façon correcte, compte tenu de la grande variabilité observée sur le contenu en eau. Les différentes composantes du bilan de masse sont résumées tableau 5. Notons la contribution importante (la moitié de l'ETR) de la percolation vers les couches profondes.

Tableau 5

Composantes du bilan de masse calculées par le modèle (sauf la pluviométrie). On donne aussi une estimation de l'ETR totale observée et la partition transpiration : évaporation sol nu calculée par le modèle. Toutes les valeurs sont données en mm

	Calibration	Validation période 1	Validation période	Simulation d'une croûte
	(14/09 au 05/10/1992)	(05/10 au 18/10/1992)	totale (26/08 au 18/10/1992)	(26/08 au 18/10/1992)
Phuviométrie	23.2	0	144.4	144.4
ETR observée	58.6	24.5	139.7	139.7
(méthode des				
corrélations)				
ETR calculée	65.6	38	160.9	147.1
Transpiration	55.2	36.6	123.1	117.3
Évaporation sol nu	10.2	1.4	37.3	29.4
Percolation	28.5	9.5	65.4	38.9
Ruissellement	0.1	0	2.5	41.9
Variation du stock	-71	-47.5	-84.4	-83.5



Figure 4 :

Comparaison des profils de teneur en eau calculés (trait continu) et observés à 10 GMT. Les * correspondent à la moyenne de 11 tubes et les + à un écart-type pour la période de calibration. L'épisode pluvieux des jours 258-259 correspond à 23,2 mm. Phase de calibration.

Résultats en validation

- Période du 05 au 18/10/1992. La figure 3b montre que la surestimation de l'ETR, amorcée à la fin de la période de calibration se poursuit. Elle est associée à une sous-estimation du flux sensible (voir aussi tableaux 4 et 5). Dans le sol, l'assèchement est trop rapide (non montré), puisqu'on sort de l'intervalle un écart-type au jour 288, dernier profil mesuré. On peut l'associer à une extraction racinaire probablement trop forte, qui pourrait s'expliquer par une densité racinaire trop élevée ou une résistance sol trop faible. Des essais complémentaires devraient permettre de le vérifier.
- Période totale (26/08 au 18/10/1992). La figure 3c montre que l'ETR est bien prédite, sauf à la fin où le modèle surestime la transpiration, ce qui a déjà été commenté. Sur la période pluvieuse, la contribution du sol nu, prévue par le modèle, est comparable, voire supérieure à la transpiration, mais, deux jours après la fin des pluies, elle devient négligeable. Sur l'ensemble des flux, la corrélation est plus faible qu'en calibration (tableau 4), mais on observe aussi une dispersion des mesures assez large lorsqu'il pleut. Mentionnons aussi que le modèle a tendance à surestimer le flux de chaleur latente le lendemain d'une pluie, puis à le sous-estimer les jours suivants. En terme de températures dans le sol, le modèle reproduit bien la dynamique (refroidissement après les pluies, puis réchauffement progressif après la fin des pluies), mais, comme en calibration, est plus froid. On peut espérer qu'en affinant la conductivité thermique du sol (au moins en surface), grâce à des analyses minéralogiques non encore exploitées, on pourra s'affranchir de ce problème.

La figure 5 montre les profils de teneur en eau prédits et observés sur la période pluvieuse. Contrairement à ce qu'on observait en calibration, le modèle infiltre beaucoup trop d'eau et il faut presque toute la durée de la simulation pour résorber ce surplus (qui peut expliquer en partie la surestimation de l'ETR, même si en fin de période, comme sur la première période de validation, le modèle a trop asséché le sol). Pour voir si ces différences sur les profils de teneur en eau pouvaient être expliqués par la présence de croûtes en surface (la conductivité hydraulique des couches 1 et 2 correspondait au sol non encroûté), nous avons divisé par 20 le K_{sat} de la couche 1 (2 cm d'épaisseur), toutes choses étant égales par ailleurs. Ceci correspond à un ordre de grandeur estimé par Vandervaere (1994, communication personnelle) sur ce site. Les profils correspondants sont en pointillés sur la figure 5. Dans ce cas, on diminue l'infiltration dans la zone racinaire et l'ETR totale est plus faible (tableau 5). On ne supprime néanmoins pas une dynamique trop rapide de l'ETR en fin de période, ce qui montre que les paramètres contrôlant les transferts dans la plante ne sont pas encore totalement satisfaisants. La modification des propriétés hydrauliques de



Figure 3 :

Évolution temporelle de la pluie cumulée (trait plein), de l'évapotranspiration cumulée observée (petits points) et calculée (tirets courts). On donne aussi les cumuls de transpiration (tirets longs) et d'évaporation sol nu (étoiles) calculés par le modèle. (a) Calibration du 14/09 au 04/10/1992, (b) Validation période 1 du 05 au 18/10/1992 (c). Validation période totale du 26/08 au 18/10/1992.

3



Figure 5 :

Comparaison des profils de teneur en eau calculés (trait continu) et observés à 10 GMT. Les * correspondent à la moyenne de 11 tubes et les + à un écart-type. Période totale de validation (26/08 au 18/10/1992) lors des épisodes pluvieux. Les traits continus en pointillés montrent les résultats du modèle lorsque la conductivité hydraulique à saturation a été divisée par 20 en surface.

la surface a surtout une influence sur le ruissellement (on passe de 2 à 40 mm) et la percolation est presque divisée par 2 (tableau 5). Ce test montre l'importance d'une bonne connaissance des propriétés de surface pour l'hydrologie de la zone. La croûte ne couvrant pas tout le site, on pourrait imaginer une pondération de l'infiltration entre sol encroûté et non encroûté. Compte tenu de la variabilité très forte des teneurs en eau, une approche stochastique serait aussi très intéressante.

CONCLUSIONS

Sur un site aussi complexe que la savane à gueira (végétation à deux niveaux. forte contribution du sol nu, forte variabilité spatiale des propriétés et de l'eau dans le sol), les résultats présentés ici montrent qu'un modèle unidimensionnel (qui assimile donc le sol à une entité homogène), après calibration, permet de reproduire de façon assez réaliste les flux atmosphériques et la dynamique de l'eau dans le sol, même si des progrès restent à faire en phase d'assèchement important du sol, et en présence de pluies intenses. Soulignons que, ces résultats encourageants, ont fortement bénéficié du travail expérimental effectué sur le terrain, qui a permis de caractériser de facon assez détaillée les différentes composantes du système (sol et végétation notamment), même si les transferts dans la végétation restent assez mal connus. Ce travail montre la complémentarité des approches expérimentales et de modélisation. Par exemple, l'utilisation de SiSPAT a permis de montrer l'importance qu'il fallait apporter à la caractérisation des états de surface et à leurs propriétés hydrodynamiques. On voit bien comment ces dernières conditionnent le devenir des précipitations. surtout dans un environnement pouvant être encroûté. Ces premiers résultats doivent bien sûr être affinés, et une approche stochastique, permettant de mieux tenir compte de la variabilité de l'eau dans le sol mérite d'être appliquée. Les répercussions sur la modélisation hydrologique de la zone, notamment sur la recharge des nappes, sont en effet importantes. L'effort de modélisation va être poursuivi sur couvert cultivé (mil) et on pourra mettre à profit l'expérience acquise sur la jachère.

Remerciements

Le premier auteur tient à remercier tous ses collègues qui lui ont permis de mener à bien ce travail en mettant à sa disposition les mesures qu'ils avaient recueillies. Ce travail a été financé par l'Insu (contrat Pamos).

BIBLIOGRAPHIE

- BRAUD I., DANTAS-ANTONINO A.C., VAUCLIN M., THONY J.L., RUELLE, P., 1994. A Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer model (SiSPAT) : development and field verification. J. Hydrol., in press.
- BROOKS R.H., and COREY A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media, Hydrology paper, 3, Colorado State University, Fort Collins.
- BRUTSAERT W., 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. Water Resour. Res., 11: 742-744.
- DANTAS-ANTONINO A.C., 1992. Modélisation des transferts de masse et de chaleur dans le système sol-plante-atmosphère.Influence de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol. Thèse de l'Université Joseph Fourier Grenoble I, Grenoble, France, 195 p.
- DEARDORFF J.W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. J. Geophys. Res., 20: 1889-1903.
- DE VRIES D.A., 1975. Heat transfer in soils, In : D.A. De Vries and N.H. Afgan (Editors), Heat and mass transfer in the biosphere, John Wiley and Sons, 5-28.
- FEDERER C.A., 1979. A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water. *Water Resour. Res.*, 15: 555-562.
- FUENTES, C., VAUCLIN M., PARLANGE J.Y., HAVERKAMP R., 1994a. Predicting the water retention curve from particle size distribution. IV determination of the water retention curve using fractal based model. Soumis à Transp. Por. Media.
- FUENTES C., HAVERKAMP R., VAUCLIN M., PARLANGE J.Y., 1994b. A note on the soil-water conductivity of a fractal soil. Soumis à Soil Sci.
- GARDNER W.A., 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Sci., 85 : 228-232.

- GASH J.H.C, WALLACE J.S., LLOYD C.R., DOLMAN A.J., SIVAKUMAR M.V.K., RENARD C., 1991. Measurements of evaporation from fallow sahelian savannah at the start of the dry season. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 117: 749-760.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BESSEMOULIN P., BROUWER J., DOLMAN
 A.J., ENGMAN E.T., GASH J.H.C., HOEPFFNER M., KABAT P., KERR Y.H., MONTENY B., PRINCE S.D., SAID F., SELLERS P., WALLACE J.S., 1994.
 Hapex-Sahel : a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. Ann. Geophysicae, 12 : 53-64.
- HORTON R., WIERENGA P.J., 1983. Estimating the soil heat flux from observations of soil temperature near the surface. Soil Sci. Soc. Am. J., 47: 14-20.
- LLOYD C.R., GASH J.H.C., SIVAKUMAR M.V.K., 1992. Derivation of the aerodynamic roughness parameters for a sahelian savannah site using the eddy correlation technique, Bound. Layer Meteorol., 58 : 261-271.
- MONTENY B.A., 1993. Hapex-Sahel 1992. Campagne de mesures du supersite central est. Synthèse sur les participations et résultats préliminaires. Orstom Montpellier, Avril 1993.
- PASSERAT DE SILANS A., 1986. Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle. Comparaison modèle-expérience. Thèse de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble, France, 205 p.
- PAULSON C.A., 1970. The mathematical representation of windspeed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, J. Appl. Meteorol., 9: 857-861.
- TACONET O., BERNARD R., VIDAL-MADJAR D., 1986. Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data. J. Clim. Appl. Meteorol., 25: 284-307.

- VANDERVAERE J.P., ANGULO-JARAMILLO R., PEUGEOT C., VAUCLIN M., 1994. Caractérisation hydrodynamique *in situ* des sols encroûtés. Journées Hydrologiques de l'Orstom, Montpellier, 13-14 Septembre 1994, 10 p.
- VAN GENUCHTEN M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44: 892-898.
- ZUR B., JONES J.W., BOOTE K.J. and HAMMOND L.C., 1982. Total resistance to water flow in field soybeans : II. Limiting soil moisture. Agronomy Journal, 74 : 99-105.

MODÉLISATION DES ÉCHANGES DE SURFACE DANS LES MODÈLES MÉTÉOROLOGIQUES

J.-F. MAHFOUF, J. NOILHAN

Résumé

Nous présentons ici une synthèse des développements effectués à Météo-France dans le cadre de la modélisation des échanges de surface pour la prévision du temps et du climat. Nous montrons comment les données des grandes campagnes d'observation (Hapex-Mobilhy 86, Arme 84, Efeda 91, Hapex-Sahel 92) ont été utilisées pour la validation et la calibration d'un schéma de surface, ainsi que pour définir des procédures de moyenne spatiale des propriétés de la surface.

¹Météo-France, CNRM 42, Avenue Coriolis, 31057 Toulouse cedex.

INTRODUCTION

Les champs météorologiques sont fortement influencés par les surfaces continentales car celles-ci freinent le vent, interceptent le rayonnement solaire et les précipitations. Il est donc impérieux de représenter les échanges de quantité de mouvement, d'énergie et de masse à l'interface sol-atmosphère en modélisation météorologique. Un problème spécifique à ces modèles est que l'on considère de grandes mailles horizontales allant de la dizaine de kilomètres (modélisation à mésoéchelle) à la centaine de kilomètres (modélisation globale) alors que les échanges de surface interviennent à des échelles spatiales très inférieures. On a donc recourt à une représentation implicite des processus *sous-maille*, ce que l'on désigne par paramétrisation. Afin de pouvoir être utilisées dans des modèles de climat où les paramètres caractérisant la surface sont à spécifier à l'échelle globale, et dans les modèles de prévision où se pose le problème de l'état initial, ces paramétrisations doivent être d'une complexité réduite.

On décrit dans cet article les différentes étapes conduisant à la mise en œuvre d'un schéma de surface dans un modèle météorologique. La première étape concerne le développement et la validation d'une paramétrisation par confrontation avec des mesures effectuées à l'échelle locale (chapitre suivant). Ensuite, l'interprétation de campagnes de mesures d'échelle régionale de type Hapex permet d'aborder le problème de la variabilité sous-maille (chapitre 3 : représentation des échanges à mésoéchelle et agrégation spatiale des propriétés de surface). Finalement, ces méthodes sont appliquées à la modélisation climatique (chapitre 4 : la modélisation climatique).

Cette présentation s'appuie sur les résultats obtenus avec le schéma de surface Isba (Interactions Sol Biosphère Atmosphère) développé à Météo-France.

VALIDATION À L'ÉCHELLE LOCALE

L'objectif de ce type de validation est de reproduire les flux de surface pour un état hydrique donné à une échelle spatiale où l'ensemble de l'information est mesurable. Comme on souhaite avant tout calibrer la fonction de transfert eau du sol-flux de surface, le modèle doit être initialisé avec un contenu en eau observé sur la tranche de sol qui contribue aux échanges de surface (quelques dizaines de centimètres dans le cas de sol nu, de l'ordre du mètre en présence de végétation). Pour les mêmes raisons, on s'intéresse aux longues séries de mesures (de la semaine jusqu'au cycle annuel) afin de décrire des variations significatives du bilan hydrique. Saturation, drainage, assèchement et recharge du sol sont des phases cruciales du bilan hydrique qu'un schéma de surface doit reproduire. La simulation de l'évapotranspiration réelle est un élément clé de la validation, en particulier la modélisation des différentes composantes du flux de chaleur latente : évaporation à la surface du sol, transpiration, évaporation de l'eau interceptée et

de la rosée sur la végétation. Pour un état hydrigue donné, les échanges dépendent du type de sol et de végétation si bien que les schémas utilisés en météorologie doivent être confrontés aux associations type de sol-type de végétation les plus représentatives à l'échelle globale, associations que l'on désigne parfois sous le terme de biome : forêts boréales et tropicales, cultures des zones tempérées, savanes, déserts. Le mode de validation le plus courant et le plus simple est le mode forcé pour leguel le forcage atmosphérique est imposé au modèle (température et humidité de l'air, vent, flux radiatifs incidents) qui en retour simule des flux de surface (ravonnement net, flux de chaleurs sensible et latente, flux dans le sol) devant être comparés aux observations disponibles. Dans le cas d'Isba, la texture du sol et sa profondeur doivent être spécifiées. De plus, il faut prescrire les valeurs de l'albédo (α), de l'émissivité (ϵ), de la rugosité dynamique (Z_a), de l'indice foliaire (LAI), d'une valeur de la résistance de surface minimum de la végétation (R_{min}) et de la fraction de sol recouvert par la végétation (veg). Ces deux derniers paramètres sont souvent utilisés pour ajuster au mieux les sorties du modèle aux données. Isba a été calibré sur de nombreux ieux de données comme indiqué dans le tableau 1.

Les données Hapex-Mobilhy 86 ont permis de vérifier la simulation du contenu en eau du sol sur de longues périodes (quelques mois à un an) sur des sites de cultures. Ces simulations de l'évaporation et de l'eau du sol ont servi de base pour développer une méthode d'initialisation de l'eau du sol dans les modèles météorologiques. D'autre part, les données d'Hapex-Mobilhy 86 ont permis d'examiner en détail les cycles diurnes sur la forêt landaise et les cultures et de calibrer Isba afin de reproduire correctement l'interception des précipitations par les cultures, le contrôle de la transpiration de la forêt en présence d'une atmosphère trop sèche, ou la réduction de la transpiration de cultures suite à leur maturation. Les données de sol nu (Avignon 84 et Efeda 91) ont servi à aborder le problème difficile de la paramétrisation de l'évaporation à la surface du sol. Diverses formulations ont été comparées. Dans le cas de sols très secs (Efeda 91), la calibration d'Isba a révélé la nécessité de représenter les échanges d'eau en phase vapeur dans le sol.

Les données d'Hapex-Sahel 92 permettent d'aborder la représentation des échanges de surface dans le cas de couverts épars de type savane, et certainement de cerner les limites d'Isba qui n'utilise qu'un seul bilan d'énergie pour représenter le sol, et les strates herbacée et arbustive. La figure 1 illustre la capacité du schéma Isba à reproduire un cycle diurne des différentes composantes du bilan d'énergie sur le site central est (Banizoumbou) de cette campagne. Enfin, les données collectées sur la forêt amazonienne pendant deux années (Arme 84-85) permettent de calibrer le module d'interception d'Isba sur une région où la réévaporation de l'eau interceptée joue un rôle important sur le cycle de l'eau atmosphérique.

Enfin, indiquons qu'un ensemble d'intégrations annuelles d'Isba ont été réalisées dans le cadre des programmes d'intercomparaison internationaux Slaps et Pilps permettant ainsi d'apprécier la forte dispersion des flux prévus par les paramétrisations les plus courantes, résultat plaidant un peu plus pour l'utilisation de données réelles.

Tableau 1

Synthèse des validations à l'échelle locale du schéma de surface Isba

Référence	Données	Échelle de Temps	Types de sol-végétation
Noilhan-Planton	Hapex-Mobilhy 86	Jours clairs	Cultures/Limon-sable
Jacquemin-Noilhan	Hapex-Mobilhy 86	Jours clairs	Forêt pin/Sable
Mahfouf-Jacquemin	Hapex-Mobilhy 86	Jours pluvieux	Cultures/Limon-sable
Mahfouf (BLM, 90)	Hapex-Mobilhy 86	Mois	Cultures/Limon-sable
Mahfouf-Noilhan (CNRM, 94)	Hapex-Mobilhy 86	Année	Soja/Limon
Mahfouf-Noilhan (JAM, 91)	Avignon 84	Semaine	Sol nu/Limon
Braud et al.	Efeda 91	Quinzaine	Sol nu/Limon
(BLM, 93) Giodani et al. (AFM, 95)	Efeda 91	Mois	Sol nu/Limon
Germain (CNRM, 91)	Fife 87	Jours clairs	Prairie/Limon
Manzi (CNPM 93)	Arme 84	Année	Forêt Amazonie/Limon
Noilhan et al. (ECMWF, 92)	Arme 84	Deux années	Forêt Amazonie/Limon
Mahfouf	Hapex-Sahel 92	Journée	Savane/Sable
Braud-Noilhan (CNRM, 94)	Hapex-Sahel 92	Mois	Savane/Sable



Bilan d'énergie observé (station de mesure de flux CNRM/4M) et modélisé par le schéma Isba pour la journée du 9 octobre 1992 sur une jachère à Guiéra durant la campagne Hapex-Sahel 92.

REPRÉSENTATION DES ÉCHANGES À MESOÉCHELLE ET AGRÉGATION SPATIALE DES PROPRIÉTÉS DE SURFACE

L'objectif principal des programmes Hapex (Hapex-Mobilhy, Hapex-Sahel, Efeda) est de tester une paramétrisation de surface qui soit représentative des échanges à l'échelle de la taille de maille des modèles globaux, soit au moins 100 km. La validation *agrégée* d'Isba a pu être réalisée par rapport aux données de Hapex-Mobilhy et de Efeda (réseau de surface, données aéroportées, radiosondages), en utilisant les propriétés effectives de la surface. Elles sont définies comme moyennes arithmétiques pour la fraction de végétation et l'indice foliaire, moyenne logarithmique pour la longueur de rugosité, et moyenne harmonique pour la résistance stomatique. Une représentation agrégée de la texture du sol basée sur la moyenne des pourcentages d'argile et de sable a pu être examinée. La figure 2 montre la qualité des résultats du schéma Isba *agrégé* par rapport à celle de l'approche classique où ne sont considérées que les propriétés *dominantes* de la végétation et du sol. Sur cette figure, on compare la simulation d'un flux d'évaporation agrégé (courbe 1) au cumul d'évaporation observé pendant 25 jours au cours d'Hapex-Mobilhy. L'observation représente une moyenne pondérée de l'évaporation observée sur la forêt landaise et sur une zone de cultures environnantes (12 stations de flux). Le flux agrégé est simulé par le schéma Isba utilisant des paramètres représentatifs de la variabilité spatiale de la végétation (forêt landaise et cultures) et du sol (sable et limon) dans le carré Hapex-Mobilhy. Si la variabilité sous-maille n'est pas décrite au profit d'un type dominant (ici, la forêt), alors le flux d'évaporation est sous-estimé sur la période considérée (courbe 2). La courbe 3 donne le cumul de l'évaporation potentielle simulée par Isba si les sols étaient saturés.



Figure 2 :

Évaporation cumulée pour le carré Hapex-Mobilhy : moyenne des observations (barres verticales), simulation utilisant les propriétés agrégées de la zone Hapex (courbe 1), simulation utilisant les propriétés du type dominant de surface (courbe 2), simulation supposant la surface saturée (évaporation potentielle) (courbe 3).

LA MODÉLISATION CLIMATIQUE

Le schéma de surface Isba a été introduit dans les modèles circulation générale de l'atmosphère de Météo-France (d'abord dans le modèle Emeraude et à présent dans le modèle Arpege) pour simuler le climat présent et d'éventuels changements climatiques (augmentation des gaz à effet de serre, déforestations tropicales...).

La méthodologie retenue pour coupler le modèle atmosphérique au schéma de sol-végétation, s'est largement appuyée sur les développements réalisés à mésoéchelle et à l'échelle locale. Ce couplage nécessite dans un premier temps la spécification à l'échelle globale sur la grille du modèle des divers paramètres dont le schéma a besoin pour caractériser la surface. Actuellement la taille de maille des modèles de climat est comprise entre 300 et 600 km. Il existe diverses climatologies caractérisant les types de sol et de végétation sur l'ensemble du globe : la résolution de ces bases de données (issues d'atlas pédologiques et géographiques) est d'environ 100 km. Dans le modèle Arpege nous avons utilisé la classification de la végétation proposée par WILSON et HENDERSON-SELLERS (1985) dans laquelle les 53 types initiaux sont regroupés en 15 classes.

Dans un premier temps une table de correspondance permet de passer de ces types aux divers paramètres du schéma (veg, LAI, α , Z_0 , R_{smin}) à la résolution d'un degré carré. Elle est établie en utilisant au maximum les mesures et les calibrations locales du schéma effectuées dans le cadre des expériences de type Hapex sur des écosystèmes contrastés.

Dans un second temps on passe de cette résolution *fine* à la résolution plus grossière du modèle en utilisant les définitions de paramètres effectifs issues de la modélisation à mésoéchelle (NOILHAN et LACCARÈRE, 1995). Pour l'estimation de la texture des sols la classification de WILSON et HENDERSON-SELLERS (1985), qui ne fournissait que des informations qualitatives, a été abandonnée au profit de celle, plus récente, de WEBB *et al.* (1991) qui définit directement les pourcentages de sable et d'argile nécessaires pour estimer les coefficients thermohydriques du schéma.

L'information satellitale est également utilisée pour cartographier l'albédo du sol nu à partir des données Météosat (DEDIEU *et al.* 1987) et NOAA 4 (GELEYN et PREUSS, 1983) ainsi que pour saisonnaliser (affecter une valeur différente mois par mois) l'indice foliaire et la fraction de végétation en utilisant les indices globaux de végétation (GVI) élaborés à partir des données NOAA/AVHRR.

Le gain apporté par une représentation plus détaillée des surfaces continentales peut être apprécié en comparant la simulation, pour le climat présent, des composantes des bilans hydrique et énergétique en surface à des climatologies observées. On se heurte actuellement à un manque de données à l'échelle globale pour ces quantités. En dehors des précipitations et des températures à 2 mètres qui sont des paramètres directement mesurés, des quantités telles que l'eau du sol ou le rayonnement net font appel à des modèles ou à des formules empiriques. Les analyses des grands centres de prévision météorologique (CEPMMT, NMC) fournissent tous les termes des bilans énergétique et hydrique en surface, mais le rapport observation sur modèle est faible. Si on accepte une information plus régionale ou locale, on se heurte à un problème de représentativité spatiale. À l'échelle d'un grand bassin relativement homogène comme l'Amazonie les mesures ponctuelles sont supposées représentatives d'une échelle spatiale plus grande. C'est ainsi que les résultats de la campagne de mesure Arme 84 sont souvent utilisés pour évaluer les performances des modèles de climat sur la forêt tropicale d'Amazonie. Le schéma de surface Isba est dans cette zone capable de maintenir un taux d'évaporation à peu près constant durant toute l'année en accord avec les estimations de SHUTTLEWORTH (1988) alors que la plus faible réserve utile du schéma de surface opérationnel de Météo-France conduit à une forte réduction de l'évaporation en période sèche (figure 3).

Cette étape franchie, on peut étudier la réponse du cycle de l'eau à une modification des conditions de surface à l'échelle continentale (déforestation, désertification). Les résultats produits par les divers modèles sont loin de converger et un examen approfondi des diverses boucles de rétroactions doit être fait. Il semble notamment que les interactions de la surface avec la convection soient au cœur des divergences entre les modèles.



EVAPORATION DE SURFACE Foret d'Amazonie

Figure 3 :

Modélisation du cycle annuel de l'évaporation de surface sur la forêt d'Amazonie avec le modèle de circulation générale de Météo-France incluant ou non le schéma de sol-végétation Isba. L'estimation de ce terme par SHUTTLEWORTH (1988) à partir des données de la campagne Arme 84 est également reportée.

CONCLUSION

Les campagnes de type Hapex ont permis de faire progresser de manière importante la paramétrisation des transferts hydriques et énergétiques entre le sol et l'atmosphère dans les modèles météorologiques. Le cycle diurne du bilan d'énergie a ainsi pu être documenté de façon détaillée sur des écosystèmes variés. La spatialisation des flux a été abordée en utilisant la modélisation à mésoéchelle préalablement validée, grâce notamment aux mesures aéroportées. Il semble possible de définir des paramètres agrégés pour les propriétés de la végétation et le sol (malgré la présence de plus fortes non-linéarités), afin d'estimer le flux d'évaporation moven d'une maille de 100 km de côté. Par contre, l'évaluation du cycle annuel des divers termes du bilan hydrique est plus difficile. En effet, les périodes de mesure des flux de surface ont été limitées à 2 mois au cours des campagnes Hapex. Pour le climat, on manque actuellement de données de validation à l'échelle d'intérêt pour mieux quantifier les faiblesses des modèles de circulation générale. Il apparaît nécessaire de s'orienter vers l'utilisation de paramètres agrégés comme le ruissellement, déduit de la mesure du débit des grands fleuves, ou des flux moyens intégrés des mesures Hapex. Ces constatations plaident donc en faveur de la mise en place de campagnes de mesures à long terme visant à mieux documenter l'hydrologie de surface. C'est l'objectif que se proposent d'atteindre le programme GCIP à l'échelle du bassin du Mississipi et le programme Gewex France au niveau du bassin rhodanien.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDRÉ JC., GOUTORBE JP., PERRIER A., 1986. Hapex-Mobilhy: A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 67, 138-144.
- BRAUD I., NOILHAN J., BESSEMOULIN P., MASCART P., HAVERKAMP R., VAUCLIN M., 1993. Bare ground surface heat and water exchanges under dry conditions : Observations and parameterization. *Bound. Layer Meteor.*, 66, 173-200.
- DEDIEU G., DESCHAMPS P.Y., KERR Y.H., 1987. Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the earth and of surface albedo using a physical model applied to Meteosat data. J. Climate Appl. Meteor., 26, 79-87.
- GELEYN JF., PREUSS H.J., 1983 : A new data set of satellite derived surface albedo values for operational usc at ECMWF Arch. Met. Geoph. Biocl. Ser A, 32, 353-359.
- GERMAIN MJ., 1990. Validation d'une paramétrisation des échanges de surface sur différents types de végétation. Technical report, CNRM/ EERM.
- GIORDANI H., 1991. Représentation des échanges de surface dans les modèles météorologiques. Technical report, CNRM, 31057, Toulouse, France. 72 p.
- GOUTORBE JP., LEBEL T., TINGA A., BESSEMOULIN P., BROUWER J., DOLMAN AJ., ENGMAN ET., GASH JHC., HOPFFNER M., KABAT P., KERR YH., MONTENY B., PRINCE S., SAID F., SELLERS P., WALLACE JS., 1994 : Hapex-Sahel : a large-scale study of land-atmosphere interactions in semi-arid tropics. Ann. Geophysicae, 12, 53-64.
- JACQUEMIN B., NOILHAN J, 1990. Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the Hapex-Mobilhy data set. *Bound. Layer Meteor.*, 52, 93-134.

- MAHFOUF JF., 1990: A numerical simulation of the surface moisture budget during Hapex-Mobilhy. *Bound. Layer Meteor.*, 53, 201-222.
- MAHFOUF JF., JACQUEMIN B, 1989 : A study of rainfall interception using a land surface parameterization for mesoscale meteorological models. J. Appl. Meteor., 28, 1282-1302.
- MAHFOUF JF., NOILHAN J, 1991. Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in-situ date. J. Appl. Meteor., 30, (9), 1354-1365.
- MANZI A.O., 1993. Introduction d'un schéma des transferts sol-végétationatmosphère dans un modèle de circulation générale et application à la déforestation amazonienne. PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, France. 229 p.
- NOILHAN J., LACARRÈRE P., 1995. GCM Gridscale evaporation from mesoscale modelling. J. Climate,. (accepted).
- NOILHAN J., MAHFOUF JF., MANZI A., PLANTON S., 1993. Validation of landsurface parameterizations. Developments and experiments at the French Weather Service. In Validation of the models over Europe, 125-158, Shinfield Park, Reading (UK). ECMWF.
- NOILHAN J., PLANTON S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 536-549.
- SHUTTLEWORTH WJ., 1988. Evaporation from Amazonian rainforest. Proc. Roy. Soc. London, B233, 321-346.
- WEBB RS., ROSENZWEIG CE., LEVINE ER., 1991. A global data set of soil particle size properties. Technical Report 4286, Nasa, GISS, New-York. 34 p.
- WILSON MF., HENDERSON-SELLERS A., 1985. A global archive of land cover and soils data sets for use in General Circulation Climate Models. J. Climatol., 5, 119-143.

LES INTERACTIONS SURFACE CONTINENTALE-ATMOSPHÈRE EN MILIEU SAHÉLIEN. PASSAGE DE L'ÉCHELLE STATIONNELLE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE

B.A MONTENY¹, J.P. LHOMME¹, A. CHEHBOUNI¹, M. AMADOU², D. TROUFLEAU³, J.P. BRUNEL¹, P. BESSEMOULIN⁴, M. SICOT¹, S. GALLE¹, C. LLOYD⁶, F. SAID⁵.

Résumé

L'un des objectifs d'Hapex-Sahel est l'étude des interactions entre la surface continentale et l'atmosphère pour caractériser la *climatologie à la méso-échelle* du milieu sahélien (GOUTORBE *et al.* 1992, 1993, 1994). Afin de mieux paramétriser ces interactions à cette échelle, il est nécessaire d'appréhender :

- l'effet de la biosphère sur les caractéristiques climatiques ;
- l'impact des conditions climatiques sur le fonctionnement de la biosphère.

Les résultats stationnels des mesures de flux de vapeur d'eau, de chaleur sensible et de CO_2 montrent qu'en fonction de la distribution des précipitations donc des stocks d'eau disponible, la végétation se développe et accroît ses surfaces d'échange. La quantité de matière organique produite provient d'un prélèvement du CO_2 atmosphérique, parallèlement à un transfert de vapeur d'eau de l'écosystème vers l'atmosphère. Ces échanges conduisent à une augmentation de la quantité de vapeur atmosphérique et à une réduction de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère.

Avec l'épuisement du stock hydrique du sol, l'activité physiologique du système végétal se réduit, se traduisant par une réduction des échanges de vapeur d'eau et de CO_2 et une augmentation des transferts de chaleur sensible vers l'atmosphère.

¹Orstom, Hydrologie, BP 5045, 34032 Montpellier, France.

²Inran, BP 429, Niamey, Niger.

³Cemagref, BP 5095, Montpellier, France.

⁴CNRM, Toulouse, France.

⁵Laboratoire Aérologie, Univ. P. Sabatier, Toulouse, France.

⁶Institut of Hydrology, Wallingford, U.K.
Les variations spatiales pour les divers échanges des systèmes biologiques composant la biosphère sahélienne sont intégrées dans les paramètres physiques de la couche limite de surface régionale (C.L.S.). En effet, les résultats montrent que la masse d'air située au-dessus des surfaces d'échange somme, dans ses caractéristiques physiques, l'apport des différents flux et donne une valeur surfacique pondérée, définissant le climat à la mésoéchelle.

Le suivi des paramètres physiques de cette couche limite de surface régionale permet d'évaluer l'importance des échanges entre la biosphère sahélienne et l'atmosphère par intégration spatio-temporelle des flux (passage de l'échelle stationnelle à la région). La couche limite de surface, en équilibre avec la couche limite sahélienne (C.L.Sah), est un intégrateur de grande échelle des interactions entre la surface sahélienne et l'atmosphère.

INTRODUCTION

Les échanges d'énergie des différentes surfaces influencent les paramètres physiques des masses d'air de la couche limite de surface. L'importance de ces échanges est fonction de la fraction d'énergie disponible (= rayonnement net moins flux conductif : Rn–G) au niveau des surfaces. Quant à la répartition de cette quantité d'énergie en chaleur latente (évaporation) et en chaleur sensible, elle dépend principalement de l'état de développement des couverts végétaux et de la disponibilité en eau du sol. Ces derniers éléments sont des variables d'état qui conditionneront les divers processus de fonctionnement et d'échange à l'interface de la surface continentale-atmosphère en zone sahélienne. La figure 1 montre le couplage entre le cycle de l'énergie et le cycle de l'eau et leurs implications entre la surface et l'atmosphère.



Figure 1 : Couplage entre le cycle de l'énergie et de l'eau.

L'objectif de ce travail est de présenter une première analyse du comportement de la surface sahélienne et son interaction avec l'atmosphère. Elle passe par l'étude des bilans radiatifs et énergétiques des surfaces représentatives de la région. L'évolution de leurs échanges au cours du cycle de croissance et en phase d'épuisement du stock hydrique du sol fournit des informations quant à leur implication au niveau des caractéristiques des masses d'air de la couche limite de surface. L'intégration des échanges de masse et d'énergie des surfaces (chaleurs latente LE et sensible H et assimilation de CO_2) se retrouve au niveau des paramètres physiques de la couche limite de la région sahélienne (humidité e, température Ta et concentration de gaz carbonique). L'étude de ces caractéristiques de l'atmosphère (valeurs pondérées) représentant l'ensemble des surfaces permet une estimation régionale des flux en utilisant certaines formes des équations de conservation intégrées. (LHOMME *et al.* 1994c).

Méthodes

 Le bilan radiatif général au niveau d'une surface correspond à la densité du flux radiatif net ou rayonnement net en Wm⁻² ou MJm⁻²j⁻¹:

$$Rn = Rg - Rr + \varepsilon Ra - \varepsilon \sigma Ts^4$$

- Rg : rayonnement solaire reçu au sol ; Rr : rayonnement réfléchi par la surface ;
- Ra : rayonnement atmosphérique et Ts température de surface.

L'évaluation précise des bilans radiatifs des surfaces est assez complexe et se trouve conditionnée par la variabilité de certains facteurs comme les caractéristiques de la surface ou des propriétés de l'atmosphère. Le rayonnement net est le terme prépondérant du bilan d'énergie pour l'étude des échanges de masse et de chaleur.

— Le bilan d'énergie d'un système sol-végétation en équilibre avec la masse d'air correspond à la somme des échanges convectifs et conductifs entre le système et l'atmosphère. La répartition de l'énergie disponible s'exprime (Wm⁻² ou MJm⁻²j⁻¹):

 $Rn-G=L.E+H+\mu P+(S)$

avec :

- L.E: densité de flux de chaleur latente ;
- H: densité de flux de chaleur sensible ;
- G : densité de flux de chaleur conductif dans le sol ;
- μP : densité de flux d'énergie fixée par la photosynthèse ;
- S: densité de flux de chaleur latente et sensible stockée par le volume végétal, qui est négligeable.

X^e journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994

En pratique, cette méthode nécessite la connaissance du rayonnement net et du flux de chaleur dans le sol ; elle permet d'estimer l'évaporation du système sol-végétation par la mesure des gradients de température et de pression de vapeur d'eau situés au-dessus du couvert dans la couche limite de surface du système. La stratégie adoptée pour appréhender les flux des surfaces hétérogènes comme celles des zones semi-arides consiste à positionner correctement les capteurs. La non prise en compte de cette caractéristique d'hétérogénéité des couverts aboutit à réaliser des mesures de flux qui ne sont pas nécessairement représentatives de la surface considérée, mais plutôt de certaines aires sources de la surface à recouvrement non uniforme. Ces aires sources de la surface influencent les caractéristiques de l'air en fonction du degré d'hétérogénéité de la végétation éparse. Les paramètres physiques de la masse d'air, pour être représentatifs du mélange de chaleur et de vapeur des différentes aires sources de la surface, doivent être mesurés à une hauteur suffisamment élevée dans la couche limite de surface pour intégrer une plus large surperficie. Pour ce faire, les stations de mesure des flux au sol sont positionnées sur des grandes étendues de végétation représentatives de la région (surface de savane : 1 km² et champ cultivé en mil : 0,6 km²). Ils comprennent un ensemble de capteurs installés à 12 mètres du sol pour la mesure des paramètres nécessaires à la détermination du bilan radiatif et entre 5 et 9 mètres pour les paramètres évaluant le bilan énergétique des surfaces. Les capteurs en position haute intègrent une surface hétérogène plus importante et donnent une valeur pondérée plus représentative des propriétés de la surface. La méthode utilise le rapport de Bowen pour le calcul des valeurs des flux de vapeur d'eau, de CO, et de chaleur sensible.

La grande variabilité de la quantité d'énergie solaire atteignant la surface du sol d'un couvert épars nécessite la mise en place d'un dispostif de plusieurs capteurs pour estimer correctement le flux conductif moyen.

Les données ont été collectées durant la période d'observation intensive d'août à octobre 1992 de l'expérience Hapex-Sahel. (MONTENY, 1992).

— L'évaluation de l'évaporation d'une surface peut être réalisée par différentes équations dont celle de Priestley et Taylor (1972) qui tient compte essentiellement de la quantité d'énergie disponible selon l'expression :

$$L.E = \alpha^* LEo = \alpha^* (\Delta / \gamma + \Delta)^* (Rn - G)$$
$$\frac{1 + (\gamma / \gamma + \Delta)^* (rc / ra)}{1 + (\gamma / \gamma + \Delta)^* (rv / ra)}$$

avec :

et LE_{a} = évaporation standard.

Le coefficient α est l'expression du rapport des résistances aux transferts de chaleur et de vapeur d'eau entre la surface et l'atmosphère. La valeur de α peut être reliée à l'évolution de la disponibilté en eau du sol (Monteny et Casenave, 1989, Monteny et al., 1994).

RÉSULTATS

La quantité d'énergie disponible (Rn–G) varie en fonction des propriétés de la surface réceptrice : selon le type de végétation, cette fraction d'énergie rapportée à l'énergie solaire incidente évolue dans le temps selon le degré de développement des couverts et du recouvrement du sol comme le montre la figure 2.



Figure 2 : Relation entre le rayonnement solaire reçu au sol et la fraction d'énergie disponible Rn–G au niveau des surfaces.

Pour la surface de savane tout comme pour la surface cultivée en mil, le faible recouvrement du sol sableux l'expose directement au rayonnement solaire et les pertes par réflection et émission de rayonnement sont élevées. L'énergie disponible au niveau d'une surface cultivée représente 43-48 % du rayonnement solaire ; elle est légèrement supérieure au-dessus d'une savane (53-58 %) où les débris végétaux et arbustes de *guiera* couvrent partiellement la surface du sol. La non linéarité de la relation provient des effets d'ombrage des plants de végétation haute, aux angles solaires inférieurs à 60° .

La fraction d'énergie disponible est répartie selon les deux processus d'échange : flux de vapeur d'eau et flux de chaleur sensible. Cette répartition dépend du développement du couvert végétal et de son recouvrement, du stock hydrique dans la zone explorée par le système racinaire et de l'humidité de la surface du sol. Pour la journée 261, l'évolution horaire de la fraction évaporative, définie comme le rapport LE/Rn–G, du site savane et du site champ de mil est quasi identique alors que les couverts végétaux sont en phase de croissance active avec un stock hydrique du sol égal à 90 % de la fraction d'eau utilisable. L'évaporation moyenne journalière représente 73 % de la quantité d'énergie disponible, valeur élevée en raison de la participation de l'humidité de la surface du sol au processus d'évaporation qui peut représenter 20 à 30 % du total juste après la pluie (figure 3).

Avec l'épuisementt du stock hydrique du sol, l'activité stomatique exerce un frein à la transpiration des feuilles. Cette augmentation de la résistance de surface des couverts végétaux *rv* réduit les échanges de vapeur d'eau de la surface. (LHOMME *et al.* 1994a, b). En outre, la surface du sol ne participe plus au processus de transfert de vapeur d'eau (figure 4).



Figure 3 : Évolution horaire de la fraction évaporative de deux surfaces bien alimentées en eau pour la journée 261 (17 sept.).



Figure 4 : Évolution horaire de la fraction évaporative de deux surfaces en condition de manque d'eau pour la journée 282 (8 oct.).

L'assimilation photosynthétique de la surface de savane suit partiellement l'évolution des échanges de transpiration foliaire puisque le gaz carbonique emprunte la même voie mais en sens inverse. La figure 5 montre d'une part l'évolution de la photsynthèse nette dans le cas d'un couvert bien alimenté en eau (265 à 273) et d'autre part en période de déficit hydrique (278 à 282) avec réduction rapide de l'assimilation de CO2. La diminution de la disponibilité de la réserve hydrique du sol affecte les échanges, conduisant à une élévation de la température. Ainsi, l'assimilation photosynthétique journalière décroît davantage (278 à 282) sous l'effet dépressif des températures élevées qui accroissent la respiration totale de la biosphère. La réduction des transferts de vapeur d'eau par fermeture stomatique est compensée par une augmentation du transfert de chaleur sensible avec accroissement de la température de la surface et donc de l'air. L'effet rétroactif de cette augmentation de la température crée au voisinage immédiat de la biosphère des conditions de sécheresse de l'air plus élevées affectant la physiologie de certaines plantes. Le bilan carboné journalier du système devient dès lors négatif, correspondant à la phase de sénescence du système végétal. Ainsi le couvert végétal, influencé par la disponibilité en eau du sol, joue un rôle important dans le contrôle des échanges de vapeur d'eau et de gaz carbonique, affectant l'humidité et la concentration de CO, atmosphérique.





En considérant l'évolution globale des fractions évaporatives des différentes surfaces, elles présentent un comportement assez identique au cours de la période d'observation. Les pluies successives sur une période de 3 semaines du 6 au 30 août (TAUPIN *et al.* 1992) favorisent la levée progressive des plantes annuelles et de leur croissance formant les couverts végétaux. Près de 70 % de la quantité d'énergie disponible durant cette période est ainsi transférée sous forme de vapeur d'eau vers l'atmosphère quel que soit le type de végétation au cours de la phase de croissance (figure 6).

L'épuisement progressif de la fraction d'eau utilisable du sol réduit les transferts de vapeur d'eau et les pompages de CO_2 atmosphérique par les couverts végétaux. L'évaporation relative LE/LE0 diminue dès que la disponibilité en eau S-Sm dans les premiers 0,60 m de sol atteint 60-70 % de la quantité d'eau totale utilisable S/Sm (figure 6).



Figure 6 : Évolution de la fraction évaporative des diverses surfaces au cours de leur phase de développement et croissance.



Figure 7 : Évolution de la fraction d'évaporation LE/LE0 en fonction de la disponibilité hydrique du sol de la savane.

Ainsi, après les pluies, la demande climatique contrôle les échanges de vapeur d'eau de la surface sol-végétation. Avec la réduction progressive de l'humidité à la surface du sol, la biosphère régule les échanges de vapeur d'eau en fonction de son activité physiologique. Dès lors, l'évaporation est sous le contrôle de la réserve hydrique du sol. Le couplage entre le bilan de masse d'eau atmosphérique et celui de la surface passe donc par une évaluation correcte de cette disponibilté en eau du sol.

Le suivi du stock hydrique du sol en différents points de la zone montre bien une réduction importante entre les jours 260 et 281 quel que soit le type de système végétal présent en surface (figure 8). L'épuissement observé du contenu en eau du sol est général. Le point JO8 correspond à une aire d'épendage des écoulements venant des jupes et du plateau.



Figure 8 : État du stock hydrique du sol à 3 dates pour un transect de 3,5 km dans la zone d'étude.

La réduction de la fraction d'eau disponible pour l'ensemble des surfaces affecte les transferts de toutes les surfaces de la zone (sol + couverts végétaux) comme observé précédemment au niveau des sites de mesures (figure 6).

Cette évolution est également constatée au niveau des données des mesures de flux aéroportés (jours 261 et 282) intégrant une distance de 20-25 km dans la couche limite de surface (figure 9).

La caractéristique générale observée est l'affaiblissement entre ces deux dates des transferts de vapeur d'eau entre la surface et l'atmosphère confirmant l'épuisement généralisé du stock hydrique du sol sur l'ensemble de la zone d'étude qui est bien le paramètre déterminant contrôlant les échanges de vapeur d'eau.



Flux de vapeur d'eau au niveau des surfaces savane et champ de mil et les données de flux aéroportés pour les deux journées spécifiques. (SAID et al. 1992).

Les profils des caractéristiques physiques de la couche limite sahélienne (figure 10) démontrent clairement pour deux jours caractéristiques, l'impact de la réduction de la disponibilité en eau des sols sur les quantités de vapeur d'eau dans la couche limite. Le rapport de mélange passe de 15g/kg à 10g/kg sur une hauteur de 1 300-1 400 mètres correspondant à la couche limite sahélienne.





En région sahélienne, la connaissance correcte de la fraction d'eau utilisable du sol et de son évolution doit être considérée comme une variable d'état déterminante pour l'évaluation de l'évaporation régionale (MONTENY et al 1994). Les variations spatio-temporelles du stock hydrique du sol jouent peu du fait de l'intégration des échanges dans les paramètres physiques de l'atmosphère. Par ailleurs, le suivi de la signature de deux paramètres physiques (vapeur d'eau et CO₂) de la couche limite de surface montre clairement une réduction progressive de l'humidité et un accroissement de la concentration en gaz carbonique (figure 11). En raison de l'épuisement de l'eau dans la zone racinaire des couverts végétaux, l'activité physiologique de la biosphère conduit à un rééquilibrage de la répartition de l'énergie disponible : réduction des échanges de vapeur d'eau et de CO₂, augmentation des échanges de chaleur sensible conduisant à un rééquilibrage climatique. La concentration atmosphérique de ces variables physiques représente une valeur moyenne surfacique de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres carrés, lissant les hétérogénéités spatio-temporelles de la surface.



Figure 11 :

Évolution de la signature physique de l'humidité et de la concentration de CO₂ dans la couche limite de surface au cours de la période de déstockage hydrique du sol.

À la méso-échelle, l'évolution de certains paramètres physiques de la couche limite de surface tels que l'humidité de l'air et la concentration en CO_2 met bien en évidence le couplage entre la disponibilité en eau du sol et l'intensité des

différents échanges au niveau de la biosphère (figure 12). Le bilan de masse d'eau de la branche atmosphérique du cycle hydrologique montre bien une décroissance continue au cours cette période.



Figure 12 : Évolution de la tension de vapeur d'eau en deux points distants de 54 km.

Le degré carré de la région sahélienne où les travaux ont été réalisés peut-il être considéré comme une unité hydrologique relativement uniforme avec des variables d'état représentatives à cette échelle ? La comparaison entre les données des tensions de vapeur d'eau mesurées dans le site sud (LLOYD, 1994) et les données observées sur le site central est, distant de 54 km l'un de l'autre à vol d'oiseau, montre une fluctuation quasi identique avec des très faibles écarts, indiquant le caractère relativement homogène des caractéristiques physiques de la couche limite de surface sahélienne. Tout indique un même fonctionnement des surfaces.

Ainsi, l'évaporation de la zone peut être modélisée à partir d'une équation du type Prietley-Taylor adaptée pour cet ensemble sur la base d'une variable d'état pondérée comme le stock hydrique du sol, évalué à partir des différences de températures surface-air (MONTENY *et al.* 1994) ou à partir d'un modèle bicouche également basé sur les différences de températures (LHOMME et MONTENY, 1993).

Au Sahel, le suivi de l'évolution de certains paramètres physiques de la couche limite de surface permet le passage d'échelle compte tenu de l'atténuation des variations spatiales. Le couplage entre le bilan de masse d'eau de la branche atmosphérique et celui de la surface sahélienne conduirait à réaliser le bilan hydrologique de la région.

CONCLUSION

En raison du mode de distribution des précipitations au cours de l'année 92, les couverts végétaux ont pu se mettre en place et croître dans des conditions hydriques très satisfaisantes. Toutefois, la succession des diverses espèces composant la strate herbacée de la savane n'a pas été complète, suite à une saison des pluies courtes. Les conditions de fortes humidités du sol n'ont pas permis de mettre en évidence des différences notables des échanges énergétiques entre les surfaces sur les paramètres physiques de la couche limite et donc sur le climat. Les échanges de vapeur d'eau se situent entre 70-75 % de l'énergie disponible durant la période humide, la participation de la surface du sol au processus d'évaporation étant prise en compte. De ce fait, une certaine stabilité des conditions climatiques à la méso-échelle est observée même si la répartition des précipitations varie dans le temps et l'espace.

Après la saison des pluies, la disponibilité en eau dans la zone racinaire induit un contrôle de la végétation sur les échanges : l'accroissement des résistances de surface entraîne une répartition différente des échanges énergétiques. La réduction des transferts de vapeur d'eau et de CO_2 et l'augmentation de la chaleur sensible au niveau des surfaces conduisent à une modification des caractéristiques physiques de la couche limite de surface. Considérant les paramètres physiques (e, Ta, C°CO₂) de la masse d'air de cette couche comme intégrant les échanges surface-atmosphère de grande échelle, leur évolution confirme la réduction des transferts de vapeur d'eau et de CO_2 . Les paramètres physiques de la couche limite de surface permettent ainsi le passage d'échelle.

L'analyse du fonctionnement de la surface sahélienne montre l'importance de l'impact de l'assèchement des surfaces sur les caractéristiques de la couche limite de surface, et donc sur les variables climatiques. Le changement d'équilibre climatique entre la surface sahélienne et l'atmosphère se produit quand la fraction d'eau utilisable du sol devient facteur limitant, imposant au niveau de la surface sol-végétation une réduction des échanges de vapeur d'eau et de CO_2 . Cette réduction se traduit par une augmentation générale des résistances de surface de la biosphère conduisant à une autre répartition de l'énergie disponible : la réduction des échanges de vapeur d'eau et la couche limite sahélienne.

BIBLIOGRAPHIE

- BERGUE P., BESSEMOULIN P., 1993. Catalogue of CNRM radiosoundings during Hapex-Sahel 92. Note de travail n°3. 31 p.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., DOLMAN A.J., ENGMAN E.T., GASH J.G.C., KABAT P., KERR Y.H., MONTENY B.A., PRINCE S.D., SELLERS P., WALLACE J.S., HOEPFFNER M., 1992. Experiment plan for Hapex-Sahel. Orstom, Montpellier.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BESSEMOULIN P., BROUWER J., DOLMAN A.J., ENGMAN E.T., GASH J.G.C., HOEPFFNER M., KABAT P., KERRY.H., MONTENYB.A., PRINCE S.D., SAID F., SELLERS P., WALLACE J.S., 1993. A large scale study of land-atmosphere interactions in the semiarid tropics (Hapex-Sahel). 357-361. in Bolle H.J., FEDDES R.A., KALMA J. « Exchange processes at the land surface for a range of space and time scales ». Proceedings of the IAHGS Symposium n°212, IAHS-Yokohama, July 1993.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BESSEMOULIN P., BROUWER J., DOLMAN A.J., ENGMAN E. T., GASH J.G.C., HOEPFFNER M., KABAT P., KERRY.H., MONTENY B.A., PRINCE S.D., SAID F., SELLERS P., WALLACE J.S., 1994. Hapex-Sahel : A large scale study of land-atmosphere interactions in the semiarid tropics. Ann. Geophysicae : 12, 53-64
- LHOMME J.P., MONTENY B.A., 1993. Estimates of convective fluxes over sparse canopy from infrared temperature. 437-446. in Bolle H.J., FEDDES R.A., KALMA J. « Exchange processes at the land surface for a range of space and time scales ». Proceedings of the IAHGS Symposium n°212, IAHS-Yokohama, July 1993.
- LHOMME J.P., MONTENY B.A., AMADOU M., 1994. Estimating sensible heat flux from radiometric temperature over sparse millet. Agric Forest meteorol. 68, 77-91.
- LHOMME J.P., MONTENY B.A., CHEHBOUNI A., TROUFLEAU D., 1994. Determination of sensible heat flux over sahelian fallow savannah using infrared thermometry. Agric Forest meteorol. 68, 93-105.

- LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., MONTENY B.A., 1994. Effective parameters of surface energy balance in heterogeneous landscape. Boundary-layer Meteorology 61-13p (in press).
- LLOYD C., 1994. communication personnelle
- MONTENY B.A., CASENAVE A., 1989. The Forest Contribution to the hydrological budget in tropical West Africa. *Annales Geophysicae*, 7: 427-436.
- MONTENY B.A., 1992. Hapex-Sahel : Supersite central est. Campagne de mesures. Rapport général des activités durant la POI de l'expérience Hapex. 230 p.
- MONTENY B.A., LHOMME J.P., SICOT M., AMADOU M. CHEHBOUNI A., LEROUX X., 1994. Parametrization of the energy exchange processes over a semiarid sahelian vegetated surface. European Conference on the Global Energy and Water Cycle Gewex. Royal Meteorological Society, 18-22 July 94, à Londres, (U.K.)
- SAID F., BENECH B., DRUIHET A., DURAND P., 1992. Campagne Hapex-Sahel : Comptes rendus scientifiques des expériences aéroportées. Vol1 et 2. note de travail 92-1.
- TAUPIN J.D., LEBEL T., CAZENAVE F., GREARD M., KONG J., LECOCQ J., ADAMSON M., AMATO N., BEN MOHAMED A., 1992. Epsat-Niger. Campagne de mesure, 64 p.

÷. : F. [.__ н. Г. k Ş

MODÉLISATION DES INTERACTIONS SURFACE/ATMOSPHÈRE EN ZONE DE SAVANE HUMIDE

X. LE ROUX¹, A. TUZET², O. ZURFLUH², J. GIGNOUX¹, A. PERRIER², B.A. MONTENY³

Résumé

L'évolution saisonnière des termes du bilan radiatif, du bilan d'énergie et la production primaire d'une savane humide d'Afrique de l'ouest (Lamto, Côte d'Ivoire) a été suivie dans le cadre du programme SAvanes à Long Terme (SALT). Ces données ont permis de développer un modèle de simulation des échanges surface/atmosphère en savane humide, basé sur les relations fonctionnelles existant entre la production et la phénologie de la savane d'une part, et les bilans d'énergie et hydrique de ce type de surface d'autre part. Ce modèle est issu du couplage de deux sous-modèles fonctionnant au pas de temps journalier et utilisant des variables climatiques standard en entrée : le modèle de bilan d'énergie et bilan hydrique du sol développé par la chaire de bioclimatologie de l'Institut National Agronomique (TUZET et al., 1992); et un modèle de production primaire (modèle de Monteith modifié). L'aptitude du modèle à rendre compte des variations saisonnières du stock en eau du sol et de la phénologie de la végétation est étudiée. L'utilisation de ce modèle pour simuler l'évapotranspiration à l'échelle d'un bassin versant situé dans la même zone de savane humide et étudié par l'Orstom (Sakassou, Côte d'Ivoire) est discutée. L'importance du recyclage de l'eau précipitée par évapotranspiration, et donc du contrôle biologique qui lui est associé, est soulignée pour les différents types de végétation naturelle en Afrique de l'ouest.

¹École Normale Supérieure, Laboratoire d'Écologie (URA 258 CNRS), 46 rue d'Ulm, 75005 Paris, France.

²Chaire de bioclimatologie, station de bioclimatologie Inra, 78000 Thiverval-Grignon, France. ³Laboratoire de bioclimatologie, Orstom, 911 av. Agropolis, BP 5045, 34032 Montpellier, France.

INTRODUCTION

Les relations existant entre le climat et les écosystèmes continentaux ont longtemps été réduites à la notion d'état d'équilibre statique *e.g.* (HoldRidge, 1947). La prise de conscience des modifications climatiques, hydrologiques et écologiques résultant de l'évolution de la composition chimique de l'atmosphère et des changements de mode d'utilisation des terres a amené à revoir cette vision des choses. Des travaux récents, tant en hydrologie qu'en météorologie, ont montré que les rapports biosphère/atmosphère ou biosphère/hydrosphère sont fondamentalement dynamiques et interactifs. L'importance de la régulation qu'exerce la végétation sur les échanges de vapeur d'eau est ainsi reconnue dans les modèles de bilan hydrologique récents (ABBOTT *et al.*, 1986 ; WIGMOSTA *et al.*, 1994). De même, l'importance des paramètres de surface sur le fonctionnement du système climatique a été observée lors d'expériences de sensibilité des modèles de climat (SHUKLA et MINTZ, 1982 ; MINTZ, 1984). L'évapotranspiration apparaît ainsi comme un terme essentiel à bien simuler (MINTZ, 1984).

Cependant, s'il est vrai que les modèles hydrologiques ou météorologiques prennent maintenant en compte la végétation, cette végétation est vue comme un élément purement statique qui régule les échanges entre la surface et l'atmosphère. En réalité, il s'agit d'un élément dynamique, dont les réactions aux changements d'environnement (régime pluviométrique par exemple) sont susceptibles de constituer un élément important du contrôle en retour qu'exerce la végétation sur le bilan hydrologique et le climat. Par exemple, les variations interannuelles du régime hydrologique sont susceptibles d'entraîner des variations concommitantes de phénologie (évolution saisonnière de l'indice foliaire), dont l'effet en retour sur le bilan hydrologique est potentiellement important. Actuellement, ce problème n'est pas résolu et les modèles mécanistes opérant aux échelles du bassin versant (e.g. ABBOTT et al., 1986 ; WIGMOSTA et al., 1994) ou de la maille de modèle de circulation générale (DICKINSON et al., 1986 ; SELLERS et al., 1986; DUCOUDRÉ et al., 1993) ne tiennent pas compte du contrôle en retour qu'exerce le caractère dynamique de la phénologie des écosystèmes sur le bilan d'énergie et le bilan hydrologique des zones continentales. Une solution pour tenir compte de ce mécanisme est de suivre la phénologie par télédétection et de l'imposer comme variable d'état aux modèles de surface. Cette approche est difficilement applicable à certaines régions (zone guinéenne par exemple) où la nébulosité rend toute acquisition de données difficile ; plus encore, cette approche utilisée sans tenir compte des processus sous-jacents limite toute réelle compréhension des interactions entre les systèmes biologique, hydrologique et climatique, et réduit considérablement le caractère prédictif des modèles. Une alternative consiste à coupler un modèle de phénologie (et donc de production primaire) relativement simple aux modèles hydrologiques ou météorologiques.

Le travail présenté ici illustre l'intérêt de ce type d'approche. Un modèle paramétrique de phénologie et production primaire (modèle de Monteith modifié) est couplé au modèle hydrique développé par PERRIER (1973) et TUZET *et al.* (1992) pour simuler le bilan d'énergie et le bilan hydrique d'une savane humide (Lamto, Côte d'Ivoire). Les premiers résultats de simulation de la phénologie et du bilan hydrologique en zone guinéenne sont présentés. L'importance du terme évapotranspiration dans le bilan hydrologique de ce type de surface est souligné, et les perspectives d'utilisation du modèle sont évoquées.

LE SITE D'ÉTUDE

Le climat de la station de Lamto est un climat équatorial de transition. La précipitation annuelle moyenne est de 1 200 mm d'eau par an. Ce chiffre cache cependant une forte variabilité interannuelle : les précipitations annuelles varient de moins de 800 mm à 1 700 mm et la variabilité interannuelle des précipitations mensuelles est également importante (PAGNEY, 1988). Une grande saison sèche existe de décembre à janvier, et une saison des pluies de février à novembre, généralement interrompue en août par une petite saison sèche. Durant la saison des pluies et surtout la petite saison sèche, la nébulosité est souvent importante et réduit considérablement le rayonnement solaire arrivant au sol (LE ROUX *et al.*, 1994). Le site d'étude est une savane arbustive moyennement ouverte à andropogonées, sur sol ferrugineux tropical sur roche mère granitique, située sur un plateau en pente douce (0 à 4 %). Le sol est sableux et un horizon gravillonnaire se rencontre à partir de 70 cm de profondeur. Le passage du feu, mi-janvier, détruit la quasi-totalité de la phytomasse herbacée épigée.

PRÉSENTATION DU MODÈLE

Le modèle est explicitement basé sur les relations fonctionnelles existant entre les bilans énergétique et hydrique d'une part, et la production primaire donc la phénologie d'autre part.

La structure du modèle est détaillée à la figure 1.

Le modèle fonctionne au pas de temps journalier et comporte :

- un sous-modèle de production (modèle de Monteith) qui simule l'évolution saisonnière de la biomasse et de la nécromasse, et l'évolution des indices foliaires vivant et mort ;
- des sous-modèles de bilan radiatif, bilan d'énergie et bilan hydrique du sol (modèle de Tuzer *et al.*, 1992, adapté au site) qui simule d'une part l'évapotranspiration journalière en distinguant l'évaporation du sol et la transpiration des plantes, et d'autre part la réserve en eau de l'horizon



Figure 1 : Structure simplifiée du modèle.

0-60 cm. Le Roux *et al.* (1995) ont en effet montré par des mesures isotopiques que cet horizon est celui où les plantes puisent l'essentiel de leur eau.

Le sous-modèle de production primaire est sous le contrôle du bilan hydrique simulé, l'efficience de conversion du modèle de Monteith et le taux de mortalité dépendant de l'état de la réserve en eau du sol. Les sous-modèles de bilan d'énergie et de bilan hydrique sont sous le contrôle de la phénologie simulée, l'énergie disponible et l'évapotranspiration dépendant de l'indice foliaire.

LE SOUS-MODÈLE DE PRODUCTION PRIMAIRE ET DE PHÉNOLOGIE

La production primaire PP (g matière sèche j⁻¹) est simulée suivant le modèle de Monteith. (MONTEITH, 1972 ; 1977) :

 $PP = \int_{t} e_{b (IF, Reau/Rec)} e_{a (IF)} e_{c} R_{s} dt$ (1) où R_{s} est le rayonnement solaire journalier (MJ j⁻¹), e_{c} l'efficience climatique journalière (rapport PAR/R_s), e_{a} est l'efficience journalière d'absorption du rayonnement PAR par le couvert végétal (PARa/PAR), et e_{b} est l'efficience journalière de conversion du rayonnement PAR absorbé en matière sèche (g matière sèche MJ^{-1} PARa j⁻¹). Les efficiences de ce modèle ont été mesurées durant plus d'un cycle annuel à Lamto en 1993 et 1994 (Gauthier, Le Roux et Begué, non publié). L'efficience d'absorption est paramétrée en fonction de l'indice foliaire *IF*, et l'efficience de conversion est fonction de la phénologie et de la disponibilité en eau du sol.

L'évolution saisonnière de la biomasse $B(gm^{-2} j^{-1})$ et de la nécromasse $N(gm^{-2} j^{-1})$ est simulée suivant :

$$B_{j} = B_{j-1} - \Gamma_{M} * B_{j-1} + PP + ALLOC$$
(2)

$$N_{i} = N_{i-1} + \Gamma_{M} * B_{i-1} - \Gamma_{D} * N_{i-1}$$
(3)

où Γ_{M} est le taux journalier de mortalité de la biomasse calculé en fonction de la disponibilité en eau du sol, *ALLOC* le taux journalier d'allocation des parties épigées vers les parties souterraines en début de cycle après le feu, Γ_{D} est le taux journalier de disparition de la nécromasse. Les paramétrisations utilisées ont été obtenues par LE ROUX (1995) sur le site d'étude.

Les indices foliaires vivant IF et mort IF_m sont calculés chaque jour en fonction de la biomasse B et de la nécromasse N respectivement, en tenant compte de l'évolution saisonnière des masses surfaciques vivante et morte (LE ROUX, 1995).

LE SOUS-MODÈLE DE BILAN D'ÉNERGIE

L'évapotranspiration de la savane est simulée à l'aide du modèle développé par PERRIER (1973) et TUZET *et al.* (1992). Ce modèle calcule l'évapotranspiration en sommant deux termes considérés comme indépendants : la quantité d'eau transpirée par les plantes, et celle évaporée par le sol :

- l'évaporation du sol est calculée suivant le modèle de mulch proposé par PERRIER (1973). Elle est égale à l'évaporation potentielle juste après une pluie, puis rapidement freinée quand le sol se dessèche en surface.
 PERRIER (1973) a montré que l'évaporation du sol cumulée depuis la dernière pluie est reliée à la somme cumulée des évaporations potentielles ;
- --- en conditions de bonne alimentation en eau, c'est-à-dire lorsque la réserve en eau du sol est comprise entre la réserve à la capacité au champ et une réserve limite, la transpiration du couvert végétal λE_c est calculée en fonction de la transpiration potentielle λEP_c suivant :

$$\lambda E_{a} = a_{a} \lambda E P_{a}$$

où a_o est un coefficient dépendant essentiellement de l'indice foliaire vivant et de la résistance stomatique minimale du couvert (TUZET *et al.*, 1992). Lorsque la réserve en eau du sol est inférieure à la réserve en eau limite R_p la réduction de la transpiration est supposée être proportionnelle à la réduction de la quantité d'eau disponible :

$$\lambda E_{c}/(a_{o} \lambda EP_{o}) = (R-R_{pfp})/(R_{i}-R_{pfp})$$
 (5)
la transpiration du couvert s'annule lorsque la réserve en eau atteint la valeur
du point de flétrissement permanent R_{pfp} .

(4)

L'évapotranspiration totale λE de la surface est calculée comme la somme de l'évaporation du sol λE_s et de la transpiration des plantes λE_c , pondérées par l'énergie utilisée par chacun de ces éléments :

 $\lambda E = \lambda E_s \exp(-k \, IF - k_m \, IF_m) + \lambda E_s \{1 - \exp(-k \, IF)\}$ (6) Cette expression considère un sol nu surmonté d'une strate de feuilles mortes d'indice foliaire IF_m et de coefficient d'extinction k_m elle-même surmontée d'une strate de feuilles vivantes d'indice foliaire IF de coefficient d'extinction k. L'hypothèse est faite que la totalité de l'énergie interceptée par les feuilles mortes : $Rn\{exp(-k \, IF)-exp(-k \, IF-k_m \, IF_m)\}$ est dissipée sous forme de chaleur sensible.

Le sous-modèle de bilan hydrique du sol

Chaque jour, la variation de la réserve hydrique du sol ΔR est calculée suivant :

$$\Delta R = P - r - \lambda E - Dr$$

(7)

où P est la précipitation journalière, λE l'évapotranspiration journalière en mm, Dr le drainage à la base de la couche de sol considérée. Durant les quatre premiers mois du cycle (lorsque la végétation n'est pas couvrante), le ruissellement r est calculé suivant la formulation déduite des résultats de (DE JONG, 1983). Il est négligé le reste du temps. Le drainage est supposé avoir lieu lorsque la réserve en eau de la couche de sol considérée dépasse sa réserve à la capacité au champ.

Résultats

SIMULATION DE LA PHÉNOLOGIE DU COUVERT VÉGÉTAL

Les efficiences du modèle de Monteith ayant été mesurées en 1993, les données de 1991 et 1992 sont utilisées pour tester le modèle. Les variations saisonnières de la biomasse (parties vivantes) et de la phytomasse (parties vivantes plus parties mortes) herbacées épigées sont correctement simulées par le modèle (figure 2).

L'effet sur la phénologie du couvert végétal de l'existence de périodes sèches en fin de cycle (en 1991 et 1992) ou en milieu de cycle (en 1992) est bien rendu par le modèle. Une sous-estimation des biomasses et nécromasses est cependant apparente pour la deuxième moitié du cycle en 1992. Ceci pourrait être dû à la surestimation par le modèle de l'intensité de la période sèche à cette période (voir paragraphe simulation de la réserve en eau du sol). La production primaire nette épigée calculée d'après les observations est de 1 270 et 1 117 g m⁻² en 1991 et 1992 respectivement, contre une production simulée de 1 489 g m⁻² (+17,2 %) et 1 178 g m⁻² (+5,5 %) respectivement.



Figure 2:

Comparaison de l'évolution de la biomasse herbacée observée (•) et simulée (--) et de la phytomasse herbacée observée (o) et simulée (---) en 1991 et 1992. Les barres d'erreur correspondent aux erreurs standard.

SIMULATION DE LA RÉSERVE EN EAU DU SOL

Le modèle simule les variations de stock en eau du sol de façon satisfaisante (figure 3).

Les principales divergences entre les réserves en eau observée et simulée existent après les premières pluies en 1992 et durant la période sèche de milieu de cycle cette même année. Dans le premier cas, une sous-estimation du ruissellement, sans doute maximum en début de cycle lorsque le couvert végétal est très peu développé, ou de l'évaporation du sol peut expliquer cette différence. Dans le deuxième cas, la trop forte décroissance de la teneur en eau du sol en période de fort stress hydrique s'explique par le fait qu'à cette date, la fraction d'eau extraite par les plantes en dessous de l'horizon 0-60 cm devient non négligeable (LE ROUX *et al.*, 1995). Une prochaine version du modèle devra tenir compte de ce deuxième réservoir d'eau du sol utilisé par les plantes en saison sèche.

SIMULATION D'UN BILAN HYDRIQUE À L'ÉCHELLE DE LA PARCELLE

La figure 4 présente le bilan hydrique simulé pour l'une des trois années d'étude à Lamto (1992).



Figure 3 : Comparaison de l'évolution de la teneur en eau du sol (0-60 cm) observée (–) et símulée (_©) en 1992.



Figure 4 : Bilan hydrique simulé pour l'année 1992. Les quantités cumulées de précipitation (*SP*), évapotranspiration (*S*ETR), drainage (*SD*r) et ruisellement (*S*r) sont présentées.

Le tableau 1 résume les principaux résultats obtenus pour les trois années.

Tableau 1

Valeurs des termes du bilan hydrique annuel pour les trois années d'étude. La différence entre P et (ETR+r+Dr) en 1992 et 1993 est due à une légère variation nette du stock en eau du sol

	1991	1992	1993
Précipitation	1178	991	958
ETR dont :	896 (76,1 %)	753 (76,0 %)	779 (81,3 %)
Esol	124 (13,8 % ETR)	158 (21,0 % ETR)	156 (20,1 % ETR)
Eplantes	772 (86,2 % ETR)	595 (79,0 % ETR)	623 (79,9 % ETR)
Ruissellement	27 (2,3 %)	24 (2,4 %)	2 (0,2 %)
Drainage à 0,6 m	255 (21,6 %)	217 (21,9 %)	184 (19,2 %)

Les remarques suivantes peuvent être faites :

- le ruissellement est extrêmement faible dans ce type de milieu (0 à 2,5 %). Ce résultat provient des observations faites à Lamto (DE JONG, 1983) et est soutenu par les résultats obtenus sur un bassin versant de la zone guinéenne près de Lamto (LAFFORGUE, 1982). Ce dernier auteur souligne que le ruissellement est négligeable dans les zones de sol ferrugineux. À l'échelle d'un bassin versant, l'essentiel du ruissellement provient des zones de bas de versant à sol hydromorphe. Par ailleurs, des valeurs annuelles de ruissellement de 0,8 à 5,5 % ont été obtenues pour un bassin versant en zone de savane arbustive soudanienne (ROOSE, 1980);
- bien que seuls les 60 premiers centimètres de sol soient considérés dans cette version du modèle, le drainage sous cet horizon ne représente que de l'ordre de 20 % des précipitations annuelles ;
- l'évapotranspiration annuelle correspond à environ 80 % de la précipitation annuelle. Ce chiffre est sans doute un peu sous-estimé, cette version du modèle ne prenant pas en compte l'extraction d'eau sous le plan 60 cm, alors que celle-ci représente de l'ordre de 10 % de l'évapotranspiration en saison humide, et jusqu'à 55 % en période de stress hydrique intense (LE ROUX et al., 1995). Les prochaines versions du modèle devront tenir compte de cette extraction racinaire supplémentaire.

DISCUSSION ET PERSPECTIVES : UTILISATION DU MODÈLE POUR L'ÉTUDE DE L'IMPACT DU FONCTIONNEMENT DES SAVANES GUINÉENNES SUR LE BILAN HYDROLOGIQUE

Le modèle présenté permet d'étudier le bilan hydrologique à l'échelle de la parcelle, mais surtout d'analyser les interactions existantes entre le bilan hydrologique et la dynamique du couvert végétal. L'évapotranspiration est en effet un terme essentiel du bilan hydrologique des surfaces couvertes par une végétation naturelle en Afrique de l'ouest. Ce processus transfère vers l'atmosphère de l'ordre de 60 à 100 % de l'eau précipitée annuellement (figure 5).



Figure 5 :

Relation entre l'évapotranspiration ETR annuelle et la précipitation annuelle pour les quatre grands types de couvert végétal naturel en Afrique de l'ouest. *forêt tropicale d'aprés BOIS et ROOSE (1978), HUTTEL (1975), MONTENY (1987) et MONTENY et CASENAVE (1989); *savane guinéenne d'après LAFFORGUE (1982), CHEVALLIER et al. (1990) et cette étude; *savane soudanienne d'après ROOSE (1980); *savane sahélienne d'après Monteny et Lhomme (com. pers.).

Cette figure montre que les savanes d'Afrique de l'ouest, si elles ne sont pas mises en culture, recyclent tout aussi activement l'eau précipitée vers l'atmosphère que les forêts tropicales humides. Le ROUX et MORDELET (1995) ont par ailleurs montré que les capacités photosynthétiques de la strate herbacée en savane guinéenne sont aussi fortes que celles observées pour des forêts tropicales humides. Les implications climatiques des changements de mode d'utilisation des terres en zone guinéenne ne doivent donc pas être posées simplement en terme de déforestation, mais plutôt de mise en culture des surfaces naturelles : la mise en culture de zones de savane guinéenne ou de zones forestières est en effet susceptible d'entraîner une modification comparable du taux annuel d'évapotranspiration.

Toute étude de l'impact du changement de mode d'utilisation des terres sur le bilan hydrologique doit donc inclure explicitement le rôle dynamique de la végétation, en terme phénologique. Dans ce cadre, les prochaines versions du modèle seront utilisées pour simuler le bilan hydrologique du bassin versant de Sakassou, situé à 40 km de notre site d'étude en zone de savane guinéenne. Ce bassin a été étudié par l'Orstom durant 6 ans (LAFFORGUE, 1982). L'objectif sera de tester la validité des simulations à cette échelle, mais surtout de comprendre et de quantifier l'impact du fonctionnement des savanes guinéennes sur le bilan hydrologique. Dans l'attente de ce travail, le tableau 2 compare les bilans simulés à Lamto pour 3 ans et observés à Sakassou pour 6 ans.

Tableau 2

Valeurs des précipitations et évapotranspirations annuelles déduites (1) des observations de précipitation et écoulement faites à Sakassou par l'Orstom

(LAFFORGUE, 1982) durant la période 1972-1977, et (2) des simulations effectuées pour le site d'étude à Lamto pour la période 1991-1993 (cette étude). Les variations de stock en eau sont négligeables, les relevés annuels

étant faits de fin de saison sèche à fin de saison sèche et les réservoirs sousterrains étant de très faible capacité pour ce bassin (LAFFORGUE, 1982)

Site :	Précipitation en mm	ETR en mm	Écoulement en mm
Sakassou (1972-77) année humide année sèche	1134 1319 840	1046 (de 92,2 %) 1175 (89 %) 840 (100 %)	88 (7,8 %) 144 (11 %) 0 (0 %)
Lamto (1991-93)	1042 (de 960 à 1180)	810 (de 76 à 81 %)	

Il faut rappeler ici que l'évapotranspiration annuelle est sous-estimée de l'ordre de 20 % dans la version actuelle du modèle où seule la couche de sol 0-60 cm est considérée. Les deux résultats montrent cependant l'extrême importance du terme évapotranspiration, et donc du contrôle biologique qui lui est associé, dans le bilan hydrologique de ce type de surface.

CONCLUSION

Un modèle de production primaire/phénologie a été couplé à un modèle de bilan hydrique pour simuler l'impact du fonctionnement des savanes guinéennes sur le bilan hydrologique de ce type de surface. Ce modèle, établi pour une surface relativement homogène, est bien entendu insuffisant pour simuler de façon réaliste le bilan hydrologique à l'échelle d'un bassin versant. À cette échelle, les problèmes d'hétérogénéité du milieu apparaissent. La variabilité spatiale des types de végétation et de la teneur en eau du sol (HILLS et REYNOLDS, 1969) doit ainsi être prise en compte. La topographie d'un bassin versant est également souvent un élément majeur déterminant ses caractéristiques hydrologiques et notamment les ruissellements de surface ou subsurface (BEVEN *et al.*, 1988). Comme le rappelle BONELL *et al.* (1993), « The problem of using small-scale field measurements and associated equations depicting small-scale physics of homogeneous systems, and scaling-up such sub-grid processes to heterogeneous, model grid scale still presents a major challenge ».

Le modèle présenté n'a donc pas pour but de remplacer les approches nécessaires d'établissement et de simulation du bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant voire de la région. Cependant, ce modèle, original dans sa conception, permet d'établir un lien explicite entre le bilan hydrologique et la dynamique de la végétation de surfaces continentales. Il permet d'une part de tester la réaction de la végétation à des changements de conditions environnementales (régime pluviométrique extrême par exemple) et d'autre part d'étudier l'impact du fonctionnement dynamique de cette végétation sur un terme très important du bilan hydrologique : l'évapotranspiration. Cet effet est jusqu'ici négligé dans les modèles fonctionnant à des échelles plus larges (modèles de bassin versant ou modèles de climat). La phénologie très marquée des savanes d'Afrique de l'ouest soumises au feu n'est ainsi pas prise en compte dans les modèles de circulation générale (LE ROUX X. *et al.*, 1994). L'approche proposée ici pourrait être adaptée pour servir dans des modèles fonctionnant à une échelle plus large, ce qui renforcerait sans doute les capacités prédictives de tels modèles.

BIBLIOGRAPHIE

- ABBOTT M., BATHURST J., CUNGE J., O'CONNELL P., RASMUSSEN J., 1986. An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, « SHE », 2 : structure of a physically-based, distributed modelling system. J. Hydrol. 87 61-77.
- BEVEN K., WOOD E., SIVAPALAN M., 1988. On hydrological heterogeneity. Catchment morphology and catchment response. J. Hydrol. 100 353 375.
- BOIS J.F., ROOSE E., 1978. Réflexions sur les résultats de mesures systématiques d'humidité à la sonde à neutrons dans un sol ferrallitique de basse Côte d'Ivoire. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.* XV (4), 351-363.
- BONELL M., BALEK J., 1993. Recent scientific developments and research needs in hydrological processes of the humid tropics. In : « Hydrology and water management in the humid tropics. Hydrological research issues and strategies for water management ». (Eds Bonell M., Hufscmidt M. et Gladwell J.) Unesco, Cambridge University Press.
- CHEVALLIER P., PLANCHON O., LAPETITE J.M., 1990. Le fonctionnement hydrologique du bassin versant. In « Structure et fonctionnement hydropédologique d'un petit bassin versant de savane humide ». (Éd Orstom). Équipe Hyperbav, 207-223.
- DE JONG K., 1983. Research on the water balance in a savannah ecosystem. A study for two soil types at Lamto, Ivory Coast. Rapport interne, 73p.
- DICKINSON R., HENDERSON-SELLERS A., KENNEDY P., WILSON M., 1986. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. NCAR technical note Boulder, Colorado, 69p.
- DUCOUDRÉ N., LAVAL K., PERRIER A., 1993. Sechiba, a new set of parametrizations of the hydrologic exchanges at the land/atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. J. Clim. 6 (2), 248-273.

- HILLS R., REYNOLDS S., 1969. Illustrations of soil moisture variability in selected areas and plots of different sizes. J. Hydrol. 8 27-47.
- HOLDRIDGE L., 1947. Determination of world plant formations from simple climatic data. *Science* 105 367-368.
- HUTTEL C., 1975. Recherches sur l'écosystème de la forêt subéquatoriale de basse Côte-d'Ivoire. IV. Estimation du bilan hydrique. *Terre et Vie* 29 192-202.
- LAFFORGUE A., 1982. Étude hydrologique des bassins versants de Sakassou (Côte d'Ivoire, 1972-1977). Travaux et documents de l'Orstom 149 342p.
- LE ROUX X., POLCHER J., DEDIEU G., MENAUT J.C., MONTENY B., 1994. Radiation exchanges above West African moist savannas : seasonal patterns and comparison with a GCM simulation. J. Geophys. Res. 99 (D12) 25857-25868.
- LE ROUX X., 1995. Étude et modélisation des échanges sol plantes atmosphère dans une savane humide (Lamto, Côte d'Ivoire). Thèse, Univ. Paris 6, 200 p.
- LE ROUX X., MORDELET P., 1995. Leaf and canopy CO₂ assimilation in a West African humid savanna during the early growing season. J. Trop. Ecol. 11 (sous presse).
- LE ROUX X., BARIAC T., MARIOTTI A., 1995. Assessment of space partitioning for soil water resource between shrub and grass components in a West African humid savanna. soumis à *Ecologia*.
- MINTZ Y., 1984. The sensitivity of numerically simulated climates to landsurface boundary conditions. In « The global climate ». (Eds J.T. Houghton) Cambridge University Press, 79-106.
- MONTEITH J., 1972. Solar radiation and productivity in tropical ecosystems. J. Appl. Ecol. 2 747-766.
- MONTEITH J. 1977. Climate and the efficiency of crop production in Britain. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 281 277-294.

- MONTENY B.A., 1987. Contribution à l'étude des interactions végétationatmosphère en milieu tropical humide. Importance du rôle du système forestier dans le recyclage des eaux de pluies. Thèse, Univ. Paris 11, 170 p.
- MONTENY B.A., CASENAVE A., 1989. The forest contribution to the hydrological budget in tropical West Africa. Ann. Geophys. 7 (4), 427-439.
- PAGNEY P., 1988. Le climat de Lamto (Côte d'Ivoire). In « Le climat de la savane de Lamto (RCI) et sa place dans les climats de l'Ouest africain ». (Éds M. Lamotte, J.L. Tireford) Trav. cherch. Lamto, 31-79.
- PERRIER A., 1973. Bilan hydrique de l'assolement blé-jachère et évaporation d'un sol nu, en région semi-aride. In « Réponse des plantes aux facteurs climatiques » Actes Coll. Uppsala 1970, Unesco, 477-487.
- ROOSE E., 1980. Dynamique actuelle d'un sol ferrallitique gravillonaire issu de granite sous culture et sous savane arbustive soudanienne du nord de la Côte d'Ivoire. Korhogo : 1967-1975. Mémoire Orstom, Adiopodoumé, Côte d'Ivoire 172p.
- SELLERS P., MINTZ Y., SUD Y. et DALCHER A., 1986. A simple biosphere (SiB) for use within general circulation models. J. Atmos. Sci. 43 (6), 505-531.
- SHUKLA J. et MINTZ Y., 1982. Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate. *Science* 215 1498-1501.
- TUZET A., PERRIER A., MASAAD C., 1992. Crop water budget estimation of irrigation requirement. *ICID bul.* 41 (2), 1-17.
- WIGMOSTA M., VAIL L. et LETTENMAIER D., 1994. A distributed hydrologyvegetation model for complex terrain. *Water Resour. Res.* 30 1665-1679.

Ļ

TENTATIVE DE SPATIALISATION DES PARAMÈTRES D'UN MODÈLE S.V.AT. APPLICATION AU BASSIN DE BANIZOUMBOU - NIGER

A. PASSERAT DE SILANS¹, B. MONTENY¹, J.P. LHOMME¹

Résumé

Un modèle de transferts de masse et de chaleur dans le complexe sol-végétation-atmosphère a été développé, s'appliquant à des végétations éparses. Le modèle s'inspire largement du modèle de Noilhan et Planton (1989) et fait appel au concept de Force-Restore pour la modélisation des transferts dans le sol. Il est validé sur des valeurs expérimentales de flux mesurés sur différents types de végétation dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel. Afin de pouvoir appliquer ce même modèle à une échelle spatiale beaucoup plus grande que la parcelle où il a été validé, on regarde d'un point de vue théorique l'agrégation des paramètres pertinents des flux de surface. On montre que les paramètres effectifs (spatialisés) font intervenir des termes de pondération basés sur les résistances aux transferts. La variation des coefficients de pondération en fonction de différentes répartitions spatiales fictives de l'humidité est évaluée et l'on montre que la contribution individuelle de chaque type de végétation aux paramètres spatialisés varie en fonction de cette répartition. La température radiative de la surface à grande échelle peut être assez correctement obtenue comme une valeur moyenne pondérée par leur surface relative des températures radiatives de chaque unité.

¹Orstom Laboratoire d'hydrologie - 34032 Montpellier cedex.

INTRODUCTION

La prise en compte des processus de surface dans les modèles de circulation atmosphérique se heurte au problème de leur paramétrisation aux échelles pertinentes : méso-échelle pour la représentativité spatiale et micro-échelle pour la représentativité temporelle. En effet, l'atmosphère ne constitue pas un système linéaire, des variations ou des oscillations de ses entrées à court terme génèrent des perturbation non seulement à court terme mais aussi à long terme (SHUTTLEWORTH, 1988).

Dans les modèles hydrologiques, les processus de surface relatifs à l'évapotranspiration, au flux de chaleur sensible et au bilan d'énergie ne sont que très grossièrement pris en compte. L'hydrologue s'intéresse plutôt aux processus générateurs de ruissellement et de recharge hydrique du sol. Ceux-ci sont essentiellement liés aux états de surface et à l'humidité de la couche superficielle du sol. Les hydrologues s'efforcent à l'heure actuelle de représenter les tranferts hydriques latéraux afin de disposer d'une carte des humidités de surface aux pas de temps compatibles avec la simulation des écoulements superficiels ou de l'infiltration. Les bioclimatologues ont développé des modèles SVAT pour obtenir les flux et les bilans d'énergie à la surface avec des pas de temps relativement faibles (SiB de Sellers et al., 1986; BATS de DICKINSON, 1984, NOILHAN et PLANTON 1989...). Ces modèles font appel à des paramètres descriptifs du sol, de la végétation et de la surface. Ils sont appliqués à une maille ou une sous maille de GCM et nécessitent donc de paramètres représentatifs à cette échelle malgré toute l'hétérogénéité. La plupart des utilisateurs de ces modèles considèrent les paramètres les plus représentatifs sur la maille ou des moyennes pondérées de ces paramètres généralement déduites d'observations par télédétection. La question qui se pose alors est de savoir si une paramétrisation basée sur une distribution statistique quelconque de ces paramètres est pertinente ou pas, compte tenu des non linéarités des processus mis en cause.

Dans ce travail, nous avons développé un modèle SVAT qui s'inspire largement du modèle de Nollhan et Planton (1989). Nous l'avons appliqué à micro-échelle sur des parcelles avec différentes végétations du bassin de Banizoumbou-Niger. Dans celui-ci, une première spatialisation à micro-échelle a été effectuée pour tenir compte du caractère épars de la végétation, s'inspirant des travaux de LHOMME *et al.* (1994a et b). En supposant l'additivité des flux de surface sur l'ensemble du bassin, nous avons regardé théoriquement comment les termes intervenant dans les équations de transferts atmosphériques doivent être agrégés pour que celles-ci soient aussi représentatives de l'ensemble de la surface. Considérant que le sol sur toute l'étendue du bassin versant appartient à la même classe au sens de CLAPP et HORNBERGER (1978), nous avons pu simuler différents champs spatiaux d'humidité et regarder en fonction du couvert végétal, l'influence de la répartition spatiale de l'humidité sur les paramètres effectifs à être utilisés dans un modèle à l'échelle du bassin versant.

CONSIDÉRATIONS THÉORIQUES

Description du modèle

Le modèle utilisé dans ce travail s'inspire du modèle de NOILHAN et PLANTON (1989). S'il en reprend le schéma *Force-Restore* dû à DEARDORFF (1977, 1978) et les paramétrisations apportées par ces auteurs pour les transferts dans le sol, il en diffère par l'expression des flux à la surface. La végétation étant généralement éparse, nous avons représenté les flux de chaleur sensible par le modèle bicouche de LHOMME *et al.*, (1994a, b) et les flux de chaleur latente par l'équation (3), établie en suivant la même démarche (voir la déduction en annexe). En introduisant la température radiative de la surface T_{Rad} :

$$T_{Rad} = fT_f + (1 - f)T_G \tag{1}$$

où :

 T_f et T_G sont respectivement les températures de la végétation et du sol et f la fraction de recouvrement du sol, et introduisant en (1) le terme $\delta T = (T_G - T_f)$, ce qui donne $T_{Rad} = T_G - f\delta T$.

On obtient pour les flux des expressions formellement identiques à une représentation monocouche dans lesquelles des facteurs correctifs sont introduits sur les différences de température et sur les résistances aux transferts. En outre, ces expressions font intervenir la temperature radiative de la surface;

$$H = \rho C_p \left(\left(T_{Rad} - T_a \right) - c \,\delta T \right) / R_H^* \tag{2}$$

et :

$$LE = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{\Delta^*}{R_v^*} \left[\left(T_{Rad} - T_a \right) - c' \delta T + \frac{D_a'}{\Delta^*} \right]$$
(3)

oú :

 R_{H}^{*} et R_{V}^{*} sont la somme de la résistance aérodynamique Ra et d'une résistance additionnelle R_{et} et R_{ev} respectivement :

$$R_{et} = \frac{R_{af} \cdot R_{as}}{R_{af} + R_{as}}, \qquad \qquad R_{ev} = \frac{R_{as} + \left(R_{af} + R_{c}\right)}{R_{as} + R_{af} + R_{c}}.$$

Les résistances R_{af} et R_{as} sont respectivement les résistances de couche limite dans la canopée et aux transferts du sol vers la canopée et sont calculées suivant les expressions dues à SHUTTLEWOTH et WALLACE, (1985). La résistance R_c est la résistance du couvert végétal, inverse de la conductance, calculée par $g_c = g_{max} \cdot F_1^{-1} F_2 F_3 F_4$, les fonctions Fi étant des facteurs de réduction liées aux conditions ambiantes (NOILHAN et PLANTON, 1989). Les autres termes de l'équation (3) sont explicités en annexe. En reprenant les notations de Noilhan et Planton (1989), nous écrirons pour les transferts dans le sol :

$$\frac{\partial T_G}{\partial t} = C_T \cdot G - \frac{2\pi}{\tau} \left(T_G - T_2 \right) \tag{4a}$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau} \left(T_G - T_2 \right) \tag{4b}$$

avec G = Rn - H - LE, et :

$$\frac{\partial W_G}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} \left(P_G - E_G \right) - \frac{C_2}{\tau} \left(W_G - W_{Geq} \right) \qquad 0 < W_G \le W_{sat} \qquad (5a)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_W d_2} \left(P_G - E_G - E_{TR} - D_R \right) \qquad \qquad 0 < W_2 \le W_{sat} \qquad (5b)$$

Les paramètres C_p , C_p , C_2 et W_{Geq} sont fonction de la texture du sol et de son humidité volumique (NOILHAN et PLANTON, 1989) et sont déterminés à partir de paramètres primaires établis par ces auteurs pour différentes classes de sol suivant la classification de CLAPP et HORNBERGER (1978). P_g est la pluie nette, déduite dans le cadre de cette étude, des travaux de PEUGEOT et Estèves (1993) sur le ruissellement en fonction des états de surface. D_R est un terme de drainage que l'on calcule supposant un drainage gravitaire (SISSON, 1987). Ce terme n'intervient que pour de très fortes pluies. La profondeur d_1 est fixée à 0,10 mètre et la profondeur d_2 , cote à laquelle théoriquement les flux sont nuls est égale à la profondeur racinaire.

Le rayonnement net R_a est calculé par :

$$R_n = (1 - albedo)R_G + \varepsilon \left(R_{atm} - \sigma T_{Rad}^4\right) \tag{6}$$

oú :

 R_{atm} est le rayonnement atmosphérique calculé par l'expression de Brutsaert (1982).

Le système d'équation (1),.....(6), sera fermé si l'on connait l'expression de δT . Sur les expériences menées dans le cadre de Hapex-Sahel, LHOMME *et al.* (1994a, b) note une relation tres significative entre δT et la différence de température entre la température radiative de la surface et la température de l'air, sous la forme empirique :

$$\delta T = \alpha \left(T_{Rad} - T_a \right)^{\beta} \tag{7}$$

Cette expression sera utilisée pour passer de T_{rad} à T_G et vice versa, avec les coefficients adéquats à chaque type de végétation.

La résolution du système d'équation se fait par un processus itératif sur la température radiative avec un schéma semi-implicite d'intégration numérique.

Théorie de l'agrégation spatiale des flux de surface

On souhaite utiliser le modèle présenté au paragraphe 1 pour représenter les flux à l'échelle régionale, par exemple à l'échelle d'un bassin versant ou d'une sous-maille d'un modèle climatique. La question qui se pose alors est de savoir quels sont les paramètres que l'on doit fournir au modèle. Nous allons aborder ce problème en agrégeant spatialement les flux d'évaporation et de chaleur sensible

En admettant que les *patches* représentatifs d'une unité hydrologique au sens large du terme (même type de végétation, d'état de surface, de sol et de topographie), soient à la fois suffisamment grands pour pouvoir être considérés comme homogènes vis-à-vis des flux et suffisamment petits pour que la couche limite convective (CBL) soit bien mélangée et donc uniforme sur la région (type « A » Land Surface Cover suivant SHUTTLEWORTH, 1988), on peut considérer que les flux de chaleur sensible et latente s'additionnent proportionellement à la surface relative de chaque unité. Les flux à l'échelle régionale seront donc donnés par :

$$\langle H \rangle = \sum a_i H_i \tag{8}$$

et

$$\langle LE \rangle = \sum a_i LE_i \tag{9}$$

où les a_i correspondent aux surfaces relatives de chaque unité.

En admettant l'hypothèse de linéarité dans l'équation (7), ($\beta = 1$), les équations (2) et (3), peuvent s'écrire pour chaque unité :

$$H_{1} = \frac{\rho C_{P} \left(T_{Rad,i} - T_{a} \right)}{R'_{H,i}}$$
(10)

et

$$LE_{i} = \frac{\rho \cdot C_{p}}{\gamma} \frac{\left(\Delta \left(T_{Rad,i} - T_{a}\right) + \Gamma_{i}D_{a}\right)}{R'_{V,i}}$$
(11)

oú :

 $R'_{H,i} = \frac{R^*_{H,i}}{(1-c\alpha)_i}, R'_{V,i} = \frac{R^*_{V,i}}{\gamma_{2,i}}, \Gamma_i = \frac{\gamma'_i}{\gamma_{2,i}} \quad \text{et} \qquad \gamma_{3,i} = \gamma_{2,i} (1-c'_i \alpha_i)$

$$H = \rho \cdot C_P \langle G_H \rangle \Big(\langle T_{Rad} \rangle - T_a \Big) \tag{12}$$

$$LE = \frac{\rho \cdot C_P}{\gamma} \langle G_V \rangle \Big(\Delta \big(T_{Rad} - T_a \big) + \langle \Gamma \rangle D_a \Big)$$
(13)

Les expressions <> sont obtenues de l'identification des équations (8) et (9), dans les quelles on a introduit les équations (10) et (11), aux équations (12) et (13).
On trouve alors :

$$\langle G_{V} \rangle = \sum_{i=1}^{N} a_{i}g'_{V,i} ; \quad \langle \Gamma \rangle = \frac{\sum_{i=1}^{N} a_{i}g'_{V,i}\Gamma_{i}}{\langle G_{V} \rangle} \quad \text{et} \quad \langle T_{Rad} \rangle = \frac{\sum_{i=1}^{N} a_{i}g'_{V,i}T_{Rad,i}}{\langle G_{V} \rangle} \quad (14)$$

On observe dans les expressions (14), que la conductance régionale est égale à la moyenne pondérée par les surfaces relatives des conductances locales et que les termes régionaux <I> et $<T_{Rad}>$ sont en outre pondérés par les conductances locales. Ces conductances dépendent à la fois des paramètres descriptifs du sol et de la végétation, pour lesquels une cartographie peut être faite, et des variables d'état du système, à savoir les températures et les humidités. Il ne peut donc *a priori* être question d'utiliser le modèle décrit au paragraphe 1, ou tout autre similaire, avec des paramètres moyens ou ayant une quelconque représentativité statistique, sans regarder la liaison entre les expressions d'agrégation et les variables d'état. Nous nous limiterons dans ce travail à regarder l'influence de l'humidité du sol sur les valeurs agrégées.

Le bilan radiatif à la surface du sol s'écrira approximativement :

$$\langle R_n \rangle = (1 - \langle albedo \rangle) R_G + \varepsilon \cdot (R_a - 4\sigma \cdot T_a^3 \cdot (\langle T_{Rcd} \rangle - T_a))$$
(15)
$$\langle albedo \rangle = \sum_{i=1}^N a_i \cdot albedo_i$$

Résultats et analyses

avec :

VALIDATION DU MODÈLE

Des mesures de flux ont été effectuées par la méthode du bilan d'énergie basée sur le rapport de Bowen sur trois sites expérimentaux, deux de savane, l'un n'étant recouvert que d'herbe et l'autre d'herbe et d'arbuste de *Guiera senegalensis* et le troisième d'une plantation de mil. Nous donnons sur la figure 1, l'évolution des différents paramètres utiles au modèle pour ces trois végétations. Pour ces trois sites, le sol est sableux et nous avons pu utiliser les paramètres de NOILHAN et PLANTON (1989) relatifs à cette classe. Cependant, dû à la valeur élevée de la densité sèche apparente du sol ($\rho_b = 1,78$), nous avons corrigé les valeurs de W_{sat}, W_{fc} (la capacité au champ) et W_{wilt} (l'humidité du sol correspondant au point de flétrissement).

Nous avons fait tourner le modèle présenté ci-dessus de la semaine 36 à la semaine 41. La semaine 36 débute 24 heures après une série de pluies ce qui nous permet d'initialiser nos simulations en considérant que le sol se trouve à la capacité au champ. Les dernières pluies significatives ont eu lieu le 15 septembre, (semaine 38). Nous présentons sur la figure 2 les résultats relatifs à la semaine 37, semaine où le sol est humide au départ et vers la fin de laquelle une pluie intense



Figure 1 : Paramètres relatifs à la végétation.

a eu lieu, ainsi que les résultats relatifs à la semaine 40 où le sol est très sec (semaine 41 pour la plantation de mil à cause d'une panne du système d'aquisition de données).

Dans la figure 2, nous comparons les valeurs calculées et mesurées de ravonnement net, chaleur latente d'évaporation et température radiative à la surface. Compte tenu du fait qu'aucun calage n'a été fait, les résultats du modèle sont tout à fait satisfaisants. De moins bons résultats sont obtenus pour le mil. Nous constatons aussi, que, sauf dans le cas du mil, les résultats sont moins bons en période sèche qu'en période humide. Une analyse plus détaillée du modèle nous a montré qu'en période sèche, le modèle ne peut pas prendre en compte les remontées capillaires capables d'alimenter les racines. De fait, la profondeur d, dans le modèle correspond à une cote au niveau de laquelle les flux sont nuls, limitant dans le temps son utilisation. Cependant, la bonne comparaison entre les valeurs de la température radiative mesurées à la surface avec les valeurs calculées nous permet d'imaginer que celles-ci, obtenues par exemple par des images satellitaires, puissent être utilisées pour un calage périodique de cette profondeur. Dans le cas de la parcelle de mil, ce problème n'apparaît pas puisque les simulations ont été effectuées lors d'une période où les racines continuent à croître pour puiser l'eau plus en profondeur au fur et à mesure que le sol s'assèche.



Figure 2 : Résultats de la validation sur trois types de végétation (a) semaine humide (b) semaine sèche.

APPLICATION DE LA TECHNIQUE D'AGRÉGATION SPATIALE

Nous avons utilisé le bassin de Banizoumbou au Niger, comme support géographique à l'utilisation de la technique d'agrégation spatiale des flux à la surface. Nous avons schématisé le bassin en trois unités, référées (5, 6 et 8 sur la carte des unités établies par Estèves (1993) et considéré les deux types de végétation présentes sur ces unités, à savoir la savane à *Guiera* et les plantations de Mil. Nous avons volontairement fait abstraction de la brousse tigrée où la représentation bicouche de la végétation telle qu'elle est incluse dans le modèle, n'est pas valable, puisque ce type de végétation présente une structure organisée spatialement. Quoiqu'il en soit, le bassin de Banizoumbou n'est ici qu'un support à la discussion sur l'aspect de base de la technique d'agrégation spatiale, à savoir la prise en compte des conductances globales dans les coefficients de pondération des moyennes spatiales des termes entrant dans les équations des flux.

Nous avons donc divisé le bassin en 5 unités décrites dans le tableau 1, les surfaces relatives de chacune étant indiquées dans la colonne (A).

Unité N°	Localisation	Végétation	A
2-1	Jupe sableuse	Savane à Guiera (17%)	0,16
2-2	Bas-Fonds	Savane à Guiera (17%)	0,29
2-3	Bas-Fonds	Savane à Guiera (30 %)	0,12
3-1	Jupe sableuse	Mil	0,24
3-2	Bas-Fonds	Mil	0,19

 Tableau 1

 Unités hydrologiques à Banizoumbou

Nous avons aussi effectué 5 simulations différentes sur l'ensemble du bassin, avec les données climatiques de la semaine 37, rapportées à 12 mètres de hauteur, en faisant varier les conditions initiales et éventuellement la répartition spatiale de la pluie. Ceci nous permet de considérer l'agrégation spatiale suivant des champs initialement uniformes (humide (1), sec (4) ou sec sans occurrence de pluies (5)), et non uniformes (sec et sans pluie sur la jupe sableuse (2) ou sec et sans pluie sur les bas-fonds (3)) (voir tableau 2).

Simulations	Conditions initiales				Conditions de pluie
	Wg	W_2	T_{g}	T_2	
1	W_{FC}	W_{FC}	23	25	Uniformes sur la surface
Jupe sableuse	W _{wilt}	Wwilt	27	29	Pas de pluie
2					
Bas-Fonds	W_{FC}	W_{FC}	23	25	Pluies possibles
Jupe sableuse	W _{FC}	W_{FC}	23	25	Pluies possibles
3					
Bas-Fonds	W_{wilt}	Wwilt	27	29	Pas de pluie
4	W _{wilt}	W _{wilt}	27	29	Uniformes sur la surface
5	Wwilt	W _{wilt}	27	29	Pas de pluie

ç.

Tableau 2Conditions de simulations

Pour toutes ces simulations, nous avons calculé les valeurs régionalisées de la conductance des flux, du terme Γ et de la température radiative (équation 14). Sur la figure 3, nous avons représenté les valeurs de $<\Gamma$ >et de <Trad>, normalisées par leur moyenne pondérée par les surfaces relatives de chaque unité. Nous constatons que, quelle que soit la simulation effectuée, le paramètre $\langle \Gamma \rangle$ est proche de la valeur $\Sigma a_i \Gamma_i$, sauf pour un certain nombre de points où le rapport de ces deux grandeurs est anormalement élevé en valeur absolue. Il s'agit là de points pour lesquels Σa_{Γ} est très proche de 0, les valeurs de Γ pouvant être positives ou négatives. Par rapport aux températures radiatives de surface, il est intéressant de noter que <Trad> est toujours proche de Sa;. Trad,; . Les écarts maxima s'observant lorsque le sol est très sec, sont de l'ordre de 5 %. On peut donc admettre que la température effective à l'échelle du bassin versant est correctement donnée par la moyenne pondérée par les surfaces relatives des températures radiatives de chaque unité. Il s'en suit que l'équation du bilan d'énergie (équation 15) est alors applicable à l'ensemble du bassin en utilisant la température radiative calculée par le modèle lorsque celui-ci est appliqué à tout le bassin avec des paramètres effectifs qui restent à préciser.

Sur la figure 3, nous avons représenté la contribution relative de la conductance de 3 unités (deux de savane à *Guiera* et une de mil), à la conductance régionale, indépendamment de leur surface de contribution. La valeur lue en ordonnée sur le graphique correspond au facteur duquel il faudrait réduire les valeurs de flux dans le modèle, si la végétation en question était considérée comme représentative à l'échelle régionale. On constate que ce facteur varie avec l'humidité du sol ainsi qu'en fonction de la répartition spatiale de cette humidité. Les résultats présentés ne sont qu'un début d'approche du problème de l'agrégation. De plus amples investigations sont nécessaires pour savoir quelles sont effectivement les résistances qui, en fonction de la variabilité de l'humidité, affectent le plus la contribution d'une unité déterminée.



Figure 3 : Évolution comparée de la conductance d'une unité par rapport à la conductance régionale (*) Le n° sur les flèches correspond au n° de la simulation.

CONCLUSIONS

Nous avons utilisé dans ce travail, un modèle de transferts dans le système solvégétation-atmosphère capable de simuler les flux à la surface de différentes végétations éparses sous diverses conditions d'humidité et d'aridité. Nous avons montré théoriquement que ce modèle validé à micro-échelle peut aussi être utilisé à une échelle régionale. Pour cela, les paramètres de transfert du modèle doivent être régionalisés par une technique d'agrégation faisant intervenir les conductances de chacune des unités. Nous nous posons alors la question de savoir si les valeurs régionales de ces paramètres seront affectées par des variations spatiales et temporelles de l'humidité. Les résultats obtenus nous montrent que le terme Γ et la température radiative régionale sont correctement représentés par leur moyenne respective, pondérée par la surface de contribution de chaque unité. L'équation du bilan d'énergie peut donc être appliquée à l'échelle régionale, ce qui permet d'affirmer que l'application du modèle à cette échelle est cohérente. En outre, nous montrons que la contribution relative de chaque parcelle à la conductance régionale est nettement plus élevée pour la savane à *Guiera* que pour le mil. Cette contribution variant significativement avec le stock hydrique et la répartition spatiale de l'humidité, nous en déduisons que de plus amples investigations sont nécessaires pour chercher à introduire des fonctions descriptives de cette variabilité dans la régionalisation des paramètres physiques de la végétation et de la surface.

BIBLIOGRAPHIE

BRUTSAERT W., 1982. Evaporation into the atmosphere. D. Reidel Publishing.

- CLAPP R., HORNBERGER G., 1978. Empirical equations for some hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 14: 601-604.
- DEARDORFF J.W., 1977. A parameterization of ground surface moisture content for use in Atmospheric Prediction Models. J. Appl. Meteor., 16: 1182-1185.
- DEARDORFF J.W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. J. Geophys. Res., 20: 1889-1903.
- DICKINSON R.E., 1984. Modelling evapotranspiration for the three dimensional Global Climate Models. Climate Processes and Climate sensitivity. Geophysical monograph. 29: 58-72
- Estèves, M., 1993. Cartography of the hydrological units at the Central East Supersite at the Hapex-Sahel 92 Experiment. Congres de l'A.G.U. San Francisco. Dec. 1993.
- LHOMME J.P., MONTENY B., AMADOU M., 1994a. Estimating sensible heat flux from radiometric temperature over sparse millet. *Agr. and Forest Meteorol.* 68 : 77-91.
- LHOMME J.P., MONTENY B., CHEHBOUNI A., TROUFLEAU D., 1994b. Determination of sensible heat flux over Sahelian fallow Savannah using infra-red thermometry. *Agr. and Forest Meteorol.*, 68:93-105.
- NOILHAN J., PLANTON S., 1989. A Simple parameterization of Land-Surface Processes for Meteorological Models. *Mon. Wea. Rev.*, 117 : 536-549.
- PEUGEOT C., ESTÈVES M., 1993. Runoff generation at the plot and small catchment scale. Congrès de l'A.G.U., San Francisco, Dec. 1993.
- SELLERS P.J., MINTZ Y., SUD Y., DALCHER A., 1986. The design of a simple Bio-Sphere Model (SiB) for use within general Circulation Model. J. Atmos. Sci., 43: 505-531.

- SHUTTLEWORTH W.J., 1988. Macrohydrology The new Challenge for process hydrology. J. of Hydrol., 100: 31-56.
- SHUTTLEWORTH W.J. WALLACE J.S., 1985. Evaporation from sparse crops - an energy combination theory. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 111: 839-855.
- SISSON J.B., 1987. Drainage from layered field soils : fixed gradient models. *Water Res. Res.*, 23(11) : 2071-2075.

ANNEXES

Estimation de la chaleur latente d'évapotranspiration par un modèle bi-couche.

En suivant les notations de LHOMME (1994), la chaleur latente d'évapotranspiration s'écrira :

$$LE = f LE_f + (l - f) LE_s$$

où les indices f et s se réfèrent respectivement à la végétation et au sol. La végétation couvre une fraction f du sol. Combinant les expressions pour Le_{f} et Le_{s} :

$$LE = \frac{\rho \cdot C_P}{\gamma} \left[\frac{f(e_f - e_o)}{R_{af} + R_c} + (1 - f) \frac{e_s - e_o}{Ras} \right]$$

qui peut s'écrire :

$$LE = \frac{\rho.C_P \left(e_e - e_0\right)}{\gamma \quad \text{Re}}$$

où par identification, on trouve les expressions de e_e et Re :

$$\operatorname{Re} = \frac{\operatorname{Ras.}(\operatorname{Raf} + \operatorname{Rc})}{f\operatorname{Ras} + (1 - f)(\operatorname{Raf} + \operatorname{Rc})} \quad \text{et} \quad e_e = \frac{f \cdot \operatorname{Ras.} e_f + (1 - f)(\operatorname{Raf} + \operatorname{Rc})e_s}{f \cdot \operatorname{Ras} + (1 - f)(\operatorname{Raf} + \operatorname{Rc})}$$

On peut alors écrire : $LE = \frac{\rho \cdot C_P}{\gamma} \frac{(e_e - e_a)}{Ra + Re}$ avec $e_f = e^* (T_f)$; $e_s = h_R e^* (T_s)$ et $\delta T = T_s - T_f$

où e* est la pression de vapeur à saturation, on trouve pour la chaleur latente :

$$LE = \frac{\rho \cdot C_P}{\gamma} \left[\frac{\Delta^* ((T_S - T_a) - c' \delta \cdot T) + D_a^*}{Ra + \text{Re}} \right]$$

avec $D_a^* = (e^*(Ta) - e_a) \cdot \gamma'$ et $\Delta^* = \Delta \cdot \gamma_2$
$$c = \frac{f \cdot Ras}{f \cdot Ras + h_R(1 - f)(Raf + Rc)}$$

$$\gamma' = \frac{f \cdot Ras + (1 - f)(Raf + Rc)}{f \cdot Ras + (1 - f)(Raf + Rc)}$$

$$\gamma_2 = \frac{f \cdot Ras + h_R(1 - f)(Raf + Rc)}{f \cdot Ras + (1 - f)(Raf + Rc)}.$$



UTILISATION DES MÉTHODES ISOTOPIQUES DANS L'ÉTUDE DE DIFFÉRENTES PARTIES DU CYCLE DE L'EAU DANS LE CADRE D'HAPEX-SAHEL

J.D. TAUPIN¹

Résumé

Les isotopes stables de la molécule d'eau, oxygène 18 (¹⁸O) et deutérium (²H) sont maintenant largement utilisés dans l'étude de la phase liquide et des processus qui peuvent l'affecter dans les différents compartiments de son cycle. En effet, les processus physiques tel que l'évaporation ou la géothermie vont se traduire par une variation de la composition isotopique initiale, ce qui se traduit par un marquage de l'eau. On peut aussi se servir des isotopes comme traceur pour suivre une masse d'eau au cours de son transfert dans les différentes parties du cycle de l'eau. Enfin, grâce aux nappes fossiles, les isotopes sont des outils précieux pour remonter aux conditions climatiques qui prédominaient à l'époque de la recharge de ces nappes.

Au cours de l'expérience Hapex-Sahel, les isotopes ont été utilisés dans trois domaines : les précipitations, les mares et les nappes.

Dans le cadre de l'étude des pluies, la variation des teneurs isotopiques au cours de la saison a donné des informations sur l'évolution des masses d'air et sur l'état de saturation de l'atmosphère. Quelques hypothèses ont pu être aussi émises sur les différentes origines de la vapeur qui alimentent les systèmes convectifs dans cette zone.

¹Orstom, mission au Niger, BP 11416, Niamey, Niger.

Dans le cadre de l'étude des mares, les isotopes ont permis de modéliser l'évaporation pendant la saison sèche, les résultats ont ainsi pu être comparés avec ceux issus de méthodes classiques telles que les mesures sur bac évaporatoire. La part de l'infiltration par rapport à la partie évaporée a pu ainsi être quantifiée dans des systèmes endoréiques différents.

Dans le cadre de l'étude hydrogéologique du Continental terminal, l'étude isotopique en complément de l'étude chimique et hydrodynamique a permis de différencier plusieurs modes d'infiltration, de localiser des zones de reprise évaporatoire directe de la nappe, et de visualiser des zones de mélanges par drainance avec les aquifères inférieurs. De plus, la mesure de la décroissance d'isotopes radioactifs tel que le tritium (³H) et le carbone 14 (¹⁴C) a permis une datation des différents aquifères.

INTRODUCTION

La zone d'étude choisie dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel (GOUTORBE et al., 1994), se situe au Niger (figure 1), en zone sahélienne près de la ville de Niamey sur un degré carré : 13-14° N, 2-3° E. Des études sur les différents compartiments du cycle de l'eau ont été réalisées et il s'est avéré intéressant de coupler les méthodes de mesures classiques avec des mesures isotopiques à titre de comparaison ou de complément d'information. L'étude du rapport des isotopes stables de l'environnement, que cela soit les isotopes de l'eau ¹⁸O/¹⁶O et ²H/¹H ou d'autres isotopes stables tels que par exemple ¹³C/¹²C, ³⁴S/³²S, ¹⁵N/¹⁴N permet de reconstituer l'histoire de certains processus qui ont modifié le milieu. En effet, les rapports isotopiques sont régis par des lois d'équilibre parfaitement déterminées, lois qui contrôlent les changements de phase, processus de condensation par exemple (18O/16O et 2H/1H) ou les réactions chimiques telles que bicarbonate -> carbonate (13C/12C et 18O/16O), le facteur de fractionnement entre les deux composés dépendant uniquement de la température. À ce fractionnement à l'équilibre peut s'ajouter un fractionnement cinétique dans le cas de processus hors équilibre comme par exemple l'évaporation, ce dernier terme dépendant des conditions du milieu. On peut aussi se servir de la composition isotopique comme marqueur d'un processus naturel ou artificiel. Par exemple la connaissance de la composition isotopique en ¹⁵N d'une nappe peut permettre de déterminer l'origine de la pollution azotée. En effet, les pôles d'origine de l'azote représentés par : l'azote atmosphérique, les engrais azotés chimiques, les déjections animales et l'apport en azote de certaines plantes peuvent être différenciés par leur composition en ¹⁵N. L'oxygène 18 ou le deutérium sont aussi d'excellents traceurs de la circulation de l'eau, puisqu'ils ne sont pas sujets à des processus de fixation qui affectent même les meilleurs traceurs chimiques. Ce marquage peut donc être utilisé pour suivre une masse d'eau et les processus qui peuvent l'affecter (évaporation, géothermie, mélange).

Les principales utilisations des isotopes de l'eau dans le domaine hydrologique concernent la pluie (variabilité spatiale, origine des masses d'air, reprise évaporatoire), le ruissellement (décomposition de l'hydrogramme de crue), l'eau dans la zone non saturée (processus d'infiltration, quantification de la recharge, calcul de l'évaporation), les nappes (suivi de l'homogénéité, mise en évidence de mélange, drainance, processus d'infiltration, reprise évaporatoire).

L'utilisation d'une gamme d'isotopes radioactifs, en complément d'étude, tels que ³H (T≈12,5 ans), ¹⁴C (T≈5 700 ans), ou d'autres dont les périodes sont beaucoup plus longues tel que ³⁶Cl (T≈300 000 ans), permettent de reconstituer l'âge moyen de la recharge des eaux des nappes actuelles ou fossiles ou de mesurer des vitesses d'infiltration en zone non saturée.



Figure 1 : Localisation du degré carré et des différents sites (pluviographes et mares).

Résultats

Méthodologie

Pour l'analyse de l'oxygène 18, on utilise la méthode d'équilibration de 3 ml d'eau avec du CO_2 industriel de composition isotopique connu. C'est le CO_2 que l'on mesure, qui après équilibration pendant 24 h avec l'échantillon d'eau, reflète la composition isotopique de l'eau au fractionnement près. Pour le deutérium on réduit 5 µl d'eau par le zinc, pour obtenir de l'hydrogène gazeux que l'on analyse. La mesure du rapport des isotopes se fait par spectrométrie de masse par comparaison à un standard (VG micromass 602D et 602C), l'erreur sur la mesure est de ±0,15 ‰ pour l'oxygène 18 et ±1 ‰ pour le deutérium. Les teneurs isotopiques sont mesurées en parts pour mille (‰) et correspondent pour l'oxygène 18 par exemple au rapport :

$$\delta^{18} o = \left(\left[\left(\frac{18}{0} / \frac{16}{0} \right) e \ chantillon / \left(\frac{18}{0} / \frac{16}{0} \right) s \ tan \ dard \ \right] - 1 \right) * 1000$$

La méthodologie de l'isotope radioactif du ³H est basée sur l'apport artificiel issu des essais nucléaires entre 1952 et 1963. L'arrêt des essais nucléaires en 1963 a permis d'établir une chronique de décroissance du ³H dans les pluies, ce qui permet une datation des eaux des nappes postérieurement à 1963. Par contre sa demi-vie étant faible, le tritium dans les pluies est revenu à son seuil d'abondance naturelle depuis la fin des années 1980, l'utilisation en devient donc plus délicate actuellement. La plage de datation du ¹⁴C est beaucoup plus grande (environ 35 000 ans) et sert à une datation naturelle, mais il peut être aussi utilisé dans les mêmes conditions que le ³H.

Le ³H est mesuré par comptage directement ou après enrichissement, et les teneurs sont exprimées en Unité Tritium (1UT correspond au rapport d'abondance atomique de 10⁻¹⁸). Le ¹⁴C est mesuré par scintillation liquide à partir du benzène obtenu par la séquence : carbonate (attaque acide phosphorique) —> CO_2 (absorption sur lithium) —> mélange lithium+eau —> acétylène (+cataly-seur) —> benzène. La mesure n'est possible que sur une masse minimale de 2g de carbone. Pour des teneurs plus faibles la méthodologie utilisée est nettement plus lourde, on utilise alors un accélérateur de particules (masse minimale 1 milligramme de carbone). Les teneurs sont exprimées en activité ramenée en % d'un étalon.

ÉTUDE ISOTOPIQUE DES PLUIES

La climatologie de la région sahélienne est sous la dépendance de l'anticyclone des Açores au Nord et de l'anticyclone de Sainte-Hélène au sud. Le renforcement de l'un affaiblit le second, ce qui se traduit par une poussée vers le nord de la masse d'air froid et humide (mousson) issue du golfe de Guinée de février à octobre et une poussée vers le sud de la masse d'air chaud et sec (harmattan) d'octobre à février. Les précipitations dans cette région dépendent presque exclusivement de la position du FIT et de sa structure, qui est caractérisée par une discontinuité verticale des champs de vent et d'humidité. Cette structure explique qu'au Sahel près de 80 % des pluies ont une origine convective que ce soit sous forme de cumulonimbus isolés ou d'amas nuageux organisés qui se déplacent d'est en ouest.

Dans le nuage, le fractionnement isotopique entre les phases vapeur-liquide lors du processus de condensation, enrichit en isotopes lourds la phase liquide au dépend de la phase vapeur. La goutte d'eau issue de la première phase de condensation va ensuite subir des processus physiques qui vont modifier sa composition isotopique initiale. Lors de sa chute à travers l'atmosphère, des processus de coalescence vont se produire ainsi qu'un rééquilibrage thermique partiel à l'intérieur du nuage. Sous le nuage, des processus de réévaporation sont possibles dans le cas de colonne d'air non saturante. La composition isotopique de la pluie au sol est donc la résultante de ces différents processus, montrant ainsi la complexité de l'analyse.

Les causes du fractionnement à la condensation étant identiques pour ¹⁸O et ²H, dans un graphe ¹⁸O vs ²H, les pluies vont se répartir selon la relation linéaire :

 $\delta^2 H = A * \delta^{18} O + B$, avec $A \approx 8 \text{ et } B \approx 10$ appelée droite de Craig, ou Droite des eaux Météorique Mondial, DMM. Les points qui se trouvent sous la DMM, surtout quand ils sont enrichis en isotopes lourds, sont marqués par une reprise évaporatoire au cours de leur chute dans l'atmosphère.

L'excès en deutérium " $d'' = \delta^2 H - 8 * \delta^{18} o$ permet aussi de différencier la vapeur recyclée localement, marquée par un excès en deutérium ("d">10).

Deux stations du dispositif Epsat ont fait l'objet d'échantillonnage en 1991, Yelouma (13° 26' 97 N - 02° 30' 80 E), Samadey (13° 34' 85 N - 02° 41' 66 E) et 5 stations en 1992, Niamey Orstom (13° 31' 87 N - 02° 05' 80 E), Niamey Aéroport (13° 28' 79 N - 02° 10' 39 E), Berkiawel (13° 30' 68 N - 02° 18' 51 E), Fandouberi (13° 31' 91 N - 02° 33' 52 E), Samadey, réparties sur un transect Est-Ouest représentatif de la direction privilégiée de la circulation des systèmes pluvieux (figure 1).

Les données récoltées pour les deux années portent sur 181 couples d'analyse ¹⁸O, ²H. Les teneurs varient entre -11,20 et +2,60 ‰ pour ¹⁸O et -80,1 et +13,5 ‰ pour ²H. Ces variations importantes sont caractéristiques des régions tropicales. Les teneurs les plus enrichies en ¹⁸O, marquées par un processus d'évaporation, se situent principalement en début d'hivernage. Elles sont souvent de faibles hauteurs et pendant leur descente dans une atmosphère encore relativement sèche à cette période, elles sont soumises à une évaporation partielle liée aux températures élevées et aux faibles taux d'humidité relative (figure 2). À partir du mois de juillet, la mousson est bien installée sur la zone, l'atmosphère reste en général saturée. Ces conditions permettent le développement de systèmes convectifs de grande échelle. Les températures sont aussi plus basses ce qui entraîne des teneurs appauvries en ¹⁸O. Les teneurs les plus appauvries, observées au milieu de l'hivernage, semblent essentiellement dues à des pluies issues de processus de condensation à très haute altitude (entre 10 000 et 15 000 m) en relation avec le phénomène convectif. D'autres processus peuvent intervenir dans l'appauvrissement des teneurs isotopiques, l'effet de masse qui se traduit par un appauvrissement des teneurs isotopiques pour de fortes hauteurs



Figure 2 : Évolution des teneurs isotopiques et des hauteurs de pluie à la station de Samadey pour l'année 1992.

de pluie et, l'effet de continentalité qui se traduit par un appauvrissement progressif d'un réservoir unique de vapeur sans apport, par vidange partielle le long de son parcours.

La figure 3 met bien en évidence l'effet de masse mais le phénomène de convection à haute altitude, qu'il soit local ou de grande extension, montre que les teneurs les plus appauvries en ¹⁸O peuvent concerner des pluies de hauteurs nettement plus faibles.

Les relations ¹⁸O vs ²H des précipitations pour les différentes stations montrent des pentes comprises entre 6,9 et 8,21. En soustrayant les pluies évaporées (P>0‰ en ¹⁸O ou P<5mm), la droite météorique locale (DML) sur l'ensemble des stations, est égale à celle établie par JOSEPH et ARANYOSSY (1989) pour l'Afrique de l'Ouest, à partir de la composition isotopique des nappes superficielles : $\delta^2 H = 7.5 * \delta^{18} o + 4.8$ et elle tend vers la DMM (figure 4).



Figure 3 : Relation oxygène 18 en fonction de la hauteur pour l'ensemble des échantillons de pluies récoltées aux six stations.



Figure 4 : Relation oxygène 18 en fonction du deutérium pour l'ensemble des échantillons de pluies récoltées aux six stations.

On peut noter aussi la présence d'un important recyclage de la vapeur continentale, se traduisant dans le graphe ¹⁸O vs ²H par des pluies placées légèrement au dessus de la DMM et dont l'excès en deutérium "d" est donc supérieur à 10.

Pour appréhender la variation isotopique à l'intérieur de l'événement, on a échantillonné, au cours de la saison 1992, cinq lignes de grain à la station de Niamev Orstom en fonction de la variation de l'intensité. Ces systèmes pluvieux particuliers comportent en général deux parties distinctes, un front qui donne des pluies de très fortes intensités mais d'une durée brève et une traîne qui donne des pluies de faibles intensités mais dont la durée peut dépasser plusieurs heures. Le front qui est une zone convective de forte ascendance produit des gouttes d'eau dont le diamètre est important et dont la température de condensation doit être relativement basse au vu des hauteurs d'ascendance. On peut donc supposer que dans ces conditions la composition isotopique de la goutte d'eau tend vers un appauvrissement isotopique. Par contre, dans la traîne, les gouttes sont plus petites et sont générées soit dans les couches basses de la traîne, soit sont issues du rejet en arrière des gouttes les plus fines générées au niveau du front. On peut donc penser que les teneurs isotopiques de la pluie issue de la traîne devraient avoir tendance à être moins appauvries que les pluies du front, d'autant plus qu'il peut s'v rajouter une reprise évaporatoire. Sur la figure 5, on constate effectivement un enrichissement isotopique après le passage du front pour 4 des lignes de grains échantillonnées. Celle du 22/08/92 montre par contre un appauvrissement au cours de l'averse ce qui peut s'expliquer soit par des altitudes de condensation plus basses ou bien par un apport de vapeur très appauvrie dans les basses couches de la traîne.



Figure 5 : Évolution de la teneur isotopique en oxygène 18 au cours de cinq averses, station de Niamey Orstom, 1992.

Une étude plus détaillée a concerné la ligne de grain du 18/07/92. La quantité précipitée est de 54 mm, l'averse a eu lieu entre 2 h 00 et 6 h 00 du matin. Dans le diagramme ¹⁸O vs ²H (figure 6), on observe un appauvrissement jusqu'au point 5, ceci est caractéristique de la vidange d'un réservoir unique, les teneurs sont au-dessus de la DMM et l'excès en deutérium montre que la vapeur est issue principalement du recyclage en milieu continental au niveau du front. Du point 6 à 10, il y a enrichissement de la composition isotopique, cela correspond à une baisse très forte de l'intensité, mais le processus n'est pas lié à l'évaporation, l'excès en deutérium accrédite plutôt un mélange de vapeur d'origine océanique (golfe de Guinée) et continentale. Les derniers points passent sous la DMM et sont liés principalement à une reprise évaporatoire, l'excès en deutérium étant bien inférieur à 10.



Figure 6 : Relation oxygène 18 en fonction du deutérium : évolution au cours de l'averse du 18/07/92, station de Niamey Orstom, 1992.

Perspectives : au vu des premiers résultats obtenus, l'étude de la composition isotopique des précipitations en zone tropicale peut apporter des renseignements qualitatifs sur l'état de l'atmosphère et la circulation des masses d'air. Cependant les processus restent complexes et il semble nécessaire de compléter cette étude avec :

 les données satellitaires infrarouge pour discriminer les altitudes de condensation;

- les cartes climatologiques au pas-de-temps journalier pour définir les mouvements des masses d'air en grand et,
- les radio-sondages pour différencier verticalement les couches d'air.

Modélisation de l'évaporation des mares en saison sèche par la méthode isotopique

Les zones endoréiques, dans la zone sahélienne, servent de réservoirs transitoires d'une grande partie des eaux de ruissellement qui, ensuite, s'infiltrent et/ou s'évaporent. Deux types principaux d'endoréisme ont été reconnus, les mares de plateau et les mares de bas-fond. Une mare de chaque type a été suivie, Wankama mare de bas-fond (13° 39' 00 N – 2° 38' 91 E) et Bazanga mare de plateau (13° 30' 33 N – 2° 34' 95 E). Des mesures de niveaux de ces mares pendant la période d'assèchement, couplées avec des mesures sur bac évaporatoire et d'un suivi isotopique et chimique, ont permis une comparaison de ces différentes méthodes pour estimer la part infiltrée de celle due à l'évaporation. Les premières mesures isotopiques qui ont été obtenues en 1991, bien qu'incomplètes, ont permis de différencier le comportement des mares de bas-fonds, très perméables par rapport aux mares de plateaux. (DESCONNETS *et al.*, 1993). Un échantillonnage plus serré en 1992 a permis de lever certaines incertitudes et de modéliser la part évaporée par rapport à celle infiltrée.

De façon qualitative, on peut voir l'effet de l'évaporation sur les teneurs isotopiques de la mare en comparant les teneurs en oxygène 18 par rapport à celles du Deutérium. Pour les deux ans d'étude, l'évolution isotopique de l'eau lors de l'assèchement des mares (figure 7) a un comportement identique, les points des deux années sur les deux mares s'alignant sur une droite de pente égale à 4,53.



Relation oxygène 18 en fonctión du deutérium pour les échantillons des deux mares en 1991 et 1992.

En considérant chaque jeu de données indépendamment, la pente varie entre 4,24 et 4,47. Ces pentes peu variantes tendent à montrer des conditions évaporatoires peu différentes d'un site à l'autre.

Ces pentes nettement inférieures à celle de la DMM, sont caractéristiques de l'évaporation d'un plan d'eau (FONTES, 1976).

Le point d'intersection de la droite d'évaporation des mares avec la droite météorique locale (DML), droite calculée à partir des teneurs isotopiques des pluies non évaporées de la saison 1991 et 1992, donne la composition isotopique du stock d'eau initial des mares avant la reprise par évaporation. Ce stock correspond au mélange des dernières pluies de la saison. On peut constater ainsi que pour l'année 1991 le point d'intersection avec la DML est égal à -6,92 % en oxygène 18 et -50,3 % en deutérium alors que pour 1992 on obtient -3,76 % en oxygène 18 et -24,0 % en deutérium. On peut mettre cela en relation directe avec la composition isotopique des dernières pluies de la saison qui ont contribué au remplissage des mares. En effet, sur les quinze derniers jours de la saison des pluies, la composition isotopique des pluies est beaucoup plus négative en 1991 (-7,8 % en oxygène 18 pour 95 mm de pluie) qu'en 1992 (-5,0 % en oxygène 18 pour 140 mm).

La différence de comportement vis-à-vis de l'infiltration entre les deux systèmes de mares peut être mise en évidence en premier lieu en comparant la fraction restante de liquide avec d'une part l'évolution de la conductivité et d'autre part l'évolution de la teneur isotopique (figure 8). On voit ainsi que la mare de bas-fond a un enrichissement isotopique et une conductivité plus faible pour une fraction restante de liquide comparable à la mare de plateau, ceci implique donc intuitivement une infiltration plus importante pour la mare de bas-fond que l'on va confirmer par la modélisation.



Figure 8 : Évolution de la conductivité et de l'oxygène 18 en fonction de la fraction restante de l'eau des mares, année 1992.

Le modèle d'évaporation d'un plan d'eau utilisé est celui de CRAIG et GORDON (1965) qui prend en compte les différents paramètres du milieu :

$$d\delta / d\ln f = \left[h_a * \left(\delta - \delta_a\right) - \left(\left(\delta + 1\right) * \left(\Delta \varepsilon + \varepsilon / \alpha\right)\right)\right] / \left(1 - h_a + \Delta \varepsilon\right)$$

en considérant que les paramètres h_a , δ_a , ϵ , $\Delta \epsilon$, α sont constants sur la période, on obtient l'équation suivante par intégration :

$$\delta = \left(\delta_O - A / B\right) * f^B + (A / B)$$

avec: $A = (h_a \delta_a + \Delta \varepsilon + \varepsilon / \alpha) / (1 - h_a + \Delta \varepsilon)$ et $B = (h_a - \Delta \varepsilon - \varepsilon / \alpha) / (1 - h_a + \Delta \varepsilon)$

- h_a = humidité relative moyenne de l'atmosphère ;
- δ_{0} , δ_{0} , δ_{a} = composition isotopique : de la mare à l'instant t, de la mare à l'instant t = 0, de l'atmosphère ;
- α = facteur de fractionnement isotopique entre le liquide et la vapeur (fonction de la température);
- ε=α-1 = enrichissement isotopique à l'équilibre (fonction de la température);
- $\Delta \varepsilon =$ enrichissement isotopique cinétique ;
- $f = fraction restante du liquide = (Q/Q_o).$

Dans le cas où il y a diminution du volume de la mare par évaporation et infiltration, l'équation devient (GONFIANTINI, 1986) :

$$\delta = (\delta_O - A/B) * f^{Bz} + (A/B) \text{ avec } Z = Q_{\acute{e} vap} / (Q_{\acute{e} vap} + Q_{inf})$$

Pour la modélisation de l'oxygène 18, on a pris comme paramètres météorologiques une température moyenne sur la période de 35°C et une humidité relative moyenne mensuelle égale à 39,5 %. La teneur en oxygène 18 de l'atmosphère, $\delta_{a,}$ a été prise égale à -17,0 ‰ valeur cohérente dans cette zone climatique, α =1,00856 (MAJOUBE, 1971), $\Delta \varepsilon$ = 14,2*(1-h_a) d'après GONFIANTINI (1986).

La fraction évaporée z qui s'ajuste le mieux aux données est égale respectivement à 0,75 pour Bazanga et 0,35 pour Wankama (figure 9). On peut aussi affiner le modèle en utilisant les paramètres climatologiques mensuels mais la variation sur z ne dépasse pas les 5 % de différence (DESCONNETS, 1994).

La modélisation isotopique des deux mares donne des résultats comparables aux méthodes empiriques d'estimation de l'évaporation par bac évaporatoire enterré (81 % pour Bazanga et 42 % pour Wankama) ou par bac classe A (76 % pour Bazanga et 44 % pour Wankama). La fiabilité du modèle permet par contre une mesure permettant directement de séparer évaporation et infiltration. Cette méthodologie est de plus extrapolable à des mares de grandes dimension dans la mesure où la topographie de la mare est parfaitement connue et que le volume d'eau s'homogénéise parfaitement.



Figure 9 : Modélisation de l'évolution de la teneur en oxygène 18 de l'eau de la mare de Bazanga et de celle de Wankama, année 1992.

ÉTUDE ISOTOPIQUE DES NAPPES DU CONTINENTAL TERMINAL

Dans la zone d'étude, on peut distinguer 2 à 3 nappes superposées dans le Continental terminal (Ct) qui est une formation continentale azoïque d'âge Miocène-Pliocène s'étendant en affleurement sur près de 90 000 km². Le degré carré constitue la bordure ouest du Ct.

Les deux nappes les plus profondes Ct1 et Ct2, quelque fois très difficiles à différencier géologiquement, sont des aquifères captifs et sont souvent artésiens sur la zone d'étude. Les points d'accès sont constitués par des forages dont les eaux sont très minéralisées (> 1300 μ S.cm⁻¹). Ces deux aquifères sont marqués par des teneurs isotopiques homogènes (figure 10). Pour le Ct1 sur 17 échantillons les teneurs en oxygène 18 varient entre -7,23 ‰ et - 7,93 ‰ (moyenne = -7,53 ‰, ect = 0,20) et en deutérium elles varient entre -55,7 ‰ et -58,9 ‰ (moyenne = -57,7 ‰, ect = 0,8) (Le GAL LA SALLE, 1994). En ce qui concerne le Ct2, sur 11 échantillons l'écart est un peu plus grand, pour l'oxygène 18 les teneurs oscillent entre -46,4 ‰ et -57,0 ‰ (moyenne = -53,1 ‰, ect = 2,2) (figure 10). On a pu voir précédemment que la composition isotopique en oxygène 18 et en deutérium des pluies actuelles, qui constituent la fonction entrée de tout système hydrologique, montraient des valeurs beaucoup plus enrichies (moyenne annuelle pondérée par la hauteur des pluies, entre -4 et -5 ‰ en oxygène 18 sur les 2 années d'étude). On peut donc en conclure que les teneurs isotopiques des nappes du Ct1 et du Ct2 correspondent à une recharge dans un climat différent de l'actuel présentant des températures plus fraîches. Le dernier changement climatique important noté dans la région se situant aux environs de 4 000 ans BP, (DUBARD, 1988) on peut en conclure que la recharge est antérieure à cette époque. Ceci a été confirmé par des analyses de radio-isotope ¹⁴C effectuées sur le Ct2 et le Ct1 qui ont donné des âges à la limite de détection de la méthode, soit des âges supérieurs à 30 000 ans (LE GAL LA SALLE, 1994) qui correspondraient à la dernière grande période pluviale.



Figure 10 : Relation oxygène 18 en fonction du deutérium des trois séries d'échantillons du Continental terminal.

Pour le Ct3, qui constitue la nappe phréatique régionale, les points de prélèvements sont constitués essentiellement par des puits ouverts (environ 275). La profondeur de la nappe est sub-affleurante à peu profonde dans les points bas constitués par les koris et particulièrement dans le Dallol Bosso et, profond (jusqu'à 75 m) dans les points hauts que constituent les plateaux latéritiques. La minéralisation est faible en général (médiane à 100 μ S.cm⁻¹) sauf dans les points bas où de plus fortes minéralisations sont observées dues à une forte reprise évaporatoire localement (LEDUC et LENOIR, 1994). Les teneurs isotopiques observées sont nettement plus enrichies et beaucoup plus variables que pour les deux autres aquifères (figure 10), de -1,89 % à -5,37 % pour l'oxygène 18

(moyenne = -3,88 ‰, ect = 0,87 pour n = 99) et, de -15,2 ‰ à -34,4 ‰ (moyenne = -25,4 ‰, ect = 5,0). Ces valeurs peuvent être directement corrélées aux teneurs isotopiques des précipitations observées, ce qui montre une alimentation concordante à la période climatique actuelle. Un programme de datation est en cours, l'unique datation ¹⁴C, effectuée à l'accélérateur de particules, vu la faible minéralisation, a montré que l'âge moyen de la recharge devait être postérieur au pic artificiel des essais nucléaires de 1963 (activité ¹⁴C mesurée égale à 105 %). Quelques mesures de ³H ont confirmé cette recharge postnucléaire, mais la plupart des points mesurés sont dans le bruit de fond naturel, un couplage avec des analyses ¹⁴C permettrait de lever certaines incertitudes. Les données piézométriques confirment une recharge récente qui représenterait en première approximation 10 % de la pluie annuelle, correspondant à un renouvellement annuel de l'aquifère de 2 à 5 % (LEDUC et KARBO, 1994).

Une interaction entre les aquifères a été aussi mise en évidence. En effet, un prélèvement dans un puit à 38 mètres de profondeur situé au nord de la zone (Karey Bangou) a donné une teneur isotopique de -6,7 ‰ en oxygène 18 avec une minéralisation de 1500 µS.cm⁻¹. Cette teneur particulièrement appauvrie est à rapprocher des teneurs des aquifères sous-jacents, Ct1 ou Ct2, ce qui nous a amené à conclure à des zones ou on pourrait avoir un processus de mélange par drainance entre le Ct3 et un des deux aquifères inférieurs.

Plusieurs processus peuvent expliquer l'importante variation des teneurs isotopiques au sein du Ct3, ce qui tend à montrer que le processus local d'infiltration reste un élément majeur dans la composition isotopique du point de prélèvement et donc, que les vitesses des écoulements latéraux de la nappe restent faibles comparées aux mouvements verticaux. Les valeurs les plus positives révèlent une reprise évaporatoire, nettement visible sur le graphe oxygène 18 vs deutérium où l'alignement de ces points montre une pente nettement inférieure à 8. Cette reprise évaporatoire peut se produire soit lors de l'infiltration pour les endroits où la nappe est profonde, ceci impliquant une faible conductivité hydraulique du sol localement, soit directement à partir de la nappe si elle est sub-affleurante, cas de certains puits du Dallol Bosso. Les valeurs les plus négatives, en dehors du cas de mélange évoqué plus haut, sont plus délicates à déterminer et pourraient être liées à des événements pluvieux de fin de saison à composition isotopique très négative dans des zones où l'infiltration est rapide ce qui ne permettrait pas l'homogénéisation dans la zone non saturée.

Perspectives : une autre utilisation de la méthodologie isotopique pourrait être utilisée pour étudier le problème de pollution azotée. En effet, dans l'aquifère du Ct3, on retrouve des teneurs élevées en nitrates largement en dehors des normes de potabilité (>100 mg.l-¹). S'agit-il de pollutions locales du puits liées au bétail ou au mauvais entretien du puits ou d'une origine diffuse intéressant toute la zone due au pâturage des animaux. D'autres origines sont possibles, termitières (les termites produisant des nitrates en quantité non négligeable), végétale (plante rejetant de l'azote telle que les acacias, ...), ou atmosphérique (les systèmes orageux sur la région favorisant des réactions $N_2 \longrightarrow NO_3$). Pour déterminer l'origine de la pollution nitratée, il serait intéressant de discriminer les origines possibles par un traçage par l'isotope stable de l'azote ¹⁵N.

CONCLUSION

La méthodologie isotopique, à travers ces quelques exemples, se révèle particulièrement intéressante dans le contexte climatique semi-aride.

Les isotopes de l'eau peuvent retracer en partie l'historique de la goutte d'eau à travers son cycle. Ils permettent de modéliser physiquement et directement le processus d'évaporation dans des conditions où les méthodes classiques sont empiriques (évaporation des mares), ou parfois même inefficaces ou peu fiables et toujours indirectes (évaporation des nappes superficielles à travers les sols, TAUPIN, 1990). Ils semblent être aussi très prometteurs dans la modélisation des crues pour différencier réellement les différents apports (GALLAIRE, 1995).

Les isotopes présentent surtout une gamme d'utilisation très variée dans l'étude de l'environnement actuel et des interactions humaines ainsi que dans la reconstitution des paleoenvironnements.

BIBLIOGRAPHIE

- CRAIG H., Gordon L.I., 1965. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere. In « Stable Isotopes in Oceanographic studies and Paleotemperatures », *CNR*, *Laboratorio di Geologica Nucleare*, *Pisa*, 9-130.
- DESCONNETS J.C., TAUPIN J.D., Lebel T., 1993. Le rôle des mares dans le bilan hydrologique d'une région sahélienne in : Bolle H.- J., Feddes, R.A. and Kalma, J. (Editors). Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales (Proceedings of the Yokohama Symposium, july 1993). AISH Publ. N° 212, 299-311.
- DESCONNETS J.C., Taupin J.D., 1993. Comparison of different methods of evaporation estimation from the free water surface for small lakes during the dry season. Evaporation, Water and Deposition. A. Becker, B. Sevruk and M. Lapin (eds.), Proc. of Symp. on Precipitation and Evaporation, Vol. 3, Bratislava, Slovakia, 20-24 september 1993, 62-67.
- DESCONNETS J.C., 1994. Caractérisation hydrologique de quelques systèmes endoréiques en milieu sahélien (degré carré d'Hapex-Sahel-Niger). Thèse de doctorat en Sciences, Univ. Montpellier II, en cours.
- DUBARD C., 1988. Éléments de paléohydrologie de l'Afrique saharienne : Les dépôts quaternaires d'origine aquatique du N.E. de l'Aïr (Niger Palhydaf site 3). Thèse de doctorat en Sciences, Univ. Paris sud, Orsay, 163 p.
- FONTES J.Ch., 1976. Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles : quelques aspects. *Thèse de doctorat en Sciences, Univ. Paris VI*, 208 p.
- GALLAIRE R., 1995. Hydrologie en milieu subdésertique d'altitude : l'Aïr (Niger). Thèse de doctorat en Sciences, Univ. Paris sud, Orsay, en cours.

- GONFIANTINI R., 1986. Environnemental isotopes in lake studies. *Handbook* vol. 2, Radioisotopes, éditors Fritz et Fontes, 1986.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BESSEMOULIN P., BROUWER J., DOLMAN J., ENGMAN E.T., GASH J.H.C., HOEPFFNER M., KABAT P., KERR Y.H., MONTENY B., PRINCE S., SAID F., SELLERS P., WALLACE J., 1994. Hapex-Sahel : a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semiarid tropics. Annales Geophysicae 12, 53-64.
- JOSEPH A., ARRANYOSSY J.F., 1989. Mise en évidence d'un gradient de continentalité inverse en Afrique de l'Ouest en relation avec les lignes de grain. *Hydrogéologie* 3, 215-218.
- LE GAL LA SALLE C., 1994. Circulation des eaux souterraines dans l'aquifère captif du Continental terminal : Bassin des Iullemden, Niger. Méthodologie et Application : Isotopes stables de la molécule d'eau, Carbone 14, Chlore 36, Uranium et gaz nobles. *Thèse de doctorat en Sciences, Univ. Paris sud*, à paraître.
- LEDUC C., KARBO A. ,1994. Variabilité spatio-temporelle de l'impact de l'infiltration sur la nappe phréatique du Continental terminal (Hapex-Sahel, Niger), dans ce volume.
- LEDUC C., LENOIR F., 1994. Étude de la recharge de la nappe du Continental terminal 3 (Ct3) en rive gauche du Niger. In « Hydrologie et Météorologie de Méso-Echelle dans Hapex-Sahel : Dispositif de Mesures au Sol et Premiers Résultats », éd. T. Lebel, Orstom Montpellier, en cours.
- MAJOUBE M., 1971. Fractionnement en oxygène 18 et en Deutérium entre l'eau et sa vapeur. J. Ch. Phys., tome 68, 1425-1435.
- TAUPIN J.D., 1990. Évaluation isotopique de l'évaporation en zone non saturée sous climat sahélien et évolution géochimique des solutions du sol (vallée du Niger). Thèse de Doctorat en Sciences, Université Paris-Sud, Orsay, 172 p.

LA PLUIE AU SAHEL : UNE VARIABLE REBELLE À LA RÉGIONALISATION

T. LEBEL¹, A. AMANI², J.D. TAUPIN³

Résumé

Le réseau de pluviographes de l'expérience Epsat-Niger permet de caractériser la variabilité spatiale et temporelle des pluies sahéliennes pour une large gamme d'échelles, et d'en déduire des règles d'échantillonnage pour la régionalisation des cumuls observés sur différents pas de temps. Une étude comparative montre qu'un échantillonnage temporel inadapté peut être responsable d'erreurs bien supérieures à celles dues à un échantillonnage spatial peu dense. En particulier, l'échantillonnage temporel réalisé par les satellites défilants à orbite polaire conduit à des erreurs d'estimation de la lame d'eau saisonnière sur le degré carré de Niamey avoisinant les 100 %. On montre également que la variabilité spatiale des cumuls saisonniers est d'un ordre comparable à celle des cumuls par événement, ce qui va à l'encontre de l'effet de lissage en principe provoqué par l'intégration temporelle. On peut supposer que ce phénomène résulte du mélange de plusieurs populations d'événements avant des échelles de fluctuation différentes. On a donc cherché si une classification des événements pluvieux basée sur leur extension spatiale, telle que mesurée par un réseau dense de pluviographes, pouvait rendre compte de la variabilité de petite échelle spatiale des cumuls saisonniers. Contre toute attente, ce sont les événements de grande extension spatiale qui présentent les plus faibles distances de décorrélation. L'intermittence spatiale est donc une des principales caractéristiques des pluies au Sahel et doit être prise en compte même pour des échelles de temps aussi grandes que le mois

¹Orstom, Groupe PRAO, LTHE, BP 53 X, 38041 Grenoble cedex.

²École Polytechnique de Montréal, Dépt de génie civil, Montréal, Canada.

³Orstom, Groupe PRAO, BP 11416, Niamey, Niger.

ou la saison. Ceci exclut d'avoir recours aveuglément aux modèles qui présupposent la continuité et la stationnarité pour régionaliser les champs de précipitation.

INTRODUCTION

Il est bien connu de quiconque a jeté un regard, ne serait-ce que superficiel, à une carte d'isohyètes de l'Afrique de l'ouest que la pluie moyenne interannuelle sur cette région est très bien organisée dans l'espace. Les isohyètes sont orientées est-ouest avec un gradient nord-sud régulier (NICHOLSON *et al.*, 1988). L'interpolation du champ des moyennes interannuelles est donc possible à l'aide de modèles linéaires simples, en particulier ceux de la famille des Blue's (Best Linear Unbiased Estimators, ou Meilleurs Estimateurs Non Biaisés, d'après Allgood J., communication personelle).

Il est également connu qu'aux petites échelles de temps (l'événement pluvieux et en dessous) la pluie au Sahel est *aléatoire* ou *discontinue*, ces termes étant communément employés pour signifier que de fortes pluies peuvent voisiner des pluies très faibles, voire nulles, sur quelques kilomètres. Cette forte variabilité, souvent remarquée, n'avait jamais, jusqu'à une époque récente, été étudiée, et encore moins modélisée quantitativement, faute d'un dispositif de mesure adéquat. Un premier pas dans cette direction a été effectué au milieu des années 80 avec la mise en place d'un réseau dense de pluviomètres sur le degré carré de Ouagadougou (HUBERT et CARBONNEL, 1988). Le dispositif expérimental d'Epsat-Niger (LEBEL et al., 1992) a permis de prolonger ces études préliminaires en bénéficiant de résolutions spatiales et temporelles bien meilleures, grâce à l'emploi de pluviographes et d'un radar bande C numérisé.

ï

-

La pluie dans la région de Niamey, où s'est déroulée l'expérience Epsat-Niger, présente une organisation tout à fait typique de la zone sahélienne en terme de pluie interannuelle : orientation est-ouest des isohyètes et gradient nord-sud moyen de 1 mm/km environ (LEBEL et al., 1992).

Les cartes de pluviométrie annuelle publiées sur cette région à partir d'images satellitaires (voir par exemple CARN *et al.*, 1987) présentent également une organisation en bandes latitudinales, le gradient nord-sud dominant largement sur les irrégularités locales. Il semblerait donc, d'après ces cartes, que la pluie au Sahel soit aisément régionalisable à l'échelle annuelle, voire mensuelle. Comme le pixel Météosat, sur lequel sont basées ces cartes, mesure de l'ordre de 5x5 km², leur aspect régulier permet de penser qu'au-delà de quelques pixels la cohérence spatiale de la pluie annuelle autorise l'emploi des modèles d'interpolation linéaire supposant continuité et stationnarité des champs précipitants. Ceci suppose un lissage de l'importante variabilité spatiale observée à l'échelle de l'événement, attribuable au fait que la pluie annuelle est composée de la superposition d'un grand nombre d'événements de structure analogue. En réalité les cartes d'isohyètes saisonnières tracées à partir du réseau de pluviographes Epsat-Niger présentent

elles aussi une forte variabilité de petite échelle (TAUPIN *et al.*, 1993b ; GOUTORBE *et al.*, 1994) qui complique la régionalisation et invite à revoir certaines idées forgées à partir des observations faites en région tempérée.

INFLUENCE DE L'ÉCHANTILLONNAGE SPATIAL ET TEMPOREL SUR L'ESTIMATION DE LA PLUIE ANNUELLE

Avant d'examiner les difficultés auxquelles on est confronté lorsqu'on cherche à modéliser l'organisation spatiale des cumuls saisonniers, on va illustrer l'influence de l'échantillonnage spatial et temporel sur l'estimation de la pluie aux échelles annuelles et inférieures. On se concentrera pour cela sur l'année 1992. Les caractéristiques essentielles de la pluviométrie de cette année sont données dans le tableau 1. L'ensemble des résultats présentés dans cette section s'appuient sur des valeurs de référence constituées par les pluies moyennes calculées sur le degré carré à l'aide du réseau complet de pluviographes (97 postes sur le degré carré). Ce réseau suréchantillonne largement le champ pluviométrique dès lors que l'objectif est limité au calcul de valeurs moyennes sur 12 000 km² (figure 1) et on peut donc considérer ces valeurs comme suffisamment précises pour notre propos.



Figure 1 :

Estimation de la pluie moyenne annuelle sur le degré carré en fonction du nombre de stations utilisées pour l'estimation. Toutes les combinaisons possibles ont été calculées pour les réseaux allant de 1 à 30 stations, permettant le calcul d'un écart type (courbe m+et : moyenne + écart type ; courbe m-et : moyenne - écart type). Pour les réseaux de 31 à 70 stations on a calculé uniquement les combinaisons aboutissant au maximum et au minimum. On notera qu'à partir de 10 stations les courbes m-et et m+et sont déjà très proches de la moyenne mesurée à partir du réseau de 70 stations. On peut en déduire que le réseau Epsat-Niger suréchantillonne largement le champ pluviométrique dès lors qu'on se contente de calculer la moyenne sur l'ensemble de la zone.

ÉCHANTILLONNAGE TEMPOREL

Bien que la question traitée ici soit celle de la régionalisation des champs pluviométriques il n'est pas sans intérêt de comparer les influences respectives de l'échantillonnage temporel et de l'échantillonnage spatial sur l'estimation de la pluie moyenne sur le degré carré de Niamey. En effet, alors que l'échantillonnage spatial constitue le point faible des méthodes d'estimation à partir de réseaux sol, l'échantillonnage temporel est sans conteste celui des méthodes d'estimation par satellite, toute considération de validation mise à part. Les résultats présentés ici ne constituent qu'un exemple, une analyse statistique complète à partir des données 1990-1993 se trouvant dans LEBEL et LECOCQ (à paraître), où on trouvera également la description détaillée de la procédure de simulation utilisée. Il s'agit d'une procédure d'extension temporelle analogue à la procédure de Thiessen utilisée pour étendre dans l'espace les mesures ponctuelles en fonction de leur aire d'influence. Ici, *l'aire d'influence temporelle* est la période d'échantillonnage supposée du satellite, notée Δt .

Sur la figure 2 les N estimateurs obtenus pour $\Delta t=3$ (résolution du format B3 des données stockées pour ISCCP : International Satellite Cloud Climatology Project) et 12 h (satellites NOAA ou DMSP), ont été portés par ordre d'apparition (premier estimateur pour passage du satellite entre 00:00 et 00:05, deuxième estimateur pour passage du satellite entre 00:05 et 00:10, dernier estimateur pour passage du satellite entre $\Delta t-5'$ et Δt).



Figure 2 :

Simulation de l'estimation du cumul saisonnier sur le degré carré de Niamey par échantillonnage temporel régulier aux intervalles de 3 et 12 heures - saison des pluies 1992 (10 avril-10 octobre).

Comme on pouvait s'y attendre la fluctuation de l'estimation pour $\Delta t = 12 h$ est nettement supérieure à celle constatée pour Δt = 3h. Le coefficient de variation, CV, des estimateurs peut être assimilé à une mesure de l'erreur moyenne d'échantillonnage qui est commise par les satellites. Il vaut 30 % pour $\Delta t = 12$ h et 10 % pour Δt = 3 h. L'amplitude relative, AR, définie comme le rapport de la différence entre maximum et minimum sur la moyenne, souligne l'importance des erreurs potentielles pour $\Delta t = 12$ h. Il vaut en effet 120 % ce qui est bien supérieur à la valeur calculée pour $\Delta t = 3 h (39 \%)$ et même à celle calculée sur l'échantillon des valeurs ponctuelles (77 %, voir tableau 1). On peut déjà conclure à ce stade que le très fort lissage associé au calcul de moyennes spatiales sur 10 000 km² n'est pas suffisant pour masquer les conséquences de l'intermittence temporelle. On aura une idée de cette intermittence pour la pluie ponctuelle en se reportant à la figure 3 où a été tracée la distribution des durées cumulées de précipitation pour la station de Niamey Orstom. On y voit que 50 % du cumul saisonnier est tombé en moins de 4 heures seulement. Des calculs similaires réalisés pour d'autres stations aboutissent à des ordres de grandeur semblable : 50 % du cumul saisonnier (c'est-à-dire 50 % du cumul annuel) enregistré en un point tombe en une durée comprise entre 3 h 30 et 5 h. Parmi les 50 % restant, l'essentiel tombe en une cinquantaine d'heures, seuls 2 à 3 % du total se répartissant de façon plus diffuse dans le temps.

Tableau 1Statistiques des valeurs aux stations pour la saison des pluies 1992(10/04 - 10/10) ; les valeurs sont en mm. CV : Coefficient de Variation ;AR : Amplitude Relative

	Nbre	Moyenne	Écart type	Minimum	Maximum	CV	AR
	Stat.	des stations				(%)	(%)
	n	$\left(\mu_{p}\right)$	(s)	(m)	(M)	$\left(s/\mu_{p}\right)$	$(M-m)/\mu_p$
Réseau de base sur dégré carré	70*	513	71	389	782	13,9	77
Réseau de base sur 16 000 km²	79**	517	68	389	782	13,2	76
Réseau SSC (750 km²)	27	488	48	410	591	9,9	37

* réseau de base de 72 stations, mais deux lacunes.

** réseau de base de 82 stations, mais trois lacunes.

*** SSC : Super-Site Central, réseau de base de 27 stations, mais quatre lacunes.



Figure 3 : Distribution des temps entre deux basculements consécutifs. Station de Banizoumbou-1992.

ÉCHANTILLONNAGE SPATIAL

La simulation de sous-réseaux permet d'appréhender empiriquement les effets de l'échantillonnage spatial. Ces sous-réseaux peuvent être réguliers (on réunit plusieurs mailles du réseau de base, lui même régulier) ou irréguliers. Dans le premier cas seul l'effet de densité est testé, alors que dans le second cas le positionnement des stations a aussi une influence.

On présente en figure 4 les estimations obtenues pour des réseaux réguliers à 4 stations (16 réseaux pseudo-réguliers sur une maille de base de 40 kilomètres environ). Sur la même figure on a porté les valeurs ponctuelles enregistrées aux 95 stations du réseau complet, pour lesquelles le cumul saisonnier est disponible Ces valeurs, qui représentent 95 (resp. 16) estimateurs possibles de la pluie moyenne sur le degré carré pour le cas où une seule station (resp. 4) serait disponible, ont été portées par latitude croissante de la station ou du réseau. La comparaison avec la figure 2 permet immédiatement de constater la plus faible variabilité introduite par l'échantillonnage spatial en comparaison de l'échantillonnage temporel. Ceci est confirmé en comparant les distributions classées (figure 5). En particulier, l'erreur liée à un échantillonnage spatial (c'est-à-dire celui consistant à n'utiliser qu'une seule station dont la valeur serait étendue à

l'ensemble du degré carré pour en estimer la pluie moyenne), que ce soit sur le plan du coefficient de variation (30 % contre 14 %) ou des valeurs extrêmes (minimum : 216 mm contre 389 mm ; maximum : 835 mm contre 782 mm ; Amplitude Relative : 120 % contre 77 %).

Dans la mesure où elle est limitée à une seule aire (le degré carré) et un seul pas de temps (l'année), cette comparaison entre l'échantillonnage spatial et l'échantillonnage temporel n'a pas pour prétention de les hiérarchiser. Notre souci est uniquement de montrer qu'il ne faut pas sous-estimer les biais introduits par l'échantillonnage temporel, déjà mis en évidence par HUBERT *et al.* (1991) et qu'une étude des effets conjoints (et non plus séparés comme cela est le cas ici) des deux types d'échantillonnage sera nécessaire. Une telle étude devra dépasser l'approche empirique et s'appuyer sur une modélisation des structures spatiotemporelles des champs précipitants. Dans ce qui va suivre on va évaluer dans quelle mesure les modèles géostatistiques peuvent être utilisés à cette fin.



Figure 4 : Simulation de l'estimation du cumul saisonnier sur le degré carré de Niamey par échantillonnage spatial régulier aux intervalles de 50 et 100 kilomètres - saison des pluies 1992 (10 avril-10 octobre).


Figure 5 :

Comparaison des distributions classées des estimations du cumul saisonnier sur le degré carré de Niamey pour les échantillonnages temporels réguliers de 3 et 12 heures, d'une part, et pour les échantillonnages spatiaux réguliers aux intervalles de 50 et 100 kilomètres, d'autre part - saison des pluies 1992.

APPLICATION DE LA GÉOSTATISTIQUE AUX PLUIES SAHÉLIENNES

Les applications de la théorie des variables régionalisées, à l'interpolation des champs pluviométriques sont nombreuses (OBLED, 1986). Plusieurs études ont montré la capacité du krigeage à fournir les estimateurs les plus robustes de la pluie moyenne spatiale pour des réseaux de densité faible à moyenne (e.g., CREUTIN et OBLED, 1986 ; LEBEL *et al.*, 1987). La mise en œuvre de cette technique s'appuie sur des hypothèses de stationnarité du champ étudié dont l'organisation spatiale peut être caractérisée par une fonction de corrélation (variogramme ou covariance généralisée).

Sur la base de ces résultats obtenus en régions tempérée et méditerranéenne, THAUVIN (1992) puis TAUPIN *et al.* (1993a) ont mené une étude des variogrammes expérimentaux des cumuls pluviométriques, par événement¹ d'une part, saisonniers d'autre part, mesurés sur le degré carré de Niamey.

¹ L'événement pluvieux est défini par référence à la zone d'étude, selon des critères spatiaux : i) une pluie de 2,5 mm au moins doit avoir été enregistrée sur au moins une des stations du réseau ; ii) 30 % au moins des stations en fonctionnement doivent avoir enregistré plus de 1 mm de pluie ; iii) il ne doit pas y avoir d'interruption de la pluie pendant une demi-heure sur l'ensemble du réseau en fonctionnement. Il en ressort :

- la portée, ou distance de décorrélation, des totaux par événement est assez stable et de l'ordre de 30 km, pour les événements pluvieux de grande extension spatiale, c'est-à-dire touchant au moins 70 % des stations du réseau Epsat-Niger (figure 6) :
- il n'est pas toujours aisé d'identifier un palier sur les variogrammes des cumuls saisonniers, un filtrage des données prenant en compte le gradient climatique de 1 mm/km pouvant être nécessaire :
- --- la portée du variogramme saisonnier, est en movenne du même ordre de grandeur que celle calculée sur les cumuls par événement (figure 6). En réalité il apparaît que les variogrammes expérimentaux continuent à croître au delà, mais après un plateau marqué entre 30 et 70 km (voir exemple dans TAUPIN et al., 1992).



Variogrammes des cumuls événement et saisonnier (1992)

Figure 6 :

Variogrammes normés des cumuls saisonniers et par événement de la saison 1992 (d'après TAUPIN et al., 1993b). Le variogramme par événement est un variogramme climatologique, exprimant la strucutre moyenne des cumuls par événement (plus de 30 % des stations touchées).

Ce dernier résultat est particulièrement surprenant car il semble indiquer qu'il ne se produit aucun lissage de la variabilité spatiale lorsqu'on accroît le pas de temps de cumul, ce qui est contraire aux résultats évoqués précédemment (LEBEL *et al.*, 1987; LABORDE et LEMPEREUR, 1986). Le fait, déjà souligné par LEBEL *et al.* (1992) et TAUPIN *et al.* (1993b), qu'il existe une forte variabilité de petite échelle des cumuls saisonniers au Sahel est un des résultats préliminaires les plus marquants de Epsat-Niger. Ce fait est illustré ci-dessous par un exercice de validation de schémas d'interpolation.

Dans un premier temps on part de l'échantillon des 98 totaux saisonniers disponibles sur toute la zone d'étude (le degré carré plus une zone d'extension de 4 000 km² à l'ouest, soit 16 000 km² au total). Cet échantillon est divisé en 2 échantillons de 49 valeurs réparties régulièrement dans l'espace. On reconstitue les valeurs d'un échantillon (échantillon test) à partir des valeurs de l'autre, et on prend comme critère à minimiser la moyenne du carré des écarts entre valeurs mesurées et valeurs reconstituées sur l'échantillon test. Trois remarques se dégagent de ce tableau :

- tous les schémas à dérive nulle produisent des résultats équivalents, que ce soit du point de vu du critère d'erreur ou de celui de la moyenne des valeurs reconstituées ;
- les schémas à dérive linéaire produisent entre eux des résultats semblables, sensiblement moins bons que ceux des schémas à dérive nulle ;
- l'interpolation à l'aide du plan moyen (les valeurs à reconstituer sont partout estimées par la moyenne d'ensemble du champ) est pratiquement aussi bonne que le meilleur interpolateur par krigeage (erreur moyenne : 77,3 mm contre 74,4 mm).

Autrement dit, l'interpolation *optimale* par krigeage n'apporte rien pour la reconstitution de valeurs ponctuelles à partir d'un réseau dont l'interdistance moyenne est de l'ordre de 25-30 km (on a enlevé une station sur deux), et l'erreur d'interpolation moyenne sur les 49 points s'élève à 15 % quelle que soit la méthode considérée.

La deuxième partie de l'exercice consiste à travailler uniquement sur le supersite central (750 km²) avec son réseau de 27 stations (interdistance moyenne de 5 km environ), divisé en un réseau d'interpolation (14 stations) et un réseau test (13 stations). On constate (tableau 3) que le krigeage (erreur moyenne : 9,8 %) produit une amélioration significative par rapport à l'interpolateur élémentaire qu'est la moyenne arithmétique (erreur moyenne : 13,7 %).

Ces résultats sont tout à fait cohérents avec le variogramme de la figure 6 et, d'une certaine manière le valide : au-delà de la portée, l'absence de corrélation fait de la moyenne arithmétique le meilleur estimateur non biaisé ; en deça, il existe une structure spatiale que le krigeage parvient à exploiter et l'interpolation s'en trouve améliorée. On remarquera de plus que l'erreur moyenne de reconstitution varie en sens inverse de l'écart type des valeurs reconstituées, ce qui

confirme que l'interpolation linéaire ne parvient pas à reproduire correctement la variabilité naturelle des champs de pluie (en reconstitution on ne retrouve que 42 % de l'écart type d'origine de l'échantillon test extrait du réseau complet, et 50 % de celui de l'échantillon test du réseau site central).

 Tableau 2

 Résultats de la validation croisée (d'après TAUPIN et al., 1993b)

Estimateur	Moyenne	Écart type	Moyenne	
	$\left(Z_i - Z_i^*\right)^2$	des Z_{i}^{*}	des Z_{i}^{*}	
Krigeage des observations Z, (dérive nulle)				
Variog. sphérique, portée = 30 km, pépite = 0	75,3	31,9	511,7	
Variog. exponentiel, $\alpha = 9$ km, pépite =0	74,4	25,8	512,5	
Variog exponentiel, $\alpha = 9$ km, pépite = 0.21	74,5	512		
Krigeage des résidus e_i à la dérive climato. : + dérive : M(x,y) = 565 - y	*******			
Variog. sphérique, portée = 30 km, pépite = 0	82	31	554,8	
Variog. exponentiel, $\alpha = 9$ km, pépite = 0	80,6	29,1	554,6	
Variog. exponentiel, $\alpha = 9$ km, pépite = 0,21	80,3	28,9	555	
Plan moyen $M(x,y) = 507,7 \text{ mm}$	77,3	0	507,7	

Comparaison des estimateurs de valeurs ponctuelles par reconstitution des 49 cumuls (10 mai - 10 octobre) d'un échantillon test à l'aide des 49 valeurs restantes. Moyenne des valeurs mesurées de l'échantillon test : 518,7 mm ; écart type : 76,5 mm. Moyenne des valeurs de l'échantillon servant à la reconstitution: 507,7 mm. Z^*_i : valeur estimée. Le critère d'optimalité est en première colonne. Valeurs en mm.

Tableau 3

Identique au tableau 2, mais pour les 27 stations du Super-Site Central, réparties sur 750 km².

Estimateur	Moyenne	Écart type	Moyenne
	$\left(Z_i - Z_i^*\right)^2$	des Z_{i}^{*}	des Z_{i}^{*}
Krigeage des observations Z_i (dérive nulle)			
Variog. sphérique, portée = 30 km, pépite = 0 Variog. exponentiel, α = 9 km, pépite = 0 Variog. exponentiel, α = 9 km, pépite = 0.21	47,2 (9,8 %) 52,8 47,8	30,5 18,2 27	501,3 499,7 499,2
Plan moyen $M(x,y) = 499,4 \text{ mm}$	66,0 (13,7 %)	0	499,4

Moyenne des valeurs *mesurées* de l'échantillon test : 482,3 mm ; écart type : 63,7 mm. Moyenne des valeurs de l'échantillon servant à la reconstitution : 499,4 mm. Z^*_{i} : valeur estimée.

Tableau 4

Pluies moyennes de la saison 1992, estimées par krigeage à l'aide de 3 réseaux de densité décroissante, sur le degré carré et les super sites. Valeurs en mm

	Aire totale	Degré Carré	SSC	SSCE	SSS
	(16 000 km ²)	(12 000 km ²)	(900 km ²)	(400 km ²)	(100 km ²)
Réseau 1992 (82)	527±3	511±3	504 ± 5	500±6	603±10
Réseau 1993 (31)	534 ± 8	526±10	501±15	485±17	577±30
Réseau minimum (9)	501±15	496±19	461±29	451±34	503±64

Une conséquence pratique immédiate de ce constat réside dans l'instrumentation nécessaire pour estimer les lames d'eau sur différentes surfaces. On a comparé les estimations obtenues sur le degré carré et les trois super-sites Hapex-Sahel en utilisant trois réseaux de densité décroissante (le réseau complet de 1992 ; le réseau de base maintenu en 1993 (27 stations) ; un réseau minimum de 9 stations).

Le calcul des pluies moyennes confirme les résultats de la validation sur la reconstitution de valeurs ponctuelles, à savoir que pour des distances supérieures à une trentaine de kilomètres il n'existe plus de corrélation spatiale permettant la régionalisation par une approche géostatistique ordinaire. L'estimateur optimal, au sens de la corrélation spatiale, est alors la moyenne arithmétique et le nombre absolu de stations sur la surface pour laquelle on veut calculer des lames d'eau prime sur la densité pour minimiser l'erreur d'estimation. Le coefficient de variation du cumul saisonnier sur le degré carré étant de 15 à 20 % (valeur calculée pour les trois années à partir d'échantillons décorrélés spatialement), le coefficient de variation d'une moyenne arithmétique de 10 stations se situera autour de 6 %, ce qui est faible et permet de conclure qu'un réseau de veille d'une dizaine de stations sur un degré carré est suffisant pour le calcul de la lame d'eau *moyenne* à des pas de temps allant de la décade à la saison.

STRUCTURE DES ÉVÉNEMENTS EN FONCTION DE LEUR EXTENSION SPATIALE

Le tableau 5 montre que 60 % du cumul saisonnier est provoqué par des événements touchant 90 % (ou plus) des stations. Or, les événements qui ne touchent qu'une partie du degré carré sont essentiellement des convections isolées² qui peuvent significativement bruiter le signal résultant des seuls systèmes de méso échelle. Il y a donc peut-être lieu de traiter séparément dans la procédure d'interpolation la partie du cumul saisonnier qui provient des événements de

²Il existe aussi dans cette catégorie les systèmes de méso échelle qui circulent sur les marges de la zone d'étude. L'utilisation des images radar permet de les différencier des convections isolées.

grande extension spatiale de celle qui provient des autres. À cette fin on va comptabiliser pour chaque événement le nombre de stations du réseau de base ayant enregistré de la pluie au cours de l'événement en question. Pour s'affranchir des effets de sur-échantillonnage sur les cibles, le réseau considéré est le réseau de base sur le degré carré. Cela représente 69 stations en 1990, 70 en 1991 et 72 en 1992. Lorsque plus de 15 % des stations du réseau de base sont manquantes, l'événement n'est pas retenu pour l'analyse. On aboutit ainsi à la constitution d'échantillons de 37 événements pour 1990, 44 pour 1991 et 45 pour 1992.

Sur chacun de ces échantillons, les événements sont répartis en fonction du pourcentage de stations ayant enregistré de la pluie. On forme des classes par intervalles de 10 % entre 30 et 100 %. Les résultats de cette analyse sont fournis dans le tableau 6 et illustrés par la figure 7. Deux faits essentiels en ressortent.

Tout d'abord les caractéristiques de chaque classe varient assez peu d'une année sur l'autre. En particulier, on obtient des pourcentages du cumul saisonnier produit par les événements ayant touché plus de 70 %, d'une part, plus de 90 %, d'autre part, qui sont voisins de 85 % et 60 % respectivement (tableau 7). Les autres paramètres (% du nombre d'épisodes, cumul moyen par épisode) ne varient pas beaucoup non plus d'une année sur l'autre, et ce malgré que l'année 1990 ait été sèche (396 mm sur le degré carré) et les années 1991 (522 mm) et 1992 (511 mm) proches de la moyenne sur quarante ans (566 mm à Niamey Aéroport de 1950 à 1989). Il semble donc bien que la climatologie des événements pluvieux soit assez stable, ce qui est un argument en faveur de la classification.

Malheureusement, et c'est là le deuxième fait qui ressort de notre analyse, cette stabilité ne vient pas en aide à la mise en œuvre du modèle géostatistique classique. On constate en effet une décroissance de la portée du variogramme climatologique lorsque l'extension spatiale des événements croît. La figure 8 montre d'ailleurs que les champs de cumul des événements « >70 % » et « >90 % » ne sont pas plus réguliers que le champ résultant du cumul de tous les événements. Même s'il est difficile d'attribuer une signification précise aux portées calculées dans le tableau 6, il est clair que ce ne sont pas les événements de faible extension spatiale qui sont la cause principale de l'irrégularité du champ saisonnier.

Tableau 5

Statistiques des événements de la saison des pluies 1992 (10/04 - 10/10) sur le degré carré et sur le super-site central est (SSCE : 400 km²). Les valeurs indiquées sont les valeurs corrigées par les valeurs seau (mm)

	Nombre	Moyenne par événement	Écart type de la série	Minimum	Maximum	% du cumul saisonnier	% du cumul evt 90 %
Degré carré	48	10	9,5	0,5	43,4	94	60
SSCE	48	9,8	12,8	0,1	60,7	94	1
	(42)**	(11,2)	(13,2)				

* evt 90 % : population des événements ayant touché plus de 90 % des stations.

** : statistiques des 42 événements non nuls sur le SSCE.

Tableau 6 Classification des événements pluvieux en fonction du nombre de stations du réseau de base touchées (pluie >0 mm)

% stations touchées		≥30	≥40	≥50	≥60	≥70	≥80	≥90	≥95	=100
Nbre d'événements	1990	37	31	27	26	22	19	12	10	5
	1991	44	41	35	35	32	24	17	14	5
	1992	45	39	30	29	27	22	15	12	5
Cumul degré carré	1990	350	330	316	314	311	295	272	197	111
(corrigé seau ; mm)	1991	438	431	412	412	400	357	281	258	109
	1992	468	455	427	424	416	378	299	262	154
Portée variogramme	1990	30	32	?	28	25	25	22	22	20
(kilomètres)	1991	33	33	33	33	28	25	20	18	14
	1992	32	32	32	31	28	25	24	24	18

Tableau 7

Caractéristiques des événements pluvieux aux seuils de 70 et 90 % de stations touchées

	Plus de	70 % de ph	iviographes	touchés	Plus de 90 % de pluviographes touchés			
	% % Cumul Moyenne Moyenne			%	% Cumul	Moyenne	Moyenne	
	Nombre	pluie	70-100 %	30-70 %	Nombre	pluie	90-100 %	30-90 %
1990	60	84-79	14.7	3.8	32	61-57	19.6	5.9
1991	72	91-85	13.2	3.6	39	65-61	17.6	6
1992	60	87-84	16.2	3	33	64-60	20.9	5.9

Pour les pourcentages de cumul, le premier chiffre est calculé par rapport au cumul des pluies tombées au cours des événements, tandis que le second est calculé par rapport au cumul total saisonnier (qui inclut les pluies isolées). La moyenne 70-100 % est la lame d'eau moyenne sur le degré carré pour les événements touchant entre 70 et 100 % des stations (de même pour 30-70 % ; 90-100 %, 30-90 %).



Figure 7 :

Distribution du nombre d'événements et des cumuls associés en fonction du nombre de stations touchées par la pluie. On remarque une certaine stabilité de ces distributions pour les trois années étudiées, particulièrement en ce qui concerne le pourcentage du cumul saisonnier (plus de 60 % du cumul saisonnier est provoqué par les événements touchant au moins 90 % des stations et 85 % environ est provoqué par les événements touchant au moins 70 % des stations).



Figure 8 :

Carte des isohyètes des cumuls des champs par événement pour la saison 1992. a) 27 événements ayant touché plus de 70% des stations (85% du cumul saisonnier) ; b) 15 événements ayant touché plus de 90% des stations (60% du cumul saisonnier) ; c) cumul saisonnier ;

d) variogramme des valeurs à partir desquelles ont été tracées les cartes a et b. Les cartes des cumuls partiels sont moins bruitées que la carte des cumuls saisonniers,mais les forts gradients locaux subsistent. X^e journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994

CONCLUSION

La définition de règles d'échantillonnage temporel et spatial pour l'estimation des pluies au Sahel est cruciale pour tous les utilisateurs, qu'ils soient modélisateurs ou gestionnaires de la ressource en eau. L'étude présentée ici n'est encore que très partielle. Elle concerne essentiellement les cumuls saisonniers considérés généralement comme bien organisés spatialement. On peut néanmoins vraisemblablement étendre les quelques conclusions présentées ci-dessous aux pas de temps mensuel et décadaire, compte tenu de la similarité observée entre la structure spatiale du champ des cumuls saisonniers et la structure moyenne des champs de cumuls par événement.

Tout d'abord, dans une perspective de combinaison de mesures sol et télédectées, il apparaît que l'échantillonnage temporel, associé aux mesures par satellite, doit recevoir une attention au moins égale à l'échantillonnage spatial réalisé par les réseaux de pluviographes. Ainsi, pour la lame d'eau saisonnière sur le degré carré de Niamey, le coefficient de variation des estimations résultant de l'échantillonnage temporel des satellites défilants à orbite polaire (Δt = 12h) est deux fois plus grand (30 % contre 14 %) que le coefficient de variation des estimations résultant de l'échantillonnage spatial le moins dense, à savoir celui réalisé par un réseau d'une seule station sur le degré carré. Il paraît donc nécessaire de développer à l'avenir des modèles permettant d'étudier conjointement les effets des échantillonnages spatial et temporel.

On a ensuite testé une approche géostatistique ordinaire pour la régionalisation des champs de pluie par événement et cumulés sur la saison. Il en ressort que la variabilité spatiale de ces deux champs est similaire (distances de décorrélation de l'ordre de 30 km), ce qui va à l'encontre de la théorie généralement admise voulant que l'intégration temporelle provoque un lissage des champs de précipitation et diminue leur intermittence. Les conséquences de cette grande variabilité spatiale sur l'estimation des lames d'eau à l'échelle de la saison (seul pas de temps étudié en détail ici) peuvent être résumées ainsi :

- i) le réseau Epsat-Niger (maille de 12,5 km) est nettement redondant pour l'estimation des lames d'eau sur le degré carré ;
- ii) ce réseau est correctement dimensionné pour l'estimation des lames d'eau sur des surfaces de l'ordre de 1 000 km²;
- iii) sa densité est trop faible pour des surfaces de l'ordre de 100 km².

Plus que pour l'estimation de lames d'eau moyennes, l'apport principal du réseau Epsat-Niger a résidé dans l'étude et la quantification de la variabilité aux échelles comprises entre 10 et 100 km pour le réseau de base, et aux échelles inférieures (1 à 10 km) pour le réseau de l'aire cible. Notre étude permet de conclure que pour les surfaces comprises entre 100 et 10.000 km², un réseau d'une dizaine de stations sur la zone considérée (quelle que soit sa surface) est

nécessaire et suffisant pour estimer correctement la lame d'eau saisonnière. En résumé c'est plus le nombre de stations sur la surface que la densité du réseau qui doit servir de critère d'échantillonnage.

La classification des événements pluvieux en fonction du nombre de stations avant enregistré de la pluie au cours d'un événement donné a également conduit à revoir certaines idées sur la relation entre la structure spatiale des événements et leur extension. D'une part, il existe certaines constantes dans la distribution des événements : chaque année 2/3 des événements environ touchent plus de 70 % des stations, produisant 85 % du cumul saisonnier ; 1/3 des événements environ touchent plus de 90 % des stations, produisant 60 % du cumul saisonnier. La part des pluies isolées est donc relativement faible, et ce ne sont pas elles qui expliquent la variabilité de petite échelle des totaux saisonniers. D'autre part le calcul des variogrammes climatologiques par classe d'extension spatiale montre que, paradoxalement, la distance de décorrélation spatiale n'est pas une fonction croissante de l'extension spatiale du champ pluviométrique. On ne peut donc pas s'appuyer sur une stratification entre événements de grande extension et événements isolés, pour faciliter la régionalisation des cumuls saisonniers. La prise en compte de l'intermittence d'une facon moins simpliste que le seul critère du nombre de stations touchées apparaît pour cela indispensable.

i.

BIBLIOGRAPHIE

- CARN M., DAGORNE D., GUILLOT B., LAHUEC J.P., 1987. Estimation des précipitations par satellite au Sahel pour la période mai à septembre 1987. Veille Climatique Satellitaire, 20, 26-30.
- CREUTIN J.D., OBLED C., 1982. Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: An objective comparison, *Water Resour. Res.*, 18(2), 413-431.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BESSEMOULIN P., BROUWER J., DOLMAN H., ENGMAN E.T., GASH J.H.C., HOEPFFNER M., KABAT P., KERR Y.H., MONTENY B., PRINCE S., SAID F., SELLERS P., AND WALLACE J., 1994. Hapex-Sahel : a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semiarid tropics. Ann. Geophysicae, 12, 53-64.
- HUBERT P., CARBONNEL J.P., 1988. Caractérisation fractale de la variabilité et de l'anisotropie des précipitations intertropicales, *CRAS*, Paris, 307, série II, 31-36.
- HUBERT P., P. FOUÉRÉ, and LEBEL T., 1991. Influence de l'échantillonnage des intensités pluviométriques sur l'estimation des précipitations cumulées. Veille Climatique Satellitaire, 38, 50-56.
- LABORDE J.P., LEMPEREUR R., 1986. Les pluies sur de petits bassins versants : une fonction aléatoire dont on peut estimer le variogramme, *Hydrol. Cont.*, 1(1), 3-13.
- LEBEL T., BASTIN G., OBLED I., CREUTIN D., 1987. On the accuracy of areal rainfall estimation : a case study. *Water Ressources research*. 23(11). 2123-2138.
- LEBEL, T., SAUVAGEOT H., HOEPFFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B., HUBERT P., 1992. Rainfall estimation in the Sahel: the Epsat-Niger experiment. *Hydrological Sciences Journal*, 37/3, 201-215.
- LEBEL T., LECOCQ J., à paraître. An empirical assessment of satellite rainfall estimation sampling errors over the Sahel, soumis pour publication dans *Journal of Applied Meteorology*.

- NICHOLSON S.E., K. JEEYOUNG and J. HOOPINGARNER, 1988. Atlas of African rainfall and its interannual variability. Dept. of Met., The Florida State University of Tallahassee, Florida, 240 p.
- OBLED C., 1986. Introduction au krigeage à l'usage des hydrologues, Actes des 2^{eme} Journées Hydrologiques Orstom, 263-288. Éditions de l'Orstom – Colloques et Séminaires Bondy.
- TAUPIN J.D, AMANI A., LEBEL T., 1993a. Small scale spatial variability of the annual rainfall in the Sahel, in : Bolle H.-J., Feddes, R.A. and Kalma, J. (Editors), Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales (Proceedings of the Yokohama Symposium, July 1993), IAHS Publ. 212, 593 - 602.
- TAUPIN J.D., LEBEL T., CAZENAVE F., GREARD M., KONG J., LECOCQ J., ADAMSON M., D'AMATO N., BEN MOHAMED A., 1993b. Epsat-Niger, campagne 1992. Rapport Orstom-DMN, 98 p.
- 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 Doctorat, USTL Montpellier.

ESTIMATION DE LA PLUIE PAR SIMULATION CONDITIONNELLE UTILISANT DES MESURES PROVENANT DE DIFFÉRENTS INSTRUMENTS DE MESURE

TOMA A¹, HUBERT P².

Résumé

De nombreuses méthodes déterministes ou statistiques ont été imaginées pour interpoler les différents types de mesures concernant la pluie (pluviographe, radar, satellite, ...). Nous présentons ici une méthode alternative - la simulation conditionnelle - utilisant des données recueillies par un radar et des pluviographes.

La technique de simulation conditionnelle comporte deux étapes :

- construire une simulation non conditionnelle, c'est-à-dire une réalisation d'un modèle probabiliste représentant la structure à petite échelle du champ étudié. C'est ainsi que la méthode des bandes tournantes permet de simuler un champ dont on connaît la moyenne et le variogramme;
- conditionner cette simulation par rapport aux points de mesure. Dans cette étape, tout en gardant la structure à petite échelle, on modifie les valeurs du champ pour retrouver les valeurs mesurées aux points de mesure.

Dans notre modèle, la simulation non conditionnelle est construite à partir des données du radar, et le champ ainsi obtenu est ensuite conditionné par rapport aux mesures pluviographiques. Nous donnerons un exemple d'application et envisagerons quelques possibilités d'amélioration du modèle.

¹CIG, École des Mines de Paris.

²URA CNRS 1367,CIG, École des Mines de Paris.

INTRODUCTION

Le problème que nous traitons ici est l'estimation de la pluie en utilisant des mesures de natures différentes. Les caractéristiques principales des deux types de mesure sont les suivantes :

- la mesure pluviographique est une mesure directe, relativement précise, pratiquement ponctuelle en espace et connue pour un nombre de points relativement limité;
- la mesure radar est une mesure indirecte, peu précise, intégrée en espace sur des mailles allant généralement de 0,01 à 15 km², et connue pratiquement partout dans l'espace.

Il paraît évident que ces caractéristiques complémentaires des deux mesures doivent permettre une amélioration sensible des estimations si on les utilise conjointement plutôt qu'indépendamment. Les modèles utilisés peuvent être classés en deux catégories :

Modèles déterministes :

- -- calibration du radar par un facteur multiplicatif constant sur l'image (WILSON, 1970 ; ANDRIEU, 1986 ; BLANCHET, 1993) ;
- interpolation spatiale du facteur de calibration (BRANDES, 1975; ANDRIEU, 1986);
- -- correction des effets de bande brillante en modélisant des profils verticaux de réflectivité (CREUTIN *et al.*, 1991).

Modèles statistiques :

- filtres de Kalman (AHNERT et al., 1986);
- analyse multivariate (ou objective). Cette méthode utilise une régression multivariable, dont les coefficients sont estimés à partir de fonctions de structure (covariances et covariances croisées, EDDY 1979, CRAWFORD 1979);
- méthodes d'origine géostatistique : différents types de cokrigeage : simplifié (CREUTIN et al. 1988), linéaire (SEO et al. 1990) ou disjonctif (AZIMI-ZOONOZ et al., 1989);
- approche bayésienne, qui est une généralisation de l'approche précédente : certains paramètres statistiques (moyennes, variances, covariances, ...) sont traités comme inconnus (SEO et SMITH 1991).

Toutes ces méthodes sont des interpolations. Dans d'autres domaines (évaluation des ressources, hydrogéologie), on utilise aussi des méthodes de simulation. Nous présentons ici les principes généraux des méthodes de simulation, en commençant par les simulations non conditionnelles, en continuant avec le conditionnement d'une simulation non conditionnelle, et nous finirons avec un exemple simple de simulation conditionnelle que nous avons testé sur des données synthétiques.

SIMULATION NON CONDITIONNELLE

Une simulation non conditionnelle est une réalisation d'un modèle probabiliste, qui pourrait être la réalité (inconnue faute de mesures). Pour que cette réalisation présente de l'intérêt, il faut bien sûr que le modèle probabiliste soit compatible avec la réalité et que ses paramètres soient calés à partir de mesures. Un exemple de simulation non conditionnelle est la simulation de données de pluie à l'extérieur du recouvrement convexe des points de mesure, utilisé par Kottegoda et Kassim (1991) pour déterminer le mouvement d'un orage. Pour simuler un champ par la méthode des bandes tournantes, ils supposent que la variable à simuler est gaussienne, et que la moyenne et la covariance (ou le variogramme) sont connues. Un autre exemple est la simulation non conditionnelle que nous utilisons au paragraphe 5 : en appliquant une cascade multiplicative à un pixel de 1km x 1km, nous construisons des vérités sol possibles à une échelle de 125 m x 125 m.

En fait, une telle simulation est conditionnée par rapport aux données radar, car la moyenne sur le « grand » pixel est préservée pour un grand nombre de réalisations.

L'avantage des simulations est la possibilité d'avoir des « vérités sol » moins lissées que celles généralement fournies par les méthodes d'interpolation, ce qui peut être important si le champ simulé est par la suite utilisé par un modèle non linéaire comme c'est souvent le cas en hydrologie. L'inconvénient immédiat est qu'on dispose aussi de points de mesure pour la variable simulée, et qu'on aimerait bien retrouver les valeurs mesurées aux points de mesure, comme dans le cas des interpolations (figure 1a).



Figure 1a : Exemple fictif de points de mesure, interpolation (trait interrompu) et simulation non conditionnelle (trait continu).

SIMULATION CONDITIONNELLE

Nous décrivons ici de façon très simple la simulation conditionnelle ; pour plus de détails, le lecteur pourra consulter par exemple (JOURNEL, 1974), un des premiers ouvrages sur les simulations conditionnelles. Soit \mathbb{Z} la variable « réelle », connue seulement aux points de mesure Xi, et Y la simulation non conditionnelle. On notera respectivement $\mathbb{Z}i = \mathbb{Z}(Xi)$ et Yi = Y(Xi) les valeurs prises par \mathbb{Z} et Y aux points de mesure Xi. On se propose alors de construire une nouvelle variable Y* telle que Y*i = $\mathbb{Z}i$ et que la structure de Y* soit identique à celle de Y. Ceci peut être réalisé par une correction additive :

$$Y = Y + T$$

telle que le champ T ait une structure assez « lisse » pour conférer la même structure fine à Y^{*} et à Y, et que la valeur de T aux points de mesure soit : $T_i = Z_i - V_i$

$$II = ZI - II.$$

Le champ T est obtenu par l'interpolation des valeurs Ti = Zi - Yi par une méthode d'interpolation quelconque. De même, si des raisons physiques laissent supposer qu'une correction multiplicative serait plus pertinente, on peut l'obtenir en effectuant les calculs décrits ci-dessus avec les logarithmes des variables.

La figure 1b présente une simulation conditionnelle obtenue en conditionnant la simulation non conditionnelle (figure 1a) par rapport aux points de mesure.



Figure 1b :

Points de mesure, interpolation et simulation conditionnelle, obtenus en conditionnant la simulation non conditionnelle présentée dans la figure 1a.

L'avantage des simulations conditionnelles est la possibilité de construire plusieurs simulations passant par les points de mesure, et donc une approximation de la densité de probabilité de la variable estimée par le modèle (dans notre cas, le cumul de pluie). Bien que pour certaines méthodes d'interpolation telles que le (co) krigeage on puisse en principe déterminer des intervalles de confiance, ceci devient impossible pour certaines estimations non linéaires (BARRANCOURT *et al.*, 1992). De plus, si par la suite la pluie est l'entrée d'un modèle non linéaire pluie-débit, la méthode des simulations conditionnelles permet en principe d'établir des intervalles de confiance pour les prévisions de débit.

Données utilisées pour tester le modèle de simulation

Pour tester notre modèle de simulation conditionnelle nous avons besoin de :

- données de base, servant à la procédure d'estimation : image radar et mesures pluviographiques ;
- des valeurs de référence (vérité sol), à la même échelle que les estimations, servant à une comparaison.

Les données dont nous disposons dans cette étape de développement de nos recherches sont seulement des données radar de bonne qualité (1km x 1km), calibrées à l'aide de mesures pluviographiques (BLANCHET, 1993) dont nous ne disposons pas. Nous avons décidé de construire une « vérité sol » plausible à une échelle pour laquelle un pluviographe peut être considéré comme représentatif (125 m x 125 m). Pour cela nous avons utilisé un modèle de cascade multiplicative (Schertzer et Lovejoy, 1989).

À partir de la vérité sol, nous simulons un passage radar simplifié, comprenant l'introduction d'une erreur systématique, et le résultat de ce passage radar et les données pluviographiques extraites de la vérité sol à l'échelle 125 m x 125 m, constituent les données de base. L'ensemble de la démarche de constitution d'une banque de données plausibles utilisant des données réelles est décrite en détail dans TOMA (1993).

APPLICATION À L'ESTIMATION DE LA PLUIE EN UTILISANT DES DONNÉES RADAR ET PLUVIOGRAPHIQUES

Les données utilisées sont des réflectivités radar sur des pixels de 1 km x 1 km, et des mesures pluviographiques supposées être représentatives à une échelle d'espace de l'ordre d'un hectare.

La procédure mise en oeuvre (appliquée aux logarithmes des champs) est la suivante :

— conversion des réflectivités radar en intensités de pluie, grâce à la relation de Marshall-Palmer (MP), à l'échelle de 1 km x 1km. Pour l'instant les paramètres de la loi MP sont constants, mais on peut envisager le tirage au sort de ces paramètres à partir d'une distribution de probabilité donnée; passage à l'échelle 125 m x 125 m en utilisant trois étapes de cascade multiplicative. Ceci constitue la simulation non conditionnelle Y;

calcul, sur l'ensemble des mailles où il pleut effectivement (Y > 0), du champ log T, obtenu en interpolant les valeurs log Zi - log Yi (Zi - mesures, Yi - valeurs simulées aux points de mesure). L'interpolation est faite par pondération proportionnelle à l'inverse du carré de la distance ;
 calcul de la simulation conditionnelle log Y* = log Y + log T.

Cette procédure a été appliquée pour une seule fenêtre de 15 km x 15 km x 15minutes, et 500 simulations conditionnelles ont été réalisées. Quelques résultats (histogrammes des estimations pour un pixel fixé) sont présentés sur la figure 2.



Figure 2a :

Exemple de résultat du modèle de simulation conditionnelle : histogramme des estimations. Le trait interrompu vertical représente la vraie valeur (7,17 mm/h).



Figure 2b : Exemple de résultat du modèle de simulation conditionnelle : histogramme des estimations. Le trait interrompu vertical représente la vraie valeur (0,50 mm/h).

CONCLUSION

La possibilité d'appliquer les simulations conditionnelles à l'estimation de la pluie en utilisant différents types de mesure nous paraît attirante car :

 la simulation non conditionnelle préalable permet d'utiliser les données radar avec des hypothèses peu contraignantes sur les paramètres de la loi de Marshall-Palmer, évitant aussi la difficile inférence des covariances croisées;

- la méthode fournit des intervalles de confiance des estimations.

Nous envisageons d'apporter quelques améliorations à cette méthode (prise en compte du caractère aléatoire des paramètres de la loi de Marshall-Palmer, tirage au sort de la « vraie valeur » de la pluie sur le pixel en partant de la distribution jointe de cette valeur et d'une mesure ponctuelle - pluviographe - recueillie sur le même pixel, etc.). Il faut cependant être conscient que les erreurs systématiques de la mesure radar (échos de sol, bande brillante) ne peuvent pas être éliminées par cette méthode. De même, des cas où le radar n'enregistrerait pas de pluie et où le pluviographe mesure une pluie non nulle nécessiterait un traitement spécial.

BIBLIOGRAPHIE

- AHNERT P.R., KRAJEWSKI W.F., JOHNSON E.R. (1986). Kalman filter estimation of radar - rainfall field bias, Preprints of the 23rd conference of radar meteorology and the conference on clouds physics, AMS, Boston, Mass., JP33-JP37.
- ANDRIEU H., (1986). Interprétation de mesures du radar Rodin de Trappes pour la connaissance en temps réel des précipitations en Seine-Saint-Denis et Val-de-Marne, *thèse de doctorat de l'ENPC*.
- AZIMI-ZOONOZ A., KRAJEWSKI W.F., BOWLES D.S., SEO D.J., (1989). Spatial rainfall estimation by linear and non-linear co-kriging of radar-rainfall and raingage data, *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 3, 51-67.
- BARRANCOURT C., CREUTIN J.D., RIVOIRARD J., (1992). A method for delineating and estimating rainfall fields, *Water Resour. Res.*, vol. 28, no. 4, 1133-1144.
- BLANCHET F., (1993). Élaboration d'une mesure de référence de la lame d'eau en hydrologie urbaine, thèse de doctorat de l'Université Paris XIII, 285 p.
- BRANDES E. A., (1975). Optimizing rainfall estimates with the aid of radar, J. Appl. Meteorol., 14, 1339-1345.
- CRAWFORD K.C., (1979) Considerations for the design of a hydrologic data network using multivariate sensors, *Water Resour. Res.*, 15, 1752-1762.
- CREUTIN J.D., DELRIEU G., LEBEL T., (1988). Rain measurement by raingage - radar combination : A geostatistical approach, J. Atm. and Oceanic Tech., 5, 102-115.
- CREUTIN J.D., ANDRIEU H., DELRIEU G., (1991) Expérience radar Cévennes 86-88 : Bilan et perspectives pour l'Hydrologie, rapport final de la subvention SRETIE/MRE no 88053.

- EDDY A., (1979). Objective analysis of convective scale rainfall using gages and radar, J. Hydrol., 44, 125-134.
- JOURNEL A., (1974). Simulation Conditionnelle. Théorie et Pratique, thèse de Docteur-Ingénieur, Université de Nancy I.
- KOTTEGODA N.T., KASSIM A.H.M., (1991). The turning bands method with the fast-Fourier transform as an aid to the determination of storm movement, J. Hydrol., 127, 55-69.
- SCHERTZER D., LOVEJOY S., (1989). Generalised scale invariance and multiplicative processes in the atmosphere, *Pageoph*, 130, 57-81.
- SEO D.J., KRAJEWSKI W.F., AZIMI-ZOONOZ A., BOWLES D.S., (1990). Stochastic Interpolation of Rainfall Data From raingages and Radar Using Cokriging, 1. Design of Experiments, *Water Resour. Res.*, 26, 469-477.
- SEO D.J., SMITH J.A., (1991). Rainfall estimation using raingages and radar. A Bayesian approach : 1. Derivation of the estimators, Stochastic *Hydrol. Hydraul.*, 5, 17-29.
- TOMA A., (1993). Variabilité spatio-temporelle des champs précipitants, rapport final de la subvention no. 92203, *rapport École des Mines/ SRETIE RD/76/93*.
- WILSON J.W., (1970). Integration of radar and raingage data for improved rainfall measurements, J. Appl. Meteorol., 9, 489-497.

UNE MÉTHODE DE CARACTÉRISATION DES FLUCTUATIONS PLUVIOMÉTRIQUES INTERANNUELLES DU SAHEL - L'EXEMPLE DU BURKINA-FASO

L. LE BARBÉ¹, D. TAPSOBA²

NTRODUCTION

L'essentiel des pluies de la zone soudano-sahélienne de l'Afrique de l'ouest, résulte de l'activité des lignes de grains. Ce sont de vastes systèmes convectifs pouvant s'étaler sur plusieurs centaines de kilomètres et se déplaçant d'est en ouest à prés de 50 km/h. Leur structure peut être schématisée de la façon suivante : sur le bord ouest, une partie convective étroite, suivie à l'est d'une partie stratiforme plus étendue. La partie convective est constituée d'une juxtaposition de cellules élémentaires à la fois brèves (quelques dizaines de minutes), peu étendues (une ou deux dizaines de kilomètres) et très pluvieuses (les intensités sont en moyenne d'environ 50 mm/h). Les pluies générées par la partie stratiforme sont beaucoup plus faibles (inférieures à 5 mm/h) mais mieux réparties dans le temps comme dans l'espace.

De cette structure des lignes de grains découle directement celle des champs pluviométriques qui leur sont associés. L'étroitesse de la partie convective, responsable de l'essentiel de la pluie, et la fugacité des cellules, peuvent entraîner des variations considérables de la pluviométrie entre deux postes même très proches selon le nombre de cellules qui les auront touchés. L'expérience Epsat-Niger (LEBEL *et al.*, 1991, 1992) a permis de mettre en évidence des distances de décorrélation inter-postes très faibles, 10 à 30 km. Ce caractère erratique persiste dans les champs des cumuls saisonniers. Au cours de chacune des quatre années

¹Chargé de recherche à l'Orstom, BP 5045, 34032 Montpellier.

²Allocataire de recherche à l'Orstom, BP 5045, 34032 Montpellier.

de l'expérience, ont été observés des écarts de 1 à 2 entre les cumuls relevés à des stations distantes de quelques kilomètres seulement. L'organisation latitudinale de la pluviométrie ne commence à apparaître qu'à partir de la superposition des quatre années d'observations.

Les champs de pluie de la zone soudano-sahélienne se caractérisent donc par trois niveaux de variabilité :

- le premier est *intracellulaire* et est lié à la répartition des intensités au cours de la vie d'une cellule ;
- le second est *intra-événementiel* et résulte de la répartition spatiotemporelle des cellules au sein d'une ligne de grains ;
- le troisième est événementiel et dépend de celle des lignes des grains elles mêmes.

La quantification de ces trois niveaux de variabilité est indispensable dés que l'on souhaite modéliser le cycle hydrologique à mésoéchelle que ce soit à des fins d'analyses climatiques ou que ce soit à des fins d'inventaire ou de gestion des ressources en eaux. Les processus à l'origine de la redistribution des eaux de pluies, vers l'atmosphère, vers les nappes ou vers les rivières, sont en effet tous non linéaires et sont pour la plupart soumis à des effets de seuil.

Pour pouvoir quantifier, il faut observer. On dispose pour cela, de quatre moyens complémentaires : les satellites, les radars, les réseaux denses expérimentaux et les réseaux nationaux.

Les satellites : eux seuls peuvent permettre une vision complète des lignes de grains durant toute leur durée de vie. Mais leurs résolutions spatiale et temporelle ne sont pas toujours en rapport avec la variabilité intra-événementielle, et il n'y a que rarement un lien direct entre ce que mesure le satellite et la pluie qui tombe au sol. Par ailleurs il s'agit d'une technique récente. Les chroniques de données sont trop courtes pour une analyse des fluctuations climatologiques.

Les radars météorologiques : ils permettent une observation quasi continue des champs pluviométriques dans l'espace comme dans le temps avec des résolutions satisfaisantes sur des zones circulaires d'environ 150 kilomètres. Un réseau de radar constituerait certainement le meilleur outil de suivi de la pluviométrie de l'Afrique de l'ouest. Malheureusement un tel réseau n'existe pas. Et ce n'est qu'au cours d'expérience comme Epsat-Niger, que des radars ont été utilisés de façon quantitative conjointement avec des réseaux denses de pluviographes.

Les réseaux denses de pluviographes : c'est le moyen privilégié pour observer à petite échelle les répartition des intensités.

La résolution du réseau d'Epsat-Niger paraissait *a priori* très fine (environ 100 postes sur 10 000 km²). Malgré cela, les analyses géostatistiques (THAUVIN, 1992) ont montré qu'elle n'était qu'à peine suffisante pour interpoler les cumuls ou les intensités entres deux postes. Par ailleurs ils ne permettent qu'une vision partielle des champs.

Vu le coût d'installation et d'exploitation de tels réseaux, il ne peuvent se concevoir que pour des expériences limitées dans le temps.

Les réseaux nationaux de pluviomètres : ils ont en Afrique de l'ouest une faible résolution spatiale, environ un poste pour 2 à 3 000 km². Il paraît donc illusoire d'espérer appréhender par simple interpolation la structure des champs pluviométriques. Par ailleurs ne sont mesurés que des cumuls journaliers. Les données collectées sur ces réseaux ne permettent donc pas d'accéder directement aux paramètres utiles : la date, la durée et la hauteurs de chacun des événements pluvieux. Malgré cela, elles constituent une information de base essentielle à cause de la longueur de leurs chroniques et parce qu'elles concernent l'ensemble de la sous-région.

Si on se réfère au trois niveaux de variabilité présentés plus haut, on constate :

- que les satellites permettront surtout de quantifier la variabilité événementielle, dans une moindre mesure la variabilité intra-événementielle, et pas la variabilité intracellulaire;
- que les radars seront surtout utiles pour appréhender le niveau intraévénementiel, mais pourront contribuer à la connaissance des deux autres niveaux ;
- que les réseaux denses seront indispensables pour préciser la variabilité intracellulaire, et, en association avec les radars, ils seront aussi utiles à la quantification de la variabilité intra-événementielle. Ils seront en revanche peu efficaces en ce qui concerne la variabilité événementielle;
- que les réseaux nationaux ne permettent pas d'observations directes d'aucun des trois niveaux de variabilité. Leurs données serviront surtout à la validation et à l'extrapolation des modèles de répartition spatiale des pluies qui pourraient être mis au point à partir des moyens précédents. Cela ne pourra se faire que par confrontation des distributions ponctuelles observées à celles déduites des modèles spatiaux.

L'analyse statistique des données sol doit donc permettre de préciser en terme de distributions l'agencement temporel des averses en un point et leur importance. C'est l'objet de cette communication. Nous allons d'abord présenter notre démarche et nous l'illustrerons par une application aux données du Burkina Faso.

PRÉSENTATION DE LA DÉMARCHE

LE CHOIX D'UN MODÈLE STOCHASTIQUE DES CUMULS PONCTUELS

Un cumul pluviométrique sur une période donnée n'est que la somme des hauteurs de pluies tombées au cours des événements survenus au cours de cette période. La distribution des cumuls se déduit donc des deux distributions, celle des hauteurs par événements et celle du nombre d'événements. Si celles-ci sont indépendantes, et si P(n, T) est la probabilité qu'il y ait n événements au cours d'une durée T, et si f(h) est la densité de la hauteur de pluie tombée au cours d'un événement, la densité d(c, T) du cumul c au cours de la période, on a en effet :

$$d(c,T) = \sum_{i} P(i,T) f^{*i}(c)$$

 f^{*i} représentant la $i^{\delta me}$ puissance de convolution de f.

Les espérances et les variances de ces trois distributions sont reliées par les relations suivantes :

et

$$E(c) = E(h) \cdot E(n)$$
$$V(c) = V(n) \cdot E^{2}(h) + V(h) \cdot E(n)$$

La distribution de
$$n$$
 résulte de celle des durées interévénements.

On peut résumer le problème posé par la figure 1 (DR. Cox et Isham), où les

jours sont représentés par des traits épais bornés par deux flèches et les événements par des rectangles dont la largeur représente la durée et la longueur la hauteur de pluie. Xo est la durée entre la première averse et l'origine des temps et Xi la durée entre les débuts d'événements successifs :



Jours

Figure 1

— si g(Xi) est la densité de probabilité de Xi et E(Xi), sa moyenne on peut montrer que :

— si h(Xo) est la densité de Xo, on a :

$$h(Xo) = \frac{\int_{Xo}^{\infty} g(x) dx}{E(xi)}$$

$$P(n,T) = \int_{0}^{T} h(u) \cdot \left(g^{*n-1}(T-u) - g^{*n}(T-u)\right) \cdot du$$

 g^{*k} représentant la puissance k de g(x) au sens du produit de convolution.

La définition du modèle se résume donc au choix de deux lois de probabilité, celle des durées interévénements et celle des hauteurs de pluies associées à chacun d'entre eux.

DISTRIBUTION DES DURÉES INTERÉVÉNEMENTS

Nous avons retenu deux lois :

— la loi exponentielle ;

- la loi exponentielle avec un temps de latence après chaque événement.

— La loi exponentielle

Ce cas est bien connu. Le choix d'une loi exponentielle de moyenne Xm, pour les durées interévénements, revient à admettre que P(n, T) suit une loi de Poisson de paramètre T/Xm.

- La loi exponentielle avec temps de latence

Le choix d'une loi exponentielle pour les durées entre deux événements peut paraître irréaliste dans la mesure où deux événements successifs peuvent être selon ce modèle simultanés. Or dans la réalité, il paraît difficilement envisageable qu'une ligne de grains puisse avoir lieu immédiatement après une autre. Le passage d'un système convectif stabilise l'atmosphère et rend impossible l'apparition d'un nouveau système.

Pour tenir compte de cela, on peut introduire dans le modèle exponentiel la notion de temps de latence. Après le passage d'un événement, s'écoulerait un temps, D, durant lequel, il serait impossible d'en observer un autre. Et c'est la durée entre la fin de cette latence et l'apparition d'un nouvel événement qui suivrait une loi exponentielle.

DISTRIBUTION DES HAUTEURS DE PLUIE ASSOCIÉES À UN ÉVÉNEMENT

Nous n'avons retenu pour l'instant que la loi exponentielle. Il est en effet admis par tout le monde que cette loi décrit convenablement les distributions des hauteurs d'averses. On pourrait cependant sans grande difficulté utiliser d'autres lois.

On pourrait, par exemple, associer à chaque événement une probabilité, p, qu'il pleuve en un point.

On pourrait aussi admettre une loi exponentielle pour les hauteurs de pluies par cellule et en déduire la loi applicable aux hauteurs par événement si l'on connaissait la distribution du nombre de cellules touchant un point au cours d'un événement.

LE CHOIX D'UNE MÉTHODE DE CALAGE

Choix des domaines de stationnarité

Lorsqu'on souhaite ajuster une loi de distribution, on est soumis à deux contraintes contradictoires. D'une part, il faut, pour que l'ajustement soit probant, disposer d'un maximum d'observations, ce qui pousse à prendre un domaine de calage le plus grand possible. Mais d'autre part, il faut aussi qu'on puisse admettre la stationnarité des distributions dans le domaine choisi ce qui pousse à le restreindre.

Pour s'affranchir des effets saisonniers, mais aussi par commodité, nous avons décidé *a priori* de travailler à l'échelle mensuelle. Il restait à définir pour chacune des distributions les intervalles de temps et d'espace permettant le meilleur compromis entre les deux contraintes citées plus haut.

Les lignes de grains ont une grande extension spatiale. Sur une même zone, la corrélation entre le nombre d'événements en chaque point doit être relativement forte. Dans ces conditions, il faudrait prendre des zones très étendues dans

l'espace pour avoir un nombre important de réalisations indépendantes. Le risque de non-stationnarité serait alors très grand. Nous avons choisi pour les distributions des durées interévénements, de les déterminer ponctuellement. Nous supposons donc qu'il est possible de les considérer comme stationnaires sur des périodes de plusieurs années.

En ce qui concerne la distribution des hauteurs par événement, nous avons vu plus haut que les distances de décorrélation étaient bien inférieures à la maille des réseaux. Par ailleurs, une analyse de la pluviographie en plusieurs stations de l'Afrique (NDOYE, 1988) a montré une quasi-égalité des distributions des hauteurs d'averses entre 9°N et 16°N. Le calage de cette distribution peut donc s'appuyer sur des observations faites simultanément en différents points de l'espace. Il est donc possible de définir des zones suffisamment étendues pour avoir, au cours d'un mois, un nombre suffisant de réalisations pour caler le modèle. L'ajustement se fait donc année par année.

LA DÉTERMINATION DES PARAMÈTRES DU MODÈLE

DISTRIBUTION DES DURÉES INTERÉVÉNEMENTS

L'estimation de la distribution des durées inter-événements se fait pour chacun des postes, à partir de la fréquence des séquences de jours secs.

Un événement survenant au jour j, peut s'étaler sur les jours suivants. Si on appelle R, le rapport de la durée d'un événement à celle d'un jour, Δ , et si on le suppose constant et inférieur à 1, la probabilité qu'un événement ne déborde pas d'un jour sur l'autre s'écrit :

$$Pndb = \frac{P(0, R.\Delta)}{1 - P(0, \Delta)} \sum_{i=1}^{inf} P(i, \Delta . (1-R))$$

On peut donc exprimer les probabilités $P_j(0, i \Delta)$ que *i* jours soient secs :

$$Pj(0, 1, \Delta) = Pndb.(1 - P(0, \Delta)).P'(0, \Delta) + P^{2}(0, \Delta)$$
et
$$Pj(0, i, \Delta) = Pj(0, 1, \Delta).P^{i-1}(0, \Delta)$$

Où $P'(0, \Delta)$ représente la probabilité conditionnelle qu'un jour soit sec sachant que le précèdent a connu un début d'événement. Cette probabilité est différente de $P(0, \Delta)$ dans le cas d'un processus avec un temps de latence que l'on suppose inférieur à la journée.

Les séquences de jours secs et pluvieux suivent donc une chaîne de Markov d'ordre un et leur analyse permet d'en déduire les paramètres de la loi de distribution des durées interaverses.

Dans le cas le plus simple, c'est-à-dire en négligeant le temps de latence et avec une loi exponentielle pour les intervalles inter averses, on obtient :

$$Pj(0,1.\Delta) = Exp(-\Delta/Tia.(R+1))$$

et

$$Pj(0, i.\Delta) = Pj(0, 1.\Delta). Exp(-(\Delta/Tia).(i-1))$$

Où *Tia* représente la durée moyenne d'un intervalle, paramètre de la loi cherchée.

DISTRIBUTION DES HAUTEURS PAR ÉVÉNEMENT

Pour chaque mois de chaque année, on veut déterminer la moyenne des hauteurs par événements qui est le paramètre de la loi choisie pour représenter leur distribution. On considère pour cela les cumuls observés sur des zones soit fixes, soit glissantes. Pour chaque poste de la zone retenue, on estime l'espérance du nombre d'événements en sachant le nombre de jours pluvieux observés. La hauteur moyenne par événement est alors estimée par le rapport des sommes des cumuls et des espérances du nombre d'événements. Il faut donc pouvoir exprimer la distribution du nombre d'événements sachant le nombre de jours de pluies. Nous ne traiterons ici que du cas sans temps de latence.

La probabilité, P'', qu'un jour pluvieux reçoive au moins une averse s'écrit alors :

$$P^{\sigma} = 1 - EXP(-\Delta / Tia) \cdot \frac{1 - EXP(\Delta \cdot R / Tia)}{1 - EXP(-\Delta / Tia)}$$

La probabilité qu'il y ait K averses au cours d'un jour pluvieux s'écrit alors :

$$Pjp(K) = \frac{1}{1 - EXP(-\Delta / Tia)} \cdot P'' \cdot Poisson(K, \Delta / Tia)$$

S'il y a Nj jours pluvieux, la loi de probabilité du nombre d'événements s'obtient en convolant n fois la loi précédente, on obtient alors si Pc(K | Nj) est la probabilité de K événements sachant Nj :

$$Pc(K/Nj) = \left(\frac{1-a.EXP(-D/Tia)}{1-EXP(-D/Tia)}\right)^{Nj} \cdot Poisson(K, Nj D/Tia) \cdot \sum_{i=0}^{Nj} (i/Nj)K \cdot (a-1)Nj - 1 \cdot \frac{Nj!}{i! \cdot (Nj-i)!}$$

avec,
$$\alpha = \frac{1-EXP(-\Delta \cdot R/Tia)}{1-EXP(-\Delta/Tia)}$$

L'espérance de
$$K$$
 sachant Nj , est :

$$E(K/Nj) = \frac{I \cdot Nj}{1 - EXP(-\Delta/Tia)}$$

Les inférences : distributions des cumuls et des différents descripteurs des régimes pluviométriques

L'application de la démarche proposée permet d'obtenir une description très riche et cohérente des régimes pluviométriques ponctuels. Elle permet en effet, pour chaque mois (ou tout autre période) et pour chaque année d'observation,

de définir de façon probabiliste la succession temporelle des événements, leurs importances et d'estimer leurs durées. À partir de ces résultats, il est possible de générer des chroniques réalistes de n'importe quel descripteur des régimes, classiquement utilisé : cumuls sur différents pas de temps, pluies extrêmes, etc.

Dans le cas le plus simple, celui où les deux distributions initiales sont exponentielles et en négligeant la durée des événements, il est par exemple possible d'en déduire directement les expressions des distributions suivantes :

- -- cumuls et nombre d'événements sur des pas de temps allant du jour au mois (lois des fuites et loi de Poisson) ;
- durées interévénements ;
- pluies extrêmes de chaque mois (loi de Gumbel);
- nombres de jours de pluie (loi binomiale, si R=0, chaîne de Markov, sinon);
- -- cumuls sur un nombre fixé d'événements (lois Gamma) ;
- cumuls et nombres d'averses pour un nombre fixé de jours pluvieux.

L'intérêt opérationnel de la démarche est donc évident. Elle permet en outre à partir des observations faites sur les réseaux, d'estimer les fluctuations interannuelles des caractéristiques des phénomènes météorologiques responsables des pluies. La méthode proposée est donc aussi un moyen d'analyse climatologique.

APPLICATION À L'ÉTUDE DES PLUIES DU BURKINA FASO

SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET CLIMATIQUE

Le Burkina Faso est situé en Afrique de l'ouest dans la boucle du Niger et s'étend sur une superficie de 274 200 km². Il est compris entre 9°20' et 15°5' de latitude nord et 2°20' est et 5°3' ouest de longitude.

Le climat du Burkina, de type soudanien, est déterminé par la confrontation de deux masses d'air principales :

- une masse d'air sèche de nord est à est, provenant des hautes pressions sahariennes, c'est l'harmattan ;
- une masse d'air humide de sud ouest à sud, provenant des hautes pressions océaniques de l'hémisphère sud, c'est la mousson.

La zone de contact entre ces deux masses d'air correspond au Front Intertropical (FIT). Il oscille au cours de l'année entre les parallèles 4°N et 25°N.

- On distingue 3 grandes zones climatiques qui se repartissent du sud au nord :
 - la zone sud soudanienne caractérisée par une pluviométrie annuelle supérieure à 1 000 mm, une saison des pluies qui dure de 6 à 7 mois, et des amplitudes thermiques modérées ;

- la zone nord soudanienne avec une pluviométrie moyenne annuelle inférieure comprise entre 1 000 et 600 mm. La saison de pluies s'étale sur 4 à 5 mois ;
- la zone sahélienne où la pluviométrie est inférieure à 600 mm par an, avec de fortes irrégularités interannuelles, caractérisées par une saison des pluies très courte (3 à 4 mois), une forte évapotranspiration et des amplitudes thermiques journalières et saisonnières très fortes.



Figure 2 : Situation géographique du Burkina Faso.

Les données

Les données qui ont été utilisées dans cette étude, proviennent d'une part de la banque Pluviom de l'Orstom (période 1950-1980) et d'autre part de l'Agrhymet (période 1980-1990).

Période d'étude et stations de référence

Le choix des stations de référence et d'une période de référence répond à deux exigences fondamentales :

- celle de disposer de chronique suffisamment longue et aussi complète que possible;
- celle de disposer d'un réseau de stations d'extension optimale.

Une critique des données basée essentiellement sur un inventaire des lacunes et l'analyse de l'évolution de la densité du réseau, nous ont conduit à ne retenir que la période 1950-1990 et les stations de la figure 3 :



Les stations de référence.

Les produits obtenus

Nous avons appliqué la démarche exposée plus haut dans sa forme la plus simple (les deux distributions initiales exponentielles, et durée des événements négligeable). Notre travail a porté sur les mois de la saison des pluies : mai à octobre. Nous avons pour la détermination des distributions annuelles des hauteurs par événement, utilisé le découpage en zone fixe de la figure 4 mais nous avons également travaillé en voisinages glissants sur des rectangles d'un degré de latitude et de deux degrés de longitude.



Latitude en degrés décimaux

Figure 4 : Découpage en zones fixes.

Une première analyse de la distribution des nombres événements, a mis en évidence une rupture très nette de la distribution vers l'année 1970. Nous avons donc, en ce qui concerne cette distribution, considéré deux périodes 1950-1970 et 1970-1990.

Les produits obtenus, synthétisant l'information, sont les suivants :

- découpage en zones fixes :

- cartes mensuelles du nombre moyen d'événements pour chacune des périodes,
- --- cartes mensuelles pour chaque année, des espérances des nombres d'événements,
- pour chaque zones, les vecteurs mensuels des hauteurs moyennes par événement ;

— zones glissantes :

- --- cartes mensuelles du nombre moyen d'événements pour chacune des périodes ;
- cartes mensuelles pour chaque année, des espérances des nombres d'événement ;
- cartes mensuelles pour chaque année, des hauteurs mensuelles par événements ;

Résultats

Les résultats peuvent être analysés sous deux angles :

- climatique ;
- opérationnel.

Les résultats climatiques

UNE CHUTE DU NOMBRE D'ÉVÉNEMENTS APRÈS 1970

Sur la figure 5, est représentée l'évolution interannuelle du nombre d'événements à six stations synoptiques du Burkina. À toutes ces stations, on constate une chute brusque du nombre d'événements à partir de 1970. Ce phénomène est général sur l'ensemble du pays. Pour les quatre principaux mois de l'hivernage, le nombre moyen d'événements après 1970 ne représente plus que 80 % de celui observé avant (figure 6).

Cette rupture avait été déjà mise en évidence (CARBONNEL et HUBERT, 1992) à partir d'une analyse statistique des séries chronologiques des cumuls. La démarche que nous avons suivie permet de faire la part entre l'effet du nombre et celui de l'abondance.



Évolution des profils des nombres d'événements pour quelques stations du Burkina au cours d'une saison moyenne.



Figure 6 : Nombres d'averses avant 70-90 / nombres d'averses avant 50-70.
UNE STATIONNARITÉ DES HAUTEURS MOYENNES PAR ÉVÉNEMENT

Sur la figure 7, sont représentés les vecteurs annuels des hauteurs moyennes sur les différentes zones retenues. Il n'apparaît pas dans ces séries d'organisation interannuelle nette. Les cartes de la figure 8, obtenues à partir de l'étude en voisinage glissant, ne montre pas de différences réellement significatives de ce paramètre entre les années antérieures et postérieures à 1970.

Les moyennes et les écarts types mensuels de ce paramètres sont résumés dans le tableau 1 :

	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre
Zone A	12.1	11.5	12.7	12.5	10.6	9.3
	2.5	2.6	2.1	2.2	1.8	3.3
Zone B	10.5	10.1	11.8	10.7	9.5	7.5
	2.5	1.8	2	1.4	1	1.9
Zone C	11.8	11.4	13	12.5	10.3	9.3
	2.3	1.7	2.2	2.1	1.6	2.9
Zone D	9.5	10.5	12.2	11.5	10.1	8.2
	2.6	2.4	2.9	2	2	3
Zone E	9.8	10.5	12.2	11.2	9.7	7.6
	2.1	2	1.6	1.7	1.7	2.9
Zone F	8	10.3	12.4	11.8	9.9	7.1
	2.6	2.2	2.3	2	2.3	2.5
Zone G	7.2	9.5	11.6	11.8	9.4	8.2
	3.5	3.6	2.6	2.3	2.4	2.3

Tableau 1

Moyennes et écart type (mm) des hauteurs moyennes par événements

Pour les mois situés au centre de la saison des pluies, les hauteurs par événement varient peu suivant les zones et sont comprises entre 12 et 13 mm avec un écart type voisin de 2,5 mm. Pour les mois de transition, les différences zonales sont plus marquées et les coefficients de variation sont partout plus élevés.



Figure 7 : Évolution des vecteurs sur quelques zones.



Figure 8 : H. moy (70-90) / H. moy (50-70).

Les résultats opérationnels

Ce sont, pour le Burkina, ceux que nous évoquions au paragraphe « les inférences : distributions des cumuls et des différents descripteurs des régimes pluviométriques ». Les résultats de cette étude faite au pas de temps mensuel, permettent de fournir aux aménageurs la quasi-totalité des paramètres pluviométriques qu'ils utilisent classiquement.

CONCLUSION

La démarche que nous avons présentée permet une description cohérente et efficace des régimes pluviométriques ponctuels. Elle permet aussi à partir des données journalières collectées sur les réseaux nationaux de remonter aux distributions caractérisant la succession temporelle et l'importance des événements pluvieux. Elle devrait donc faciliter le calage des modèles de répartition spatiale des pluies dès que ceux-ci auront été mis au point.

BIBLIOGRAPHIE

BABUZIAUX C., 1969. Étude statistique de la loi des fuites. Thèse 3° cycle.

- CARBONNEL J.-P., HUBERT P., 1992. Pluviométrie Afrique de l'ouest soudanosahélienne. Remise en cause de la stationnarité des séries — in Aridité une contrainte au développement, Orstom, Paris : 37-51.
- ELGUERO É., LE BARBÉ L., 1992. Une approche probabiliste du Vecteur régional (Note interne) Orstom, Montpellier.
- LE BARBÉ L., 1988. Réflexions sur les méthodes des totaux annuels cumulés et du Vecteur régional appliquées au Sahel — (Note interne) — Orstom, Montpellier.
- LE BARBÉL., 1993. Précipitations—Loi des fuites et estimations satellitaires (Note interne) Orstom, Montpellier.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPFFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B., HUBERT P., 1992. Rainfall estimation in the Sahel : the Epsat-Niger experiment. *Hydrol. Sci. J. Sci. Hydrol.*, 37(3) : 201-215.
- NDOYE I.D., 1988. Étude fréquentielle comparative de quelques caractéristiques des averses en Afrique de l'ouest — Mémoire d'ingénieur de l'Eitarc.
- RIBSTEIN P., 1983. Loi des fuites Cah. Orstom, sér. Hydrol., XX, 2: 117-145.
- TAPSOBA D., 1993. 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-Université Paris XI Orsay.
- TAUPIN J.D., LEBEL T., CAZENAVE F., GREARD M., KONG J., LECOQ J., ADAMSON M., d'AMATO N., BEN MOHAMED A., 1991. Epsat-Niger Campagne 1992 Orstom et DMN.
- 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. Thèse Univ. Montpellier II.

i ŝ

VARIABILITÉ SPATIALE DES MESURES MÉTÉOROLOGIQUES DE SURFACE PENDANT LA PÉRIODE D'OBSERVATIONS INTENSIVES D'HAPEX-SAHEL

J.P. GOUTORBE¹, P. PERIS¹, P. BESSEMOULIN¹, J.L. CHAMPEAUX¹, D. PUECH¹

Résumé

Au cours de l'expérience Hapex-Sahel un réseau de 12 stations automatiques météorologiques a été installé. Quelques comparaisons sont présentées avec les mesures faites par l'Orstom. La variabilité des paramètres météorologiques est ensuite étudiée pour l'ensemble de la période intensive, ce qui permet de réaliser un zonage du degré carré. La période des 25 et 26 septembre est ensuite examinée. Les cycles diurnes des paramètres météorologiques présentent des différences significatives et informatives d'un site à l'autre.

¹Météo-France-CNRM 42, Avenue Coriolis - 31057 Toulouse cedex.

INTRODUCTION

Le réseau de stations automatiques du CNRM a été déployé au Niger pendant la période intensive d'Hapex-Sahel dans le but de densifier le réseau permanent de la météorologie du Niger. Cette opération avait les objectifs suivants :

- fournir un encadrement aux mesures de turbulence, en particulier aéroportées ;
- préciser la variabilité spatiale des paramètres météorologiques en particulier l'existence et l'importance du gradient Sud-Nord ;
- estimer à échelle régionale le bilan radiatif et l'évapotranspiration potentielle;
- fournir les paramètres d'environnement nécessaires aux télédétecteurs ;
- fournir des données d'entrée et de validation aux modèles mesoéchelle.

Les données ont été livrées à la base de données Hapex-Sahel après validation de premier niveau. Un atlas présentant les caractéristiques du réseau et les données a été publié (CHAMPEAUX *et al*, 1993). Ce court article en illustre les potentialités et indique dans quelle mesure les objectifs fixés sont en voie d'être atteints.

LOCALISATION DES STATIONS

Les stations ont été disposées de manière assez régulière à l'intérieur du carré (figure 1). Le réseau de surface doit être complété au moyen de la station permanente de l'aéroport de Niamey. Ainsi qu'indiqué sur le tableau 1 les stations se trouvent sur des surfaces assez variées, allant du sol nu à une couverture végétale dense. Elles ne sont pas positionnées de manière systématique par rapport au relief sans que les différences d'altitude dépassent 50 mètres. Peu d'informations sont disponibles sur l'environnement des stations situées en dehors des supersites. Les emplacements des stations ont été reportés sur la carte de végétation Orstom de 1988 (figure 1). En dehors des numéros 1 et 4 les stations sont situées dans des secteurs relativement fournis en végétation. Il serait nécessaire de décrire rigoureusement l'environnement des stations en utilisant des critères objectifs : position par rapport à la toposéquence, classe d'occupation des sols. Les renseignements disponibles sont résumés dans le tableau 1.

Tableau 1

	Surface des stations observées sur le carré
Numéro station	Type de végétation
Samha 1	Sol nu avec un peu d'herbe
Samha 2	Milépars
Samha 3	Herbe
Samha 4	Sol nu avec un peu d'herbe
Samha 5	Herbe
Samha 6	Savane arbustive (jachère)
Samha 7	Sol nu

Samha 8 Samha 9 Samha 10 Samha 11 Samha 12 Sol nu avec un peu d'herbe Herbe Herbe Herbe



Figure 1 :

Localisation du réseau de stations automatiques sur la spatiocarte du degré carré.

Le réseau sol a été situé sur une image thermique NOAA/AVHRR de 15 h 23 TU le 27 septembre 1992 (figure 2). La situation présentée est éloignée du dernier épisode pluvieux qui a eu lieu les 14 et 15 septembre. Cette date suit les deux journées intensives des 25 et 26 septembre. Cette image indique que les stations se trouvent sur des surfaces de températures variées sans que les extrêmes soient couverts. La dynamique des températures de surface sur cette image est de 8 degrés environ entre les points les plus froids situés dans la vallée du Niger et la zone la plus chaude au nord ouest de la station 4. Le quart nord ouest du domaine, tout entier apparaît d'ailleurs comme sensiblement plus chaud.



Figure 2 :

Localisation du réseau sur une carte des températures de brillance NOAA/AVHRR le 27 septembre 1992 à 15 h 23 TU.

ASPECTS MÉTROLOGIQUES

PLUVIOMÉTRIE

Les mesures du réseau Samha ont été comparées à celles du réseau Epsat puisque la plupart des stations automatiques étaient installées sur des sites Epsat. La figure 3 présente un exemple de comparaison par forte pluie. Les différences observées sont en général faibles, mais peuvent, dans certains cas particuliers atteindre des valeurs importantes. C'est le cas par exemple pour l'épisode du 30/ 8/92 au site central est où la station Samha a mesuré 33.8 millimètres et la station Epsat correspondante 15.6 millimètres.



Figure 3 : Comparaison des précipitations avec les stations Epsat pour l'épisode du 11/09/1992.

RAYONNEMENT

La station Samha mesure le rayonnement total somme du visible et de l'infrarouge. La station est équipée de deux capteurs qui mesurent l'un le rayonnement issu de la surface, l'autre le rayonnement descendant. Il n'est donc pas possible de présenter des bilans radiatifs détaillés. Des moyennes ont été calculées sur la période 25/9 au 10/10/1992 correspondant à la fin de la période intensive et pour l'essentiel à des journées claires (JEANJEAN, 1993). Deux stations numéros 3 et 4 situées dans la partie nord du domaine présentent un bilan radiatif nettement plus faible que les autres. À 12 Tu la différence approche en moyenne 100 w/m². Les particularités connues des sites ne permettent pas d'expliquer ce fort écart. Une explication pourrait être la présence plus importante de poussières dans cette zone. Des problèmes de calibration ne sont pas à exclure.

L'incertitude sur les mesures de rayonnement net se reflète dans l'estimation de l'évapotranspiration potentielle. L'examen des courbes d'évolution de l'ETP au cours de la période 25/9 au 10/10 utilisée par JEANJEAN (1993) fournit un résultat logique : l'ETP moyenne est la plus élevée pour la station 1 (6,5 millimètres en moyenne) qui est dans l'environnement le plus aride. Par contre, et cela reste à expliquer, l'ETP est la plus faible pour la station 3 (4,7 millimètres en moyenne). La faible valeur de l'ETP pour la station 3 est principalement due

au premier membre de la formule de Penman (celui ou intervient le rayonnement). En conséquence, la structure du champ de l'ETP moyenne sur la période paraît difficile à interpréter.

Compte tenu de ce qui précède un travail complémentaire est à réaliser pour connaître la réalité expérimentale des mesures aux sites 3 et 4. Il est en particulier nécessaire de connaître les sites (albedo, couverture végétale) pour savoir si les sites 3 et 4 sont vraiment singuliers. Même si les mesures s'avèrent défaillantes le réseau restant est suffisant pour faire une bonne évaluation du rayonnement net à l'échelle du carré.

COMPARAISON AVEC LE PARC À INSTRUMENTS DE L'ORSTOM.

La station Orstom a été comparée à la station Samha la plus proche qui est la station 6. La comparaison (figure 4) est présentée sous forme de graphique de la variation diurne pour la journée intensive du 25 septembre 1992.



Figure 4 :

Comparaison des températures sous abri, des humidités relatives et des vents pour la station Orstom du site central est et la station Samha numéro 6.

40б

En cours de journée une excellente concordance s'établit pour la température sous abri et l'humidité relative. De nuit, une différence plus grande apparaît mais reste inférieure à 2°C pour la température. La comparaison des vents n'est pas significative puisque le vent au parc à instrument de l'Orstom est mesuré à 2 mètres, alors qu'il est mesuré à 10 mètres aux stations Samha. On remarquera le net intérêt des mesures à 10 mètres puisqu'à 2 mètres toute l'information est perdue en phase nocturne. Le même type de comparaison, effectué sur d'autres journées a donné lieu aux mêmes conclusions si bien que le raccord entre les données du parc Orstom, qui a tourné pendant 3 ans et les données de la station Samha numéro 6 ne présente pas de difficultés particulières.

ANALYSE DE LA PÉRIODE D'OBSERVATIONS INTENSIVES

PRINCIPALES PHASES

Les principales étapes de la période intensive sont facilement repérées au moyen du réseau. Flux de sud ouest relativement établi en début de période et précipitations importantes jusqu'au 15 septembre. Par la suite les vents sont mal établis en surface, les précipitations sporadiques puis absentes. Il en résulte d'importantes variations de la température sous abri qui baissent jusqu'au 28 août avant de remonter progressivement jusqu'au 15 octobre. Correspondent des variations très fortes de l'humidité relative (figure 5). La présentation de la figure ne permet pas d'étudier en détail les épisodes pluvieux. Notons toutefois que certains épisodes tels que celui des 14 et 15 septembre présentent une signature quasiment identique sur tout le domaine.

En résumé le réseau de stations automatiques du CNRM met en évidence le forçage climatique important qui s'est exercé sur tout le carré, sans différentiation importante. Sauf examen plus poussé, il apparaît que les diverses phases de la fin de la saison des pluies s'établissent au même moment à l'intérieur de cet espace limité qu'est le degré carré. La figure 5 indique également que l'erreur ne serait pas très considérable de prendre un forçage atmosphérique moyen en un point du milieu du carré, comme la station 6 ou le parc à instrument Orstom.

Au niveau des épisodes qui suivent une pluie importante, la séquence qui entoure les 14 et 15 septembre semble particulièrement nette.

VARIABILITÉ SPATIALE DE LA TEMPÉRATURE SOUS ABRI PENDANT LA PÉRIODE INTENSIVE

Ce paragraphe a pour but de déterminer l'ampleur des variations de la température sous abri à travers le carré et de déterminer l'importance du gradient sud-nord.



Figure 5 : Historique de la période intensive pour la température sous abri et l'humidité relative.

Des moyennes des températures sous abri sont calculées sur la période du 18 août au 15 octobre entre 6 h et 18 h. Pour les 3 stations situées les plus au sud les moyennes sont extrêmement voisines : 29,6, 29,6, 29,7°C pour les stations 11,12 et 10 respectivement. Pour l'ensemble du réseau un gradient de température s'établit.

La croissance de la température moyenne est régulière avec la colatitude dans le demi-degré inférieur. Pour le demi-degré supérieur la distribution est plus complexe la station numéro 4 située au niveau des supersites centraux est plus chaude.

Tableau 2

Températures moyennes sur la période du 18 août au 15 octobre 1992 Tmoy S1 S2 S3 S4 S5 S6 S7 S8 S9 S10 S11 S12 30,6 30,3 30,8 30,8 30,2 30,5 29,8 30,0 30,2 29,7 29,6 29,6

Ces écarts très peu importants ne tiennent pas compte des différences d'altitudes entre les stations.

La station climatologique de l'Orstom, installée au site central est a également été intégrée à cette comparaison. Sa moyenne se situe à 30.4° C proche donc des $30,5^{\circ}$ C de la station Samha n°6 du site central est.

Ces constatations sont corroborées par la technique de classification automatique. Une classification hiérarchique ascendante a été établie en utilisant toutes les mesures de jour. La partition obtenue sépare les stations du nord de celles du sud regroupant (S7, S8, S9, S10, S11, S12) d'une part et d'autre (S1, S2, S3, S4, S5, S6). Au tour précédant la partition sépare les stations en 4 groupes : la rive droite du Niger (stations 10 et 7). La partie rive gauche du demi-degré carré inférieur (S8, S9, S11, S12). Viennent ensuite les stations du nord situées sur une végétation relativement fournie (stations S2, S3, S5, S6) et enfin les deux stations S1 et S4. Cette première classification sommaire demande bien sur à être confirmée par des données d'autres origines.

En résumé, pour la période intensive d'Hapex-Sahel la température moyenne diurne augmente en moyenne de 1,2°C du sud au nord du degré carré. Une classification du carré apparaît assez nettement, même si elle ne repose pas sur des différences de température importantes en valeur absolue.

LE CYCLE DIURNE

EXEMPLE DES 25 ET 26 SEPTEMBRE 1992

Ces deux journées de mesures intensives sont étudiées en priorité et modélisées au CNRM et au LTHE. Cette période correspond à la fin de l'augmentation rapide des températures et de l'assèchement de l'air (figure 5). Les dernières pluies significatives remontent au 14 et 15 septembre. Pour les températures sous abri les remarques faites à propos des moyennes s'appliquent à ce cas particulier. Les écarts des maxima sous abri atteignent 2,0°C du sud vers le nord. Les cycles diurnes de la température sous abri, du rapport de mélange et du vent sont représentés (figure 6) pour la journée du 25 septembre et pour les 3 stations situées à la latitude des sites centraux est et ouest c'est-àdire les stations 4, 5 et 6. Des différences considérables apparaissent dans l'évolution diurne de la température. Les maxima de température sont décalés et se produisent vers 14 h TU pour la station 4 et une heure après pour les stations 5 et 6. Ces différences importantes qui se reproduisent les jours suivants sont l'indication de bilans d'énergie contrastés entre les parcelles concernées. Notons à l'usage des télédétecteurs que les températures sous abri sont assez uniformes le matin à l'heure de passage de Landsat, mais déjà très différentes vers 15-16 h TU heure de passage de NOAA.

L'évolution du rapport de mélange de la vapeur d'eau est gouverné par les transferts verticaux et par les transferts horizontaux de vapeur d'eau (l'« advection »). Le second effet, faible pour la température est marqué pour le rapport de mélange dont l'évolution diffère d'un site à l'autre. À titre d'exemple reprenons le cas de la figure 6. Comme pour la température sous abri les cycles diurnes du rapport de mélange entre le 25 septembre et le 26 sont largement reproductibles. Les différences de rapport de mélange qui atteignent 6g/kg sont assez grandes pour tirer quelques conclusions indépendantes des erreurs instrumentales. À partir de 9 heures TU la couche de surface s'appauvrit en vapeur d'eau car celle-ci est pompée dans la couche limite. Cet effet est peu marqué jusque vers 15 heures. Ensuite l'évolution aux 3 stations est différente. La couche de surface est nettement plus humide au site 6. Pour la journée du 26 septembre les cycles diurnes sont, à quelques détails prés, la copie de ceux du 25. D'un jour sur l'autre les températures maximales baissent légèrement et le rapport de mélange augmente. Considérons maintenant l'ensemble des cycles diurnes du rapport de mélange pour l'ensemble des 12 stations et pour le 25 septembre (figure 7). Le rapport de mélange varie peu à l'intérieur du carré et marque une légère décroissance vers le nord. Les 3 stations du sud se comportent de la même manière et l'appauvrissement par pompage dans la couche limite reste limité. Une réhumidification brutale de la couche limite se produit à partir de 18 h quand le vent revient au sud. Pour les 3 stations situées au nord la décroissance du rapport de mélange est plus rapide et plus sensible.



Figure 6 : Extrait de l'atlas des données Samha pour le 25/9/92.



Figure 7 : Cycle diurne du rapport de mélange aux 12 stations pour le 25/9/92.

 X^{*} journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994

Au cours de la période, les vents restent faibles, ne dépassant pas 5 ms-1. Un cycle diurne se superpose à un faible courant de sud ouest. Les vents aux 3 stations 4, 5, 6, évoluent de façon similaire. La figure 8 tirée du travail de JEANJEAN (1993), illustre les hodographes du vent pour le 25 septembre, le vent tourne dans le sens des aiguilles d'une montre. La variation diurne du vent est régulière d'un jour sur l'autre, une pointe de vent se produit régulièrement le matin vers 10 h et s'observe non seulement sur les journées individuelles mais également sur la composition de toutes les journées non perturbées. Elle semble associée à l'onde semi-diurne de la pression et également au développement de la couche convective. La brève période de vents calmes ou de vents de nord faibles se produit autour de 14 h pour 4 heures environ.

En conclusion les cycles diurnes sont contrastés suivant les sites et peu différents d'un jour sur l'autre, si bien que les données peuvent être composées pour une période. Le cycle du rapport de mélange semble très informatif pour ce qui est du bilan d'énergie de la surface et peut-être même pour comprendre les différences d'entraînement entre le sud et le nord.



Figure 8 : Hodographe du vent à 10 m pour le 25/9/92.

Comparaisons avec les analyses du centre européen de prévision à moyen terme.

Le réseau est déployé sur un degré carré, surface véritablement minuscule par rapport à celle considérée en analyse météo. Quelques comparaisons ont toutefois été faites à partir des fichiers disponibles dans la base de données Hapex-Sahel. Les résultats du 25 septembre sont seuls présentés ici car ceux du 26 sont peu différents.

Pour ce qui est des températures (figure 9) le niveau moyen se compare assez bien à 12 h TU. La température au niveau 1 000 hpa est de 38,5°C. La moyenne pour le réseau, ramenée à ce niveau est de 36,2°C. Par contre, il n'y a pratiquement pas de gradient de température sur le réseau à 12 h (figure 9) alors que l'analyse indique un gradient de 2,5°C. À 18 h TU la température sous abri est également surestimée par l'analyse de 2°C environ. Les vents, compte tenu de l'énorme différence de résolution, sont correctement représentés à 12 h TU. La situation de 18 h, non montrée, est plus complexe et il n'est pas du tout certain que l'interpolation du champ de vent à partir du réseau de 12 stations soit justifiée.

Les cartes d'humidité relative à 12 h TU sont également très différentes puisque cette dernière varie peu autour de 50 % à l'intérieur du carré d'après la mesure alors que l'analyse indique une décroissance de 36 % à 25 % du sud au nord, uniforme avec la latitude. De cette brève étude il ressort qu'au moins pour les champs au sol les analyses grandes échelle sont d'un faible secours.

CONCLUSION

Le réseau de stations automatiques du CNRM a fourni des mesures de grande qualité. Si on se réfère aux objectifs définis dans l'introduction il semble que :

- le réseau permet effectivement d'encadrer la mesure avion. En particulier les paramètres directeurs au sens définis par SAID *et al.* (1994) dans ce volume peuvent être estimés à partir de données sol plutôt que par extrapolation vers le bas de la mesure avion ;
- le gradient des paramètres moyens entre le sud et le nord du carré est d'un intérêt limité. Par contre les différences de cycle diurne, en particulier pour le rapport de mélange sont informatifs;
- l'estimation du bilan radiatif demande encore du travail et l'utilisation de données exogènes pour connaître l'albédo des sites et leur signature dans le thermique ;

 les télédétecteurs peuvent évaluer l'apport du réseau en utilisant la note CHAMPEAUX et al., 1993. La figure 5 indique l'erreur commise en considérant la température uniforme sur tout le réseau à 15 h. Suivant les applications il y a lieu de prendre en compte la pointe de vent du matin ;
le réseau semble bien adapté aux études de modélisation à moyenne échelle. Le point faible est l'absence de données en dehors du degré carré.





Comparaison des champs de température et de vent à 12 h. Figure principale: analyse du Centre européen sur une grille de 5 degrés. En haut à droite : mesures du réseau dans le degré carré de Niamey.

X^e journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994

BIBLIOGRAPHIE

- CHAMPEAUX J.L., PERIS P., BONHOURS G., PUECH D., 1993. Atlas des données météorologiques recueillies par le réseau sol 4M du CNRM pendant l'expérience Hapex-Sahel. Note interne GMEI n°9, disponible au CNRM.
- JEANJEAN N., 1993. Le réseau sol de l'expérience Hapex-Sahel 1992. Étude de quelques situations non perturbées. Rapport de Stage, disponible au CNRM.
- SAID F., ATTIE J.L., DRUILHET A., DURAND P., LEBEL T., 1994 : Variabilité des flux turbulents de surface mesurés par avion au cours de deux journées caractéristiques durant Hapex-Sahel. Ce volume.

. P ł

VARIABILITÉ DES FLUX TURBULENTS DE SURFACE MESURÉS PAR AVION AU COURS DE DEUX JOURNÉES CARACTÉRISTIQUES DURANT HAPEX-SAHEL

F. SAID¹, J.L. ATTIE¹, A. DRUILHET¹, P. DURAND¹, T. LEBEL⁴

Résumé

La variabilité spatiale du flux net et des flux de surface, de chaleur sensible et chaleur latente, obtenus par avion et calculés par la méthode des corrélations est présentée pour deux journées caractéristiques de l'expérience Hapex Sahel : l'une en saison des pluies, l'autre en début de période sèche. L'étude des échelles d'intégration des flux calculés montre que la précision est très fortement dégradée en saison sèche et que le flux d'évaporation se comporte de manière tout à fait marginale par rapport au flux de chaleur sensible ou à celui de la chaleur latente en conditions humides. Cette caractéristique se traduit par une très forte hétérogénéité spatiale à l'échelle d'un champ de 90 km x 75 km.

Parallèlement à celle des flux, la variabilité spatiale de certains paramètres, accessibles par l'avion et susceptibles de contrôler les transferts, est commentée.

¹Laboratoire d'Aérologie, URA CNRS 354, 118 route de Narbonne, 31062 Toulouse cedex, France.

⁴Orstom, Groupe PRAO, LTHE, BP 53 X, 38041 Grenoble cedex.

INTRODUCTION

L'étude de la variabilité spatiale des flux de surface est un sujet d'actualité en particulier dans la perspective de l'amélioration des paramétrisations de la surface dans les modèles méso-échelle et les modèles de circulation générale. Même si la contribution respective des différents paramètres de la surface sur l'évolution du temps et du climat reste une question polémique, tous les modélistes reconnaissent la nécessité de bien documenter ces conditions limites (MAHRT, 1987; Sellers et al., 1992; Segal et al., 1989a and 1989b, Schmugge et André, 1991). L'objectif à long terme est de pouvoir réaliser cette documentation directement par télédétection en utilisant un nombre restreint de mesures in situ. Or cette technique de mesure ne permet pas d'accéder directement à des termes comme les flux turbulents de surface, mais simplement aux paramètres qui dirigent ces flux. Il apparaît donc la nécessité de mettre en évidence la nature et la contribution des paramètres directeurs des transferts à la surface, et cela dans des conditions climatiques différentes. On cherche par exemple à montrer comment s'organise la distribution des flux, quelles sont les sources d'hétérogénéité, et compte tenu de la variabilité spatiale, comment on peut obtenir une estimation des flux à partir des paramètres directeurs mais surtout à une échelle compatible au minimum avec la maille d'un modèle de méso-échelle.

Dans ce sens, Hapex-Sahel est un programme expérimental intensif qui est voué à la résolution de ce genre de problème dans une région représentative de la zone et du climat sahélien. L'expérience est décrite en détail dans GOUTORBE *et al.* (1994) et PRINCE *et al.* (1994), aussi uniquement les lignes directrices du programme sont-elles évoquées ici.

Les objectifs de base du programme sont :

- d'étudier les transferts de masse et d'énergie et en particulier toutes les composantes du bilan hydrique ;
- de tester les performances des satellites météorologiques en matière d'estimation quantitative des paramètres de surface, atmosphériques et des précipitations;
- de fournir aux modèles méso-échelle ou de circulation générale des paramétrisations (empiriques) utilisables pour représenter à l'échelle d'une maille, les flux caractéristiques de surfaces plus petites.

Parmi les nombreux moyens expérimentaux mis en œuvre (stations de météorologie et de micrométéorologie, ballons, avions, satellites), les avions de mesures atmosphériques ont joué un rôle particulièrement important pour l'étude de la variabilité spatiale des flux de surface de chaleur sensible et de chaleur latente. L'avion est en effet un moyen de mesures privilégié pour la description d'une large gamme d'échelles spatiales. Cependant, il a ses limites quant à la gamme d'échelles observées : l'échelle d'intégration minimale doit permettre

d'intégrer assez *d'événements* turbulents efficaces pour que l'estimation soit statistiquement représentative, la maximale doit éviter d'intégrer des variations méso-échelle qui ne sont plus du domaine de la turbulence. Or la limite inférieure de cette échelle d'intégration peut varier suivant les conditions atmosphériques et aussi, comme on va le montrer ici, suivant les conditions de surface des zones étudiées. Cet article se propose tout d'abord de calculer cette limite d'intégration minimale, dans deux conditions expérimentales différentes. Le résultat est en particulier d'ordre pratique pour la modélisation. Il vise à répondre aux questions suivantes :

- ---- à quelle échelle spatiale minimale (pour l'avion) peut-on comparer les flux avion aux flux déterminés localement ?
- à quelle échelle spatiale est-il nécessaire d'estimer les paramètres de surface ou atmosphériques qui contrôlent les flux (application directe à la télédétection) ?
- quelle est l'échelle de base nécessaire à l'initialisation et à la validation d'un modèle méso-échelle documentant l'ensemble de la zone étudiée (environ 200x200km) ?

Dans l'état actuel de l'avancement du travail, cet article n'a pas la prétention de donner une réponse définitive à ces questions: ceci nécessiterait notamment une étude statistique des différentes situations rencontrées pendant les deux mois d'expérience, ce qui n'a pas encore été fait. Nous présenterons ici essentiellement deux situations, dans deux conditions hydriques différentes: l'une caractéristique de la fin de la saison des pluies, l'autre prise dans la période d'assèchement qui a succédé aux dernières pluies. À partir de ces deux situations, nous étudierons à la fois la distribution spatiale du flux de chaleur sensible et du flux de chaleur latente ainsi que celle des paramètres moyens, accessibles par l'avion et susceptibles de diriger les transferts.

CONDITIONS EXPÉRIMENTALES

PLAN DE VOL

Les résultats présentés sont issus des mesures effectuées le 12-09-92 (vol 42) et le 03-10-92 (vol 53) par le Merlin IV de Météo France. La zone de mesure et le plan de vol sont identiques pour les deux journées (figure 1). L'objectif du vol était d'une part de décrire les flux au voisinage des supersites centraux (sud-est de la figure 1), d'autre part d'explorer la variabilité nord-sud des flux sur de grandes distances.

L'avion a décrit une figure de la forme d'un trombone, à altitude constante et à bas niveau (environ 50 m au-dessus du relief moyen), dans une zone située dans la partie nord et au nord du carré d'étude Hapex (figure 1). Les flux mesurés à cette altitude sont assimilés à des flux de surface. En effet, on considère en général que les flux sont conservatifs dans la couche de surface et que l'épaisseur de cette dernière est de l'ordre de 10 % de celle de la couche limite. Or, les sondages verticaux effectués par l'avion pour chacun des vols indiquent des hauteurs de couche limite variant de 600 à 800 mètres pour le vol 42 et de 1 000 à 2 300 mètres pour le vol 53, ce qui montre bien que les mesures ont été effectuées dans la couche de surface.

Les heures (HTU) de vol (de 10 h 30 à 13 h 30 le 12 septembre et de 10 h à 12 h 30 le 3 octobre) ont été choisies telles que l'on se situe autour du maximum du cycle diurne du flux net et des flux turbulents pour pouvoir réaliser les mesures dans des conditions relativement stationnaires. Aucune correction relative à la variation diurne ne sera effectuée.



Figure 1 :

Schéma de la trajectoire de vols 42 et 53 et localisation du carré Hapex. Les deux triangles blancs indiquent l'emplacement des deux supersites centraux. À l'intérieur du carré Hapex sont représentées les isohyètes du 11-09-92 d'après les mesures du réseau Epsat réalisées par l'Orstom (noir : pas de pluie ; gris foncé : 50 mm).

PARAMÈTRES MESURÉS

Les paramètres mesurés sur l'avion Merlin IV sont décrits brièvement. Les pressions statique et dynamique ainsi que les angles d'incidence et dérapage sont mesurés sur un radôme situé sur le nez de l'avion, selon le système décrit par BROWN *et al.* (1983). Une centrale de navigation (Sagem Ulis 45i), située à l'avant de l'avion, permet de mesurer les coordonnées géographiques horizontales de l'avion, la vitesse de l'avion par rapport au sol et les angles d'attitude de l'avion (roulis, tangage et cap). Une sonde Rosemount 102E2-AL, un hygromètre (General Eastern) et un Lyman permettent d'accéder respectivement à la température et à ses fluctuations, au contenu en eau, aux fluctuations du contenu en eau. Les mesures radiatives comprennent des radiomètres montant et descendant Eppley (angle solide : 2π) dans le visible (0,2-2,8 µm) et l'infrarouge (4-40 m). Un thermoradiomètre Barnes PRT5 (8-14 µm) fournit les mesures de température de brillance de la surface, qui ne sont pas converties en température de surface car l'émissivité est prise égale à 1, en l'absence de mesures d'émissivité disponibles sur la zone à ce jour.

La vitesse d'acquisition des mesures varie en fonction du temps de réponse de l'instrument concerné. Cependant toutes les données dites turbulentes sont enregistrées à 50s⁻¹ pour être ensuite traitées à 25s⁻¹.

CALCULS

La méthode des corrélations qui est utilisée pour calculer les flux nécessite de calculer les fluctuations des paramètres acquis à haute fréquence. Les fluctuations d'un paramètre sont définies à partir de sa valeur instantanée à laquelle on soustrait la valeur moyenne calculée sur un axe horizontal et stabilisé (palier), de 25 km environ. Cette longueur de 25 km sur laquelle sont calculés les différents flux a été choisie comme un compromis pour pouvoir intégrer un nombre suffisant d'événements turbulents tout en s'affranchissant des variations basse fréquence qui ne sont pas du domaine de la turbulence. La précision de la mesure associée à cette estimation a été discutée par WYNGAARD (1983). LENSCHOW et STANKOV (1986) ont appliqué les résultats à la mesure avion dans la couche limite. D'après WYNGAARD (1983), si l'on fait l'hypothèse que la distribution des fluctuations turbulentes est gaussienne, la précision relative de l'estimation d'un moment d'ordre 2 s'exprime comme suit :

 $\delta f_{xy}/f_{xy} = [2 l_{xy}/L_{xy} (1+r_{xy}^{-2})]^{1/2}$ (1) $\delta f_{xy}/f_{xy}$ est l'erreur absolue sur la covariance, l_{xy} l'échelle intégrale du flux instantané, L_{xy} la longueur de l'échantillon sur laquelle le calcul est fait et r_{xy} le coefficient de corrélation entre les deux paramètres de la covariance. Pour la longueur d'intégration choisie de 25 km, la précision relative que l'on peut escompter sur les flux de chaleur à la surface, dans des couches limites convectives (c'est-à-dire avec des coefficients de corrélation plutôt forts) est de l'ordre de 10 à 15 %. Une autre manière d'envisager la relation (1) est de se fixer la précision que l'on veut obtenir et d'en déduire une longueur d'intégration minimale pour le flux considéré. Ceci permet ainsi de répondre à la question sur l'échelle spatiale minimale de comparaison avec les flux *locaux*.

Les calculs effectués ici concernent essentiellement les flux de chaleur sensible et chaleur latente aussi les fluctuations utilisées ne s'appliquent qu'à la température t', au rapport de mélange q' et à la vitesse verticale de l'air w'.

Les données moyennes utilisées dans cette étude sont définies par séquence de vol de 25 km. Ce sont essentiellement la température T_{50} et le rapport de mélange Q_{50} de l'air, le module du vent horizontal U_{50} au niveau de vol ainsi que les paramètres radiatifs : température de brillance de la surface T_{b} , albedo de la surface, flux net F_{n} , flux visible et infrarouge montants et descendants.

Une autre variable moyenne dont il sera discuté ici, est le coefficient aérodynamique pour la température, C_t . Pour le calculer, il est nécessaire de recalculer température et vent au niveau 10 mètres, en faisant l'hypothèse du profil logarithmique et en tenant compte de la stabilité (PANOFSKY, 1963; PAULSON, 1970). Les paramètres réduits à 10 mètres seront repérés avec l'indice 10. Dans ces conditions, C, a été calculé comme suit :

$$\overline{w'}t' = C_t \ U_{10}(T_s - T_{10}) \tag{2}$$

où T_s est la température de surface.

Nous ferons à ce niveau l'approximation que $T_s = T_b$. Cette approximation peut induire une erreur maximale de presque 1,5° sur la température de surface si l'on considère qu'e peut varier de 2 % au cours d'un vol ($\delta T_s/T_s = 1/4 \delta \epsilon/\epsilon$).

Enfin, l'équation du bilan d'énergie à la surface, qui traduit la partition du flux net en flux de chaleur sensible H, flux de chaleur latente LE et flux dans le sol G, sera aussi utilisée par la suite :

$$Fn = H + LE + G \tag{3}$$

SITUATION MÉTÉOROLOGIQUE DES DEUX VOLS ÉTUDIÉS

Les figures 2 et 3 permettent de mettre en évidence les conditions de pluviométrie qui caractérisent les deux périodes de vol. La figure 2, extraite de TAUPIN *et al.* (1991) représente la pluviométrie journalière enregistrée pendant la saison des pluies sur deux stations situées près des supersites centraux et montre que les dernières pluies significatives se sont produit vers la mi-septembre, ce que l'on peut considérer comme une caractéristique de la zone de vol étudiée. Le vol 53 (3 octobre) a donc été réalisé une dizaine de jours après ces dernières pluies. Le vol 42 (12 septembre) par contre a succédé à de forts orages : les précipitations correspondantes sont présentées sous forme d'isoyètes sur la figure 1. Ces données proviennent du relevé du 11 septembre (veille du vol 42) des 107 pluviomètres du réseau Epsat mis en place par l'Orstom. On peut constater que sur la zone qui nous intéresse, c'est la partie sud de la zone de vol qui a recueilli



Chronologie des pluies journalières (mm) enregistrées dans deux stations du réseau Epsat, près des supersites centraux.

les plus fortes précipitations, avec un maximum au sud-est (35 mm), près des supersites centraux, et un maximum relatif (15 mm) au niveau de la latitude 13,7°N et 2,3°E. À partir de la latitude 13,8° et jusqu'au nord de la zone, les précipitations recueillies ne sont plus que minimes.

La situation météorologique du 12 septembre présente les caractéristiques d'un flux de mousson, c'est-à-dire un écoulement chaud et humide d'ouest-sud-ouest. Le vent mesuré au niveau de vol est faible à moyen (3 à 7 m/s) et varie entre 260 et 300°. La matinée est marquée par la poursuite de la zone pluvio-orageuse de la veille, qui se dégage progressivement au cours du vol pour laisser place à un ciel très ensoleillé en début d'après-midi. La figure 3 présente la couverture nuageuse rencontrée au cours du vol sous forme du rayonnement visible descendant. Ce champ de rayonnement a été obtenu après avoir effectué une moyenne des mesures radiatives sur les paliers de 25 km, puis une interpolation entre paliers, ce qui masque évidemment des variations locales du flux beaucoup plus importantes. Dans ces conditions, on peut considérer que les diminutions du



Champ horizontal du flux visible descendant mesuré par le Merlin IV de Météo France au cours des vols 42 et 53. Les zones noires dénotent la présence de nuages.

flux dans la partie sud et au nord-ouest dénotent la présence de plusieurs nuages bas. Le champ du rayonnement infrarouge descendant (non présenté) ne présente pas de variation assez sensible pour en tirer des conclusions sur les nuages hauts.

La situation météorologique du 3 octobre correspond à un flux de mousson faible dans les basses couches. Avant le décollage, la couverture nuageuse est faible (1/8 Cu), puis au cours du vol les cumulus se développent de plus en plus pour donner très localement de faibles pluies en début d'après-midi, après le vol. Le vent au niveau de vol varie entre 3 et 5 m/s avec une direction comprise entre 220 et 270°. Le champ de rayonnement visible descendant de la figure 3 indique la présence de nuages bas au sud et au nord-est de la zone. Cependant la diminution du flux causée par la présence de ces nuages (130W/m²) est moins importante que dans le cas précédent (220W/m²).

Enfin, pour illustrer de manière générale la différence entre les conditions des deux journées, le tableau 1 présente les différents termes du bilan d'énergie moyen obtenus avec l'avion (le flux dans le sol n'est pas accessible avec l'avion). On peut remarquer que pour une valeur d'énergie disponible quasiment constante, le flux de chaleur sensible augmente alors que le flux de chaleur latente diminue ce qui traduit bien l'assèchement consécutif à l'arrêt des pluies.

Tableau 1

Bilan d'énergie moyen pour les vols 42 et 53 (uniquement les termes accessibles à l'avion) (W/m²)

	Fn	H	LE
Vol 42	580	80	180
Vol 53	550	130	120

RÉSULTATS

ÉCHELLES DE LONGUEUR INTÉGRALES ET ÉCHELLES D'INTÉGRATION MINIMALES

L'objectif de ce paragraphe est de vérifier l'adéquation de la longueur d'intégration de 25 km dans le cas particulier des deux couches limites étudiées, et de chercher s'il est possible de diminuer cette longueur d'intégration afin d'accéder à des échelles spatiales d'estimation des flux plus proches de celles des mesures locales.

D'après la formule (1), l'estimation de l'échelle d'intégration spatiale minimale pour calculer un flux nécessite une étude préalable des échelles intégrales des transferts et des coefficients de corrélation entre les variables concernées. Ces paramètres ont été calculés pour chacune des 15 séquences de 25 km de chaque vol et pour les covariances w't' et w'q'. Les résultats sont consignés dans le tableau 2 sous forme de la moyenne et de l'écart-type par vol. On peut remarquer que les échelles de longueur intégrales sont du même ordre (36 m, 31 m, 34 m) sauf dans le cas de la chaleur latente en conditions d'assèchement (41 m). Le coefficient de corrélation pour la chaleur sensible (0,60, 0,63) est très fort, quelles que soient les conditions. Il est même plus fort que la moyenne des coefficients calculée par SAID (1988) dans une étude statistique sur diverses couches limites convectives, y compris la couche limite sahélienne en période sèche (0,46 ± 0,18). Le coefficient de corrélation du flux de chaleur latente vaut 0,45 en conditions humides, ce qui est là encore assez fort (SAID (1988) indique 0,34 ± 0,16) mais devient très faible (0,27) en conditions d'assèchement.

Tableau 2

Échelles de longueur intégrales (lwt et lwq) (m), coefficients de corrélation (rwt et rwq) et longueurs d'intégration (Lwt et Lwq) (km) pour une précision donnée

	lwt	lwq	rwt	rwq	Lwt 10%	Lwt 20%	Lwq 10%	Lwq 20%
Vol 42								
moyenne	36	34	0,6	0,45	27	7	45	11
écart-type	10	8	0,04	0,09	9	2	18	4
Vol 53								
moyenne	31	42	0,63	0,27	22	5	140	35
écart-type	5	10	0,03	0,07	4	1	58	15

Ceci montre que les transferts de chaleur sensible et de chaleur latente se comportent à peu près de la même façon en conditions humides et de la même façon que le transfert de chaleur sensible en début de saison sèche. Par contre le transfert de chaleur latente se marginalise en conditions sèches.

Compte tenu de la longueur d'intégration choisie (25 km), ces résultats conduisent aux précisions de calcul suivantes pour les flux :

- chaleur sensible : 10 % et 9 % en conditions humides ou sèches respectivement
- -- chaleur latente : 13 % et 24 % en conditions humides ou sèches respectivement.

On s'aperçoit donc que la précision de l'estimation du flux de chaleur latente est très dégradée en conditions d'assèchement. Ce résultat signifie que dans les conditions atmosphériques et de surface de la période d'assèchement, on ne peut pas envisager une estimation des flux d'évaporation à une échelle spatiale inférieure à cette échelle de 25 km. Par contre, ceci pourrait être envisagé pour la chaleur sensible en toutes conditions et la chaleur latente en conditions humides, si l'on acceptait de réduire la précision des estimations. Ainsi dans le tableau 2 sont présentées les échelles d'intégration L_{wt} et L_{wq} correspondant à des précisions de 10 % et 20 %. On peut voir que l'on pourrait accéder au flux de

chaleur sensible calculé sur des paliers de 5 ou 7 km et au flux de chaleur latente en conditions humides sur des paliers de 11 km, si l'on se contentait d'une précision de 20 % sur les estimations correspondantes.

CHAMPS BIDIMENSIONNELS DES FLUX ET PARAMÈTRES DIRECTEURS

Les champs bidimensionnels des différentes variables qui sont présentés par la suite (figure 4) ont été construits à partir de 15 mesures que l'on considère chacune représentative d'un cercle de 30 kilomètres de diamètre. La surface totale représentée et couverte par les mesures est de 90 kilomètres du sud au nord et de 75 kilomètres d'ouest en est. Les champs vont être décrits avec comme idée principale de chercher les différences existantes entre les deux conditions d'étude et, pour chacune d'elle, d'essayer de mettre en évidence les paramètres responsables de la variabilité spatiale des flux.

Flux net : c'est la somme des flux visibles et des flux infrarouges. (Convention de signe : *plus* quand le flux se dirige vers la surface). Pour les deux vols, le champ de flux net reflète le champ du rayonnement visible descendant et donc les perturbations causées par les nuages.

Albedo : c'est le rapport du flux visible remontant sur le descendant. L'interprétation de ces champs ne peut se faire avec beaucoup de rigueur car il n'est pas vraiment correct de calculer une valeur d'albedo sous les nuages. On peut néanmoins remarquer que les isolignes sont bien organisées dans les deux cas et indiquent un gradient qui n'a pas de rapport avec l'organisation des champs de ravonnement visible descendant. Ce gradient est orienté sud-nord, le 12 septembre et est-ouest le 3 octobre. On peut dire d'autre part que grossièrement, l'albédo au nord-est aurait diminué d'une situation à l'autre (0,27 à 0,24-0,25) alors qu'il aurait augmenté, partout au sud (0,21-0,23 à 0,24-0,26) si bien que le champ du 3 octobre se retrouve beaucoup plus homogène que celui du 12 septembre. Ces caractéristiques traduisent assez fidèlement les conditions à la surface : le sud de la zone comporte plus de végétation (d'après les notes de vol du 12 septembre) et a été plus arrosé (les isohyètes de la figure 1 en sont un bon exemple), l'albédo est donc plus faible au sud. Par contre, le 3 octobre, la végétation est dans sa phase de sénescence, l'albédo a donc augmenté. Enfin, il se peut que pendant la période d'assèchement, la proximité à l'est du Dallol Bosso, ancienne vallée fluviale plus humide que la zone étudiée, influence les conditions de surface les plus à l'est.

Flux de chaleur sensible : le champ du vol 42 présente un gradient sud-nord de 50 à $110W/m^2$ (7W/m² par 10 km). Rappelons que la précision calculée sur l'estimation du flux de chaleur sensible est de 10 %, en conditions humides ou sèches. On peut considérer néanmoins que la précision est meilleure sur les champs dans la mesure où l'algorithme d'interpolation utilisé pour les construire prend en compte tous les points du domaine d'étude. La variabilité spatiale qui est donc de 17W/m² pour 25 km (15 à 34 % de la valeur du flux), est supérieure



Figure 4 :

Champs horizontaux des flux radiatifs et turbulents, et des paramètres moyens, mesurés par le Merlin IV, au cours du vol 53.



Champs horizontaux des flux radiatifs et turbulents, et des paramètres moyens, mesurés par le Merlin IV, au cours du vol 42.
à la précision, ce qui montre que les champs présentent une variabilité physique et ne traduisent pas un artéfact de mesure ou de calcul. Les nuages affectent ce champ et son gradient (le minimum relatif de 50W/m² sur le flux de chaleur sensible au nord-ouest correspond à celui de 460W/m² sur le flux net, le maximum relatif de 110W/m² à l'est sur l'un correspond au maximum de 680W/m² sur l'autre) mais ne le déterminent pas (le gradient bien organisé dans la partie sud du champ du flux de chaleur sensible, l'est beaucoup moins sur celui du flux net). Il semblerait donc que pour ce vol, le flux de chaleur sensible soit un peu plus influencé par la variation de l'énergie disponible au nord qu'au sud.

Le champ du vol 53 présente lui aussi un gradient sud-nord de 90 à 170 W/m² (9W/m² par 10 km) ainsi qu'une augmentation en absolu de la valeur du flux par rapport à celui du 12 septembre qui traduit bien l'assèchement général. On ne remarque pas, comme dans le cas précédent, de relation très marquée avec le champ de flux net excepté peut-être le maximum relatif de 140W/m² au centre du champ. Par contre le maximum absolu de 170W/m² au nord-est est sous un nuage.

Flux de chaleur latente : le champ du vol 42 présente un gradient nord-sud de 90 à 250 (16W/m² par 10 km). Dans ce cas la variabilité sur 25 km (16 à 44 % de la valeur du flux) est là encore supérieure à la précision qui est de 13 % (au pire) dans les conditions de ce vol. Il n'apparaît pas de relation évidente avec le champ de flux net sauf au niveau du maximum (250W/m²) qui est situé dans une zone où le flux net est fort (mais pas maximal). Par contre la localisation de ce maximum de 250W/m², situé au sud, au niveau de la longitude 2,4°, correspond à peu près à la localisation du maximum relatif de 15 mm sur les isohyètes de la figure 1. Par contre, on aurait pu s'attendre à un flux de chaleur latente plus important, au niveau des supersites centraux (coin sud-est) où les isohyètes indiquent 35 mm de pluie pour le 11 septembre.

Le champ de flux de chaleur latente du vol 53 est très hétérogène. Les variations ne sont pas significatives car leur échelle spatiale est très petite pour une erreur sur l'estimation très grande (24 % sur 25 km).

Rapport de Bowen : le champ du vol 42 est bien organisé et présente un gradient sud-nord avec des isolignes un peu influencées cependant par les nuages au nord-ouest et au nord-est, comme pour le champ du flux de chaleur sensible. Il varie de manière importante, de 0,2 au sud à 1,3 au nord. Ce gradient est à mettre en relation (pas dans les détails cependant) avec le gradient sud-nord qui caractérise l'albédo de ce vol et correspond probablement à un gradient de la végétation. Le champ du rapport de Bowen du vol 53 n'est pas interprétable en raison de l'hétérogénéité trop importante du champ du flux de chaleur latente.

Flux dans le sol : il est plus présenté ici pour son ordre de grandeur que pour ses variations spatiales car c'est un terme résiduel (dans l'équation 3), qui cumule toutes les erreurs : il est calculé en effet à partir du flux net duquel ont été soustraits les deux flux de chaleur. Il varie de 280 à 460 W/m² pour le vol 42 et de 250 à 430 W/m² pour le 53, ce qui reste à peu près constant dans le temps.

L'objectif de l'étude étant d'identifier les paramètres directeurs responsables de la variabilité spatiale des flux, nous allons à présent commenter les champs des paramètres moyens directement accessibles par l'avion et susceptibles de jouer ce rôle.

Paramètres directeurs du flux de chaleur sensible : le champ de vent à 10 m du vol 42 est caractérisé par un maximum de 4,2m/s au nord-est, un maximum relatif (4m/s) à la latitude 13,8° et une diminution jusqu'à 2m/s partout ailleurs : l'écart maximal est donc de 2,2m/s. Il n'apparaît pas de relation avec le flux de chaleur sensible.

Les champs de température de l'air à 10 m et de température de brillance présentent pour ce vol et dans la partie sud, un gradient bien organisé, qui rappelle celui de la chaleur sensible. Sur l'ensemble du champ, la température de l'air à 10 m varie de 27,5 à 32,5° alors que la température de brillance de la surface varie de 34 à 39°. La perturbation de la température de brillance au nord-ouest (37° au lieu de 39°) est due à la diminution du flux net par les nuages qui affectent cette zone. La partie nord du champ de température de l'air est, quant à elle encore plus dépendante du flux net. Le champ de différence de température entre la surface et 10 m (non représenté ici) ne présente pas de relation directe avec le flux de chaleur sensible ; il varie de 5,8 à 8°. Le champ du produit U_{10} (T_s - T_{10}) présente, en commun avec le champ de flux de chaleur sensible, un gradient assez bien organisé au sud et un minimum, sous les nuages, au nord-ouest.

Le dernier champ à examiner est celui du nombre de Stanton, C_i , qui est calculé à partir des autres termes et cumule les erreurs. L'erreur liée à l'approximation sur ε est de 10⁻³ au grand maximum (erreur relative sur tout le champ). Ici C_i varie de 1,5 à 5,5 10⁻³, ce qui est plus grand que l'erreur et donc significatif. D'autrepart la structure de ce champ est assez bien organisée avec des points communs avec celui du flux de chaleur sensible, notamment au niveau des deux *maxima* à 5,5 10⁻³. C'est finalement à la fois ce champ (qui traduit une influence de la structure de la surface) et le champ $U_{10}(T_s - T_{10})$ (qui est influencé par les nuages au nord, et par la surface au sud) qui déterminent la répartition spatiale du flux de chaleur sensible : on ne peut pas dire que dans ce cas, un paramètre soit prépondérant par rapport à un autre.

Vol 53 : le champ de vent à 10 m présente un écart maximal de 2 m/s avec grossièrement un gradient nord sud de 1,4 à 3,4 m/s. Aucune relation avec le flux de chaleur sensible n'apparaît (gradient inversé). Le vent est plutôt plus faible que celui du vol 42. La structure des champs de température de l'air et du sol se ressemble beaucoup. Comme pour le vol 42 ils présentent un gradient au sud et une variation moins importante et moins bien organisée, plus au nord. La température de l'air à 10 m varie de 32,5 à 35°; la température de brillance du sol de 39 à 41°. On peut noter l'augmentation générale de la température par rapport à la situation du 12 septembre. L'écart de température air-sol (non représenté) varie de 5,6 à 6,8°, ce qui représente une plage plus étroite que dans le cas du vol 42 (5.8 à 8°) et des valeurs maximales inférieures. Le champ correspondant ne présente pas de relation nette avec le champ de flux. Le champ U_{10} (T_s - T_{10}) a la particularité de présenter un gradient inverse à celui du flux. D'autre part, les valeurs des isolignes sont inférieures à celles du vol 42 (qui résulte des plus faibles valeurs du vent et de la différence de température sol/air) alors que les valeurs du flux sont supérieures. On peut donc conclure sans ambiguïté que c'est le nombre de Stanton C, qui détermine le flux. En effet, on trouve entre le champ de C, et le champ de flux de fortes similitudes, même s'ils ne sont pas tout à fait superposables. De plus ce sont ces valeurs élevées (5-16 10-3) du coefficient C., qui donnent au flux de chaleur sensible ces valeurs doubles par rapport à celles du vol 42. Ceci montre donc que dans les conditions de ce vol, c'est la surface qui joue un rôle prépondérant à travers le nombre de Stanton. Celui-ci dépend notamment des rugosités aérodynamique et thermique de la surface. Son augmentation entre les deux vols ainsi que l'évolution de sa structure spatiale traduisent une évolution de l'état de surface.

Paramètres directeurs accessibles du flux de chaleur latente : on ne dispose pas avec l'avion, de mesure d'humidité de la surface. On ne peut donc regarder que le vent et l'humidité de l'air au niveau de vol. Comme pour le flux de chaleur sensible, le champ de vent du vol 42 ne présente pas de relation avec le champ de flux de chaleur latente. Les variations du rapport de mélange de la masse d'air du vol 42 (augmentation du nord au sud de 13 à 15,2 g/kg) présentent quelques ressemblances avec celles du flux d'évaporation mais l'interprétation ne peut pas aller plus loin. Pour le vol 53, on peut constater aussi un gradient de l'humidité de la masse d'air (11,2 à 13,5 g/kg) du même ordre de grandeur et du nord vers le sud alors que le champ de flux est très hétérogène. La masse d'air s'est asséchée du vol 42 au vol 53, mais la remarque la plus importante à faire est que l'hétérogénéité du flux de chaleur latente pour le vol 53 vient de la surface, et non pas de la masse d'air.

CONCLUSION

À partir de deux conditions atmosphériques différentes de la couche limite sahélienne, la première succédant à de forts orages, l'autre une dizaine de jours après ces orages, nous avons montré que la distribution spatiale du flux de chaleur latente est fondamentalement différente en période d'assèchement qu'en période humide. Ceci implique que les échelles spatiales minimales d'intégration des flux sont supérieures en période d'assèchement : pour obtenir le flux de chaleur latente avec une précision de 10 %, il faudrait effectuer l'estimation sur une échelle spatiale de 140 kilomètres ! Dans ce travail, ils n'ont été intégrés que sur 25 km, ce qui abaisse la précision de l'estimation à 20 % et ne permet pas d'étudier les variations spatiales à cette échelle. Par contre cette hétérogénéité du flux d'évaporation n'est pas visible sur les paramètres directeurs de la masse d'air (vent et humidité de l'air) ce qui tendrait à incriminer la surface : humidité de surface et nombre de Dalton C_{a} (l'homologue à C_{a}), comme paramètres directeurs de la variabilité spatiale. L'information sur l'humidité de surface devrait pouvoir être disponible à partir des mesures de télédétection micro-ondes. Cette étude demande donc un approfondissement, avec la nécessité de prendre aussi en compte le flux d'inversion au sommet de la couche limite, mais d'ores et déjà, elle met en garde les modélisateurs sur l'échelle spatiale adéquate du calcul du flux d'évaporation à la surface.

En ce qui concerne le flux de chaleur sensible en conditions sèches ou humides et le flux de chaleur latente en conditions humides, les caractéristiques se comparent plus facilement à celles des couches limites convectives usuelles : les intégrations spatiales sur 25 km conduisent à des précisions de calcul raisonnables de 10 % pour la chaleur sensible et 13 % pour la chaleur latente. On pourrait diminuer la longueur d'intégration mais dans ce cas la précision diminuerait et l'étude sur la variabilité spatiale deviendrait critiquable.

L'étude de la structure spatiale des flux de chaleur sensible et des paramètres susceptibles de diriger ces flux a montré que dans le cas des conditions humides, la variabilité spatiale du flux provient à la fois de la variabilité de l'énergie disponible (nuages ou ciel clair) et de l'état de la surface. Dans le cas des conditions d'assèchement, c'est essentiellement la surface, par l'intermédiaire du nombre de Stanton C_t , qui est responsable de la valeur du flux et de sa variabilité spatiale. L'étape suivante va consister à utiliser les données disponibles sur l'état de surface (mesures de télédétection, cartes d'états de surface, mesures de rugosité...), pour essayer notamment de paramétriser C_t et C_g . Ce travail se fera sur ces deux situations de vol mais aussi sur toutes les autres, réalisées sur la même zone, au cours des deux mois d'expérience.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à exprimer notre gratitude envers les responsables de l'expérience Hapex Sahel, M. Hoepffner et J.P. Goutorbe qui ont contribué à la mise en œuvre et à l'organisation de l'expérience. Nous remercions également les ingénieurs et techniciens de Météo France qui ont instrumenté les avions, réalisé les vols et fourni les données utilisées ici. Notre reconnaissance aussi à A. Herrada, pour s'occuper des tâches administratives et comptables pour nos départs en mission et la gestion de nos comptes, ainsi qu'à S. Prieur et J. Duron, informaticiens de notre laboratoire. Ce travail a été financé par l'Insu.

BIBLIOGRAPHIE

- BROWN E.N., FRIEHE C.A., LENSCHOW D.H., 1983. The use of pressure fluctuations on the nose of an aircraft for measuring air motion. J. Clim. Appl. Meteorol. 22, 171-180.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BROUWER J., DOLMAN A.J., ENGMAN E.T., GASH J.H.C., HOEPFFNER M., KABAT P., MONTENY B., PRINCE S., SAID F., SELLERS P., WALLACE J., 1994. Hapex-Sahel : a large scale study of landatmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Ann. Geophysicae 12*, 53-64.
- LENSCHOW D.H., STANKOV B.B., 1986. Length scales in the convective boundary layer. J. Atmos. Sci., 43: 1198-1209.
- MAHRT, L., 1987. Grid-averaged surface fluxes. Mon. Weather Rev., 115, 1550-1560.
- PANOFSKY H.A., 1963. Determination of stress from wind and temperature measurements. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 89, 85-94.
- PAULSON C.A., 1970. The mathematical representation of windspeed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. J. Appl. Meteorol. 9, 857-861.
- PRINCE S.D., KERR Y.H., GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BROUWER J., DOLMAN A.J., ENGMAN E.M., KABAT P., MONTENY B., SAID F., SELLERS P., WALLACE J., 1994. The Hydrology-Atmosphere Pilot Experiment in the Sahel (Hapex-II-Sahel). Remote Sensing of Environm, in press.
- SAID F., 1988. Étude expérimentale de la couche limite marine : structure turbulente et flux de surface (expérience Toscane-T). Thèse de docto-rat. Université Paul Sabatier.
- SCHMUGGE T.J., ANDRE J.C., 1991. Land Surface Evaporation. Measurement and Parameterization. Springer-Verlag.
- SEGAL M., GARRATT J.R., KALLOS G., PIELKE R.A., 1989a. The impact of wet soil and canopy temperatures on daytime boundary-layer growth. J. Atmos. Sci., 46,3673-3684.

- SEGAL M., SCHREIBER W.B., KALLOS G., GARRATT J.R., RODING A., WEAVER J., PIELKE R.A., 1989b. The impact of crop areas in north-east Colorado on midsummer mesoscale thermal circulations. *Mon. Weather Rev.* 117, 809-825.
- SELLERS P.J., HALL F.G., ASRAR G., STREBEL D.E., MURPHY R.E., 1992. An overview of the first International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment (FIFE). J. Geophys. Res. 97, D17, 345-371.
- TAUPIN J.D., LEBEL T., CAZENAVE F., GRÉARD M., KONG J., LECOCQ J., ADAMSON M., D'AMATO N., BEN MOHAMED A., 1993. Epsat : Vers une estimation des précipitations par satellite au Sahel. Rapport Orstom DMT.
- WYNGAARD, J.C., 1983. Lectures on planetary boundary-layer. Mesoscale meteorology-theory, observations and models, edited by D. Lilly and T. Galchen. Reidel, Hingham, MA : 603-650.

QUANTIFICATION DE LA RÉDUCTION SIGNIFICATIVE DES ÉCOULEMENTS DISPONIBLES VERS L'AVAL (EFFET RESEDA)

E. LEBLOIS¹, G. OBERLIN¹

Résumé

La lame d'eau interannuelle écoulée par un cours d'eau diminue le plus souvent vers l'aval : cet effet peut être attribué à la décroissance des pluies avec l'altitude, à la reprise évaporative, à l'infiltration et aux consommations humaines, toutes importantes le long des cours d'eau des grandes plaines alluviales. Quelques exemples montrent la généralité du phénomène en France. Une conséquence de cet effet, ici dénommé Reseda, est que les bilans en eau, en fonction de l'échelle à laquelle ils prennent leurs données, aboutissent à des résultats différents quant à la disponibilité interannuelle en eaux de surface. Les thématiques liées au couplage sol-atmosphère nécessitent par ailleurs la mise à disposition de données d'écoulement pertinentes. Une étude quantifiée de l'effet Reseda paraît donc pouvoir produire une information quantifiée et synthétique que devront retrouver les modèles hydrologiques régionaux et les SVAT dans leur évolution vers une large gamme d'échelle de validité. Cette étude produirait de facto une carte systématique des écoulements disponibles à différentes tailles de maille. Pour ce faire, il paraît indispensable de renoncer au préalable à procéder, pour la production des bassins intermédiaires, par différences entre bassins emboîtés : cette approche très habituelle confond en effet les processus de production et ceux pouvant intervenir près du cours d'eau principal.

¹Division hydrologie-hydraulique, Cemagref Lyon - 3 bis quai Chauveau, 69336 Lyon cedex 09.

L'EFFET RESEDA

Définition et première formalisation

L'effet Reseda peut être résumé en disant que le module d'un cours d'eau est moins que proportionnel à la surface drainée, comme l'exprime le modèle *de première intention* ci-dessous :

 $\overline{QA} = a.S^{\alpha}$ avec $\alpha \langle 1$

La formulation ci-dessous est équivalente, qui dit que la lame d'eau écoulée interannuellement par un cours d'eau diminue vers l'aval :

$$\overline{qa} = \frac{\overline{QA}}{S} = \frac{a}{S^{1-\alpha}}$$
 avec $\alpha \langle 1 \rangle$

a et α étant *a priori* des grandeurs régionales déterminables à partir de plusieurs couples (Q_i, S_i) relevés sur une rivière et, éventuellement, ses affluents.

FACTEURS EXPLICATIFS TRADITIONNELS

Connu de longue date, cet effet est traditionnellement attribué à la décroissance fréquente des pluies avec l'altitude, donc vers l'aval, à la reprise par évaporation plus importante en aval et à l'infiltration profonde, plus importante le long des cours d'eau des grandes plaines alluviales, sans parler des prélèvements des collectivités humaines.

Pour autant ce phénomène est aussi souvent tenu comme n'étant ni généralisé, ni important numériquement, et n'ayant guère d'importance scientifique ou sociale, au moins dans les zones tempérées.

Exemples sur divers cours d'eau français

Or, l'effet Reseda est plus la règle que l'exception. Quelques exemples en France :

cas de l'Ardèche et de ses affluents :

de l'examen de 13 stations contrôlant de 11 à 2 200 km² de l'Ardèche et de

ses affluents, il vient $Q(m^3/s) = 0.0548.S(km^2)^{0.91}$, soit $q(m^3/s/km^2) = 0.0548/S(km^2)^{1-0.91}$, ceci avec un coefficient R² valant 0.133 : dans ce cas précis, on n'est pas certain que la corrélation soit significativement non nulle.



Figure 1 et 1 bis : Localisation des stations de l'Ardèche, et régression q(S).

Pour 10 stations contrôlant de 78 à 6 760 km² sur la Durance et ses affluents, il vient $Q(m^3/s) = 0.0622.S(km^2)^{0.862}$, soit $q(m^3/s/km^2) = 0.0622/S(km^2)^{0.138}$, ceci avec un coefficient R² valant 0,671, ce qui est significativement non nul (on a utilisé les débits naturels reconstitués présents dans la base Hydro).



Figure 2 et 2 bis : Localisation des stations de la Durance, et régression q(S).

Cet effet Reseda se retrouve sur de très nombreux cours d'eau du territoire métropolitain ; en exploitant les résultats d'une étude du Cemagref (CEMAGREF, 1985), il vient :

$$\left(Modèle \ \overline{QA} = a.S^{\alpha}, \ \overline{\frac{QA}{S}} = \frac{a}{S^{1-\alpha}} \right)$$

Tableau 1Résultats de l'étude du cemagref

Rivière	Smin (km²)	Smax (km²)	nombre de stations de jaugeage	a	α
Bruche	39	548	4	1857	0,796
Charente	110	3750	5	841	0,877
Dordogne	87	8430	5	1767	0,893
Fecht	5,6	514	8	2470	0,739
Tech	132	726	5	3248	0,699
Vienne	60,5	19900	11	2396	0,812
	•••				

Sur 31 rivières françaises ayant au moins 4 stations de jaugeage, on trouve un moyen de 0,84, avec un écart type de 0,22. α n'est supérieur ou égal à 1 que dans 5 cas sur 31.

Les termes constants (a) sont très variables, notamment quand de très petits bassins versants sont concernés, circonstances où la formulation choisie est visiblement inadaptée (\overline{qa} tendant vers l'infini alors qu'il doit être borné par la pluie interannuelle \overline{pa} : il y aura nécessité d'affiner la formulation descriptive retenue).

Les segments de régression ont, globalement, l'allure suivante :



Figure 3 : 31 cours d'eau à quatre stations ou plus.

IMPORTANCE SOCIALE ET SCIENTIFIQUE D'UNE PRISE EN COMPTE DE CET EFFET

L'effet Reseda a une importance sociale plus grande qu'il ne peut y paraître : les études de comptabilité patrimoniale, en fonction de l'échelle à laquelle elles prennent leur données de base, aboutissent à des résultats différents quant à la disponibilité interannuelle en eaux de surface ; les chiffres du tableau 2 ont été obtenus.

Tableau 2						
Études d	e comptabilité patrimoniale en	fonction	de l'échelle	des		
	bases de données	5				

Pays	Maille de 1 000 km ² environ (Cemagref, IHW, 1993)	Maille de 100000 km ² environ (pour la France, adapté de (Margat, 1986), page 294)	Chute en %	α estimé selon $qa = a./S^{(1-\alpha)}$
Italie	700 mm	500 mm	28%	0,93
France	500 mm	300 mm	42%	0,88

(les chiffres sont arrondis)

Ainsi donc le cumul des ressources en eau disponibles à chaque petite collectivité serait très supérieur à celle disponible à une grande collectivité rassemblant les précédentes. Ce genre de message, recouvrant un effet d'échelle, est assez difficile à expliquer et nécessite à tout le moins un effort d'explicitation de la part des hydrologues.

Il y a aussi une autre urgence, plus scientifique, à clarifier la situation : les dernières années ont vu se développer la thématique Gewex, et notamment le besoin de validation des modèles atmosphériques avec des données sol, préalablement à tout usage en simulation de scénarios d'évolution à long terme, ainsi que des souhaits de couplage des modèles atmosphériques et hydrologiques régionaux. Pour ce propos, on peut s'attendre à ce que les hydrologues doivent fournir aux atmosphériciens des données d'écoulement à différentes tailles de maille, allant dans l'idéal de 100 km² (mésoéchelle) à 1 000 000 km² (échelle synoptique). Il serait nécessaire ensuite que les modèles couplés qui seront bâtis retrouvent les caractéristiques des écoulements qui sont pertinentes pour l'homme (distribution des crues, des étiages, pour lesquels des descriptions débits-durée-fréquence semblent pertinentes, et aussi structuration des écoulements en fonction de la hiérarchie des échelles emboîtées, ce qui nous préoccupe ici).

Analyse du phénomène - l'hypothèse Reseda

UN BIAIS DANS L'ESTIMATION HABITUELLE DE LA PRODUCTION DES BASSINS INTERMÉDIAIRES ?

Scientifiquement, l'effet Reseda ne semble pas réellement avoir fait l'objet d'études quantifiées. Les modèles hydrologiques ne l'intègrent pas explicitement, même si certains tendent à se rendre indépendant des effets d'échelle dans leur formulation (MERCIER, 1993). Sur les bassins versants intermédiaires, où se trouvent de nombreux affluents habituellement non jaugés, l'estimation de la production d'écoulement disponible est habituellement basée sur la seule différence entre les écoulements de bassins en boîtés. U ne illustration peuten être trouvée dans Spreafico *et al.*, 1992, figure 4. Cette approche est également celle retenue par le groupe de travail WCP-B.3. de l'OMM, visant à comparer les méthodes de cartographie maillée des écoulements. On en présente le principe en figure 4.



Figure 4 : Approche emboîtée classique.

D'une manière générale, nous ne voyons pas pourquoi la production des versants et petits affluents du bassin intermédiaire différerait de celle des versants des bassins amont. Nous considérons donc que l'estimation de la production obtenue par différence est une estimation globale agrégeant tous les phénomènes existant dans le bassin intermédiaire (production nette). Elle est inférieure à l'évaluation brute de la production que fournit pour ces bassins versants intermédiaires l'application de modèles régionalement admis.

En conséquence, il nous paraît indispensable de renoncer définitivement à procéder par différence entre bassins emboîtés, car cette approche confond les processus de production et ceux pouvant intervenir près du cours d'eau principal.

L'HYPOTHÈSE RESEDA

Ce qui précède nous amène logiquement à formuler l'hypothèse Reseda. Nous postulons l'identité de comportement des petits bassins versants indépendamment de leur localisation dans le réseau hydrographique. Pour ce qui n'est pas explicable par la variation spatiale de la pluie, l'effet Reseda est dû à la structure même du système alluvial, et la différence constatée entre les échelles est due à des phénomènes d'infiltration profonde et/ou de reprise évaporative localisés près du cours d'eau principal.

Dans le cas d'une reprise évaporative (hypothèse que permet de privilégier la disponibilité de l'eau dans les vallées, fait connu et exploité par d'autres concepts tel celui de surface participante), une conséquence très importante de l'hypothèse Reseda est la nécessité de l'advection de l'énergie correspondante vers la vallée alluviale, ce qui peut avoir des conséquences notables pour l'atmosphère à méso-échelle et sa modélisation.

Le schéma précédent deviendrait celui de la figure 5.



d'où 200 mm d'advection de l'ensemble du bassin vers le réseau hydrographique principal



LE PROJET RESEDA

Le projet Reseda consiste donc à chercher un modèle hydrologique distinguant la production des bassins intermédiaires et son devenir ultérieur dans le système fluvial.

On peut envisager de s'appuyer sur une carte de pluie annuelle et de travailler sur le déficit d'écoulement (P-Q) pour s'affranchir de l'effet de pluviométrie.

Le projet produira *de facto* une carte systématique des écoulements disponible en France qui précisera aux différentes tailles de maille à envisager (100 à 100 000 km²) les valeurs interannuelles de l'écoulement disponible (une extension vers des cartes annuelles puis mensuelles serait souhaitable mais se heurtera aux estimations des autres termes du cycle hydrologique continental et notamment des stocks).

CONCLUSION : UNE INFORMATION À PRENDRE EN COMPTE DANS LES MODÈLES HYDROLOGIQUES RÉGIONAUX ?

Le projet Reseda est né de la confrontation d'approches de *comptabilité patrimoniale* menée à différentes échelles, qui a amené à constater que la ressource en eau de surface dépend de l'échelle à laquelle on se place pour la considérer.

L'étude de l'effet Reseda vise à apporter une information que nous voulons quantifiée à la conception des modèles sol-végétation-atmosphère régionaux et modèles hydrologiques régionaux destinés à succéder aux modèles pluie-débit actuels et aux SVAT localisés.

Que l'interprétation que constitue l'actuelle **hypothèse** Reseda soit infirmée ou non, on aura au moins rendu service par l'examen et la quantification de régularités expérimentales dont nous pensons que tout candidat modèle hydrologique régional, ou tout modèle couplé sol-atmosphère, aura à rendre compte.

BIBLIOGRAPHIE

- ARNELL N., OANCEA V., OBERLIN G., 1993. European river flow regimes -A contribution to « Europe's environment 1993 », CemagrefLyon, IH Wallingford, Éditeurs.
- CEMAGREF (Division Hydrologie-Hydraulique, Antony), 1985. Tableaux résumés sur les données hydrologiques des stations de jaugeage.
- MARGAT J., (BRGM), 1986. Le compte des eaux continentales. Éditions de l'Insee n°535-536 série D137-138.
- MERCIER P., 1993. Cohérence spatiale et invariance d'échelle d'un modèle pluie-débit sur le bassin de la Marne. Mémoire de DEA du DEA National d'Hydrologie.
- SPREAFICO M., WEINGARTNER R., LEIBUNGUT C., 1992. Atlas hydrologique de la Suisse. Service hydrologique et géologique national, Berne.

VARIABILITÉ SPATIO-TEMPORELLE DE L'IMPACT DE L'INFILTRATION SUR LA NAPPE PHRÉATIQUE DU CONTINENTAL TERMINAL (HAPEX-SAHEL, NIGER).

C. LEDUC¹, A. KARBO²

Résumé

Les observations piézométriques effectuées pendant plusieurs années dans le cadre d'Hapex-Sahel ont permis de mieux comprendre les processus de recharge de la nappe phréatique du Continental Terminal aux environs de Niamey (Niger). La fluctuation du niveau de la nappe, provoquée par l'infiltration des pluies, est extrêmement variable dans le temps et l'espace (jusqu'à 9 mètres d'amplitude annuelle).

Régionalement, plusieurs zones à comportement homogène sont identifiées dans l'aquifère. Localement, la diversité des phénomènes d'infiltration est très forte. La variabilité temporelle est mise en évidence grâce à quelques rares chroniques longues.

¹Cemagref/Orstom, BP 5045, 34032 Montpellier cedex.

²Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement, BP 257, Niamey.

INTRODUCTION

La très forte hétérogénéité du milieu sahélien, maintes fois décrite pour tous les phénomènes naturels de surface, se retrouve également en profondeur alors qu'on aurait pu s'attendre à un certain lissage.

Dans le cadre de l'expérimentation Hapex-Sahel (GOUTORBE et al., 1994), la composante hydrogéologique a eu pour objectif principal d'évaluer la part des précipitations qui s'infiltre durablement au travers du sol vers la nappe phréatique. Ce travail est basé sur l'acquisition et le traitement de nombreuses données hydrodynamiques et hydrochimiques.

Ponctuellement, la recharge peut être quantifiée de manière directe par des bilans hydrologiques des mares temporaires ou à partir des profils d'humidité du sol. Cependant, à l'échelle du degré carré Hapex, cette recharge ne peut être évaluée qu'indirectement en appréciant l'impact de la saison des pluies sur le niveau de la nappe. Ceci nécessite à la fois une connaissance détaillée des mouvements piézométriques au cours de l'année et des caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère. Il ne sera question dans cet article que des seules fluctuations piézométriques.

En un point donné, l'impact piézométrique de la recharge est caractérisable par son amplitude, sa date de maximum et la forme de la courbe de variation. Les premières exploitations montrent que pour ces trois critères on rencontre une très grande diversité de cas. De même à l'échelle régionale, plusieurs zones bien différenciées apparaissent dans le degré carré de Niamey.

CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE

La zone d'investigation Hapex-Sahel est située dans l'ouest du Niger, près de Niamey, et couvre un degré carré (entre 2° et 3° est, 13° et 14° nord). Le fleuve Niger coupe ce carré en deux secteurs inégaux, hydrauliquement indépendants ; l'expérimentation hydrogéologique au sud du fleuve, réalisée par l'Institute of Hydrology de Wallingford (BROMLEY *et al.*, 1995), n'est pas abordée ici.

La région étudiée s'étend sur plus de 8 000 km². Elle est constituée en surface par des dépôts du Continental terminal (CT), datés de la fin du tertiaire, reposant sur un substratum cristallin et métamorphique qui affleure dans le lit du fleuve et se rencontre à faible profondeur le long de la bordure occidentale du degré carré (zone dite du biseau sec). Les sédiments du CT sont essentiellement des sables, silts et argiles, avec quelques niveaux latéritiques constituant de vastes plateaux tabulaires.

Plus à l'est, au centre du bassin du CT, trois horizons aquifères ont été reconnus : CT1, CT2 et CT3 de bas en haut (GREIGERT et BERNERT, 1979). Il n'est pas certain que dans notre secteur les deux niveaux profonds soient distincts (SCHROETER, 1993); on divisera donc le système aquifère du CT en deux sousensembles bien différenciés :

- -- la nappe phréatique du CT3, à minéralisation généralement faible (médiane de 100 μ S/cm environ) et fort taux de renouvellement,
- -- la (les) nappe(s) captive(s) du CT2/CT1, dont les eaux fortement minéralisées (plus de 1000 μ S/cm) sont très anciennes ; la charge hydraulique peut dépasser celle du CT3 d'une dizaine de mètres.

Afin de connaître les fluctuations piézométriques du CT3, un suivi du niveau des puits a débuté en 1991 (118 ouvrages visités en août); il a atteint son maximum en 1993 (274 mesures en décembre) et se prolongera en 1995 à une échelle plus modeste. Au total, près de 1 300 observations ont été réalisées en 1991 et 1992 dans plus de 300 puits, environ 1 400 en 1993 (LEDUC et LENOIR, 1995) et plus de 900 en 1994. Ces données ponctuelles (3 à 4 campagnes par an) sont complétées par de très nombreux relevés intermédiaires (parfois hebdomadaires ou bimestriels, souvent mensuels). De plus, sept sites ont été équipés d'enregistreurs en continu, parfois multiples, pour connaître l'évolution de la nappe avec un pas de temps de scrutation de 15 minutes.

La carte piézométrique de novembre 1992 (figure 1) montre la divergence des écoulements souterrains dans le degré carré.

L'analyse des écoulements de surface et des fluctuations de la nappe a montré que la recharge de l'aquifère est principalement due à l'infiltration sous les mares endoréiques temporaires (LEDUC et DESCONNETS, 1994 b). Ces mares comportent généralement une zone centrale colmatée peu perméable et une zone externe propice à l'infiltration rapide vers la nappe (DESCONNETS, 1994).

La fluctuation du niveau piézométrique dépendra donc généralement de la durée et du débit d'infiltration, des caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère et de la distance à la zone infiltrante.

Des analyses hydrochimiques (ions majeurs et isotopes) ont précisé l'image de la nappe phréatique. Elles seront présentées dans un article à venir.



Figure 1 : Piézométrie en novembre 1992 (isopièzes tous les 5 mètres ; zones hachurées : fluctuation annuelle supérieure à 2 mètres).

Représentativité des mesures piézométriques

La quasi-totalité des observations piézométriques ont été réalisées dans des puits villageois ou pastoraux, ce qui peut amener quelques problèmes de validité de ces mesures ponctuelles.

Erreurs de relevés

Parmi les causes d'erreur faibles ou rares, il faut citer les erreurs de lecture, les distorsions selon le matériel utilisé et les confusions entre plusieurs ouvrages proches.

La principale incertitude est cependant le rabattement provoqué par l'exploitation des puits. Cette baisse de la nappe dépend des caractéristiques hydrodynamiques locales et de l'intensité et de la durée de l'exhaure. Elle est extrêmement variable dans le temps et l'espace et peut dépasser 1 mètre, c'està-dire bien plus que l'amplitude annuelle moyenne. Une analyse fine des relevés permet généralement d'apprécier et compenser cette source d'erreur.

LOCALISATION DES OUVRAGES

Les puits sont situés à côté des villages ; leur distribution géographique n'est pas donc pas du tout aléatoire puisque les hommes se sont installés dans des zones favorables à la culture et à l'accès à l'eau. Ainsi, il n'existe que très peu de puits sur ou à proximité immédiate des plateaux latéritiques qui constituent pourtant plus de 20% de la surface totale ; ceci conduit à une très nette sous-représentation des plateaux dans notre échantillonnage hydrogéologique.

D'autre part, beaucoup de puits récents ont été forés au plus bas des dépressions topographiques. Certains d'entre eux sont submergés lors des fortes crues, ce qui limite leur intérêt et accroît la recharge de la nappe...

INCERTITUDES DE NIVELLEMENT

Les cartes piézométriques publiées antérieurement (PNUD, 1990 recopiant GREIGERT et BERNERT, 1979 recopiant BOECKH, 1965) étaient basées sur des nivellements barométriques dont les erreurs peuvent atteindre la dizaine de mètres. Pour éviter une telle incertitude et pouvoir enfin tracer des documents fiables, près d'une centaine de puits ont été nivelés. Au vu des multiples corrections qui ont été nécessaires à partir des premiers résultats fournis par le prestataire de service, il est possible que des erreurs subsistent.

Malgré ces incertitudes, nos cartes piézométriques sont globalement fiables. Elles confirment certaines interprétations anciennes (existence d'une dépression piézométrique de grande taille le long du kori de Dantiandou) mais en rejettent d'autres (zones hautes sensiblement décalées).

VARIABILITÉ PIÉZOMÉTRIQUE RÉGIONALE

La médiane des amplitudes piézométriques, variable selon les années, est d'environ 50 centimètres. La valeur la plus forte dépasse 9 mètres. Parmi plus de 250 puits, on n'en compte que 5 dont la fluctuation en 1992 était comprise entre 5 et 9 mètres et 17 entre 2 et 5 mètres.

La comparaison des cartes piézométriques de fin de saison sèche et de saison des pluies ne montre cependant pas de modification significative des circulations souterraines.

En examinant, à l'échelle du degré carré, les fluctuations piézométriques de la nappe du CT3 dues à l'infiltration des pluies, on constate l'existence de plusieurs zones très différenciées, détaillées ci-après. On retrouve cette répartition chaque année. Il n'y a pas de relation évidente avec la distribution annuelle des pluies qui, elle, est extrêmement variable d'une saison à l'autre (TAUPIN *et al.*, 1993).

ZONES DE FORTE AMPLITUDE ANNUELLE

La première zone à forte amplitude annuelle est le coin nord-ouest du degré carré. Il s'agit d'un secteur complexe et hétérogène. De multiples indices, piézométriques et hydrochimiques, amènent à penser que la nappe du CT3 peut parfois être en contact avec celles du socle ou du CT1/CT2 du fait du biseautage des sédiments du CT le long de cette bordure du bassin. L'aquifère est parfois très peu épais, ce qui explique des assèchements de puits, inconnus ailleurs. La forte variabilité de l'amplitude annuelle est probablement liée aux rapides variations lithologiques et aux caractéristiques hydrodynamiques souvent médiocres de cette zone dite du biseau sec.

La deuxième zone à forte amplitude annuelle se situe à l'est de Niamey, aux environs du village de Hamdallaye. Ce secteur est caractérisé par une piézométrie élevée et une grande proportion de puits très variants. Il n'y a pas d'explication immédiate de cette variabilité, en particulier dans la distribution des écoulements de surface ; il est donc possible que le phénomène soit dû à des caractéristiques hydrodynamiques assez médiocres (épaisseur réduite de l'aquifère, intercalations argileuses, etc.).

Zones de faible amplitude annuelle

Les principales zones où la nappe fluctue peu sont le dallol Bosso, la dépression piézométrique du kori de Dantiandou et le sud du degré carré.

Le dallol Bosso est une imposante vallée en limite orientale du degré carré, rectiligne et orientée nord-sud, large d'une dizaine de kilomètres et longue de plus de 200 km. Elle est bordée de falaises souvent abruptes taillées dans les sédiments du CT. Il s'agit très probablement d'une ancienne vallée hydrauliquement active lors d'épisodes plus humides du Quaternaire. Au point de vue hydrogéologique, cette zone est caractérisée par :

- une nappe subaffleurante (0 à 5 mètres de profondeur en général) ;

- une minéralisation plus forte que dans le reste de l'aquifère, la transition étant progressive ;
- une piézométrie plus élevée que celle de la partie plus à l'ouest.

Dans le dallol Bosso, les niveaux les plus bas ont été atteints en juillet 1994, alors que la tendance régionale est à la hausse interannuelle. Ceci illustre bien la complexité du fonctionnement hydrogéologique régional et sa diversité dans le temps et l'espace.

Le kori de Dantiandou est lui aussi un ancien cours d'eau, mais d'ampleur bien moindre, aujourd'hui inactif, qui est comblé en de multiples endroits par des dépôts sableux éoliens. Parmi les nombreuses mares temporaires qui apparaissent dans ses anciens méandres durant la saison des pluies, celles de Wankama et Banizoumbou ont fait l'objet d'un suivi piézométrique fin (LEDUC et DESCONNETS, 1994 a et 1994 b). La nappe phréatique dans cette région constitue une dépression

piézométrique apparemment fermée déjà signalée dans les années soixante (BOECKH, 1965) et confirmée par les récents nivellements. Même si ponctuellement l'amplitude piézométrique peut être forte (Wankama), elle est régionalement très réduite.

La troisième zone de faible amplitude annuelle est le sud du degré carré. Elle n'a aucune autre caractéristique particulière, sauf son très faible gradient hydraulique.

VARIABILITÉ PIÉZOMÉTRIQUE LOCALE

Il n'y a pas de relation entre profondeur de la nappe et variabilité annuelle. Ainsi, les zones où la nappe est très proche de la surface (dallol Bosso) ou très profonde (sous les plateaux latéritiques) sont les secteurs les moins fluctuants. L'épaisseur de la zone non saturée ne joue donc pas un rôle important dans les processus d'infiltration. En fait, les puits les plus variants sont ceux situés à proximité immédiate des mares temporaires, qui sont le facteur essentiel de la réalimentation de la nappe phréatique. Des mesures plus fréquentes ont été réalisées en 1993 et 1994 sur certains puits afin d'apprécier vraiment la cinétique et l'ampleur des zones infiltrantes.

PUITS SANS FLUCTUATION PIÉZOMÉTRIQUE ANNUELLE

PLATEAUX LATÉRITIQUES

Les rares puits qui se trouvent sur ou à proximité immédiate des plateaux latéritiques ne montrent pas de fluctuation piézométrique annuelle, les seules variations du niveau relevées étant dues aux pompages. Il n'y a donc pas de réalimentation rapide significative à partir de la surface des plateaux. Il n'est cependant pas possible de savoir si les infiltrations notées par les mesures d'humidité (GALLE, 1995) ou le bilan hydrologique des mares de plateau (DESCONNETS, 1994) atteignent la nappe après un très lent cheminement ou bien sont reprises par l'évapotranspiration dès les premiers mètres.

La seule exception est Gorou Goussa, site de plateau du nord-ouest du degré carré : les chroniques très discontinues semblent montrer une fluctuation annuelle. Mais ce point est dans la zone de biseau sec, pas du tout représentative des mécanismes ordinaires de l'aquifère.

VERSANTS ET BAS-FONDS

Il existe un nombre important de puits hors des zones de plateau latéritique qui ne montrent pas de fluctuation piézométrique annuelle. Cela traduit de même une infiltration locale faible, voire nulle, ou lente. On peut retenir l'exemple de Birni Kolondia où le limnigraphe (Chlæ sur la figure 2) n'enregistre pas d'inflexion significative durant la saison des pluies. Dans ce cas, l'interprétation retenue est que la zone d'infiltration est suffisamment éloignée pour que la recharge n'ait pas d'impact mesurable. Dans ce même site, trois autres puits distants de quelques centaines de mètres sont également suivis. Les niveaux observés traduisent une fluctuation saisonnière (projet), parfois perturbée par les pompages villageois (2 pompes).



Figure 2 : Variations piézométriques à Birni Kolondia.

PUITS À FLUCTUATION PIÉZOMÉTRIQUE MARQUÉE

PUITS À VARIATION SIMPLE

Le puits du centre du village d'Hamdallaye est caractérisé par une amplitude annuelle inférieure à 50 centimètres et régulière (figure 3). Le niveau commence à monter au cours du mois d'août et se maintient élevé pendant environ 4 mois avant de baisser lentement. Ce style de mouvement est interprété comme la réponse à une infiltration éloignée, ce qui assure un fort lissage des fluctuations de la nappe phréatique.



Figure 3 : Variation piézométrique à Hamdallaye.

PUITS À VARIATION COMPLEXE

Un exemple d'un tel fonctionnement est fourni par le site de Wankama qui comporte un chapelet de mares disposées dans le lit du kori de Dantiandou. La nappe ne réagit pas aux premiers événements pluvieux et remplissages de mares temporaires et continue même à baisser très légèrement. Elle ne monte que plus tard dans la saison, à la fin de juillet. Le dispositif d'observation constitué de 3 piézomètres et 2 puits villageois permet d'avoir une bonne idée de l'extension spatiale du phénomène. La hausse dans le piézomètre le plus proche de la mare dépasse 5 mètres et encore 1,5 mètre dans un puits situé à 500 mètres. Les mesures d'humidité (GALLE, communication personnelle) et le bilan hydrologique (DESCONNETS, 1994) confirment l'analyse du processus : dans un premier temps, l'eau débordant de la mare humidifie progressivement la zone non saturée et ce n'est qu'ensuite, vers fin juillet, que la connexion hydraulique avec la nappe devient efficace et que le niveau phréatique remonte.

Le même processus a été observé en 1993 et en 1994 alors que les conditions pluviométriques étaient très différentes.

Puits singuliers

On ne connaît dans le degré carré qu'un site où l'on observe des réactions systématiquement très rapides de la nappe aux phénomènes de surface ; il s'agit de Sama Dey. D'autres points du même genre existent peut-être mais le suivi piézométrique à pas de temps large, comme pratiqué majoritairement dans Hapex-Sahel, ne peut les détecter. Le puits traditionnel de Sama Dey est situé en bordure d'une mare qui se vide totalement très vite (en un jour ou deux le plus souvent) et alimente donc massivement et rapidement la nappe située 45 mètres plus bas. Les enregistrements contiennent de nombreuses *aberrations* pour le moment inexpliquées, ce qui requiert une interprétation particulièrement prudente des données.

Le court délai (quelques heures) entre les montées des niveaux de la mare et de la nappe implique des circulations verticales par des cheminements préférentiels qui n'ont pas été repérés le long des parois du puits.

VARIABILITÉ TEMPORELLE

Malgré l'imprécision due à la faible fréquence des mesures (3 à 4 campagnes par an) et la dérive due à la hausse interannuelle (cf. chapitre suivant), il est possible d'évaluer la période à laquelle la nappe atteint son niveau maximum. Cette date est très variable : pour les puits les plus proches des lieux d'infiltration (mares temporaires), le maximum de la nappe coïncide toujours avec la période de fort remplissage. Au contraire, dans les zones plus éloignées, le maximum est atteint à des moments variant entre août et décembre.

Le limnigramme de Barkiawel (figure 4) donne quelques exemples de la forte variabilité des processus de recharge d'une année à l'autre : le début de remontée s'est produit un mois plus tard en 1994 qu'en 1993, alors que le maximum a été atteint un mois plus tôt.



Figure 4 : Variation piézométrique à Barkiawel (1992-1994).

ÉVOLUTION PIÉZOMÉTRIQUE SUR PLUSIEURS ANNÉES

La confrontation des mesures récentes avec celles des années soixante, période pluvieuse au Niger, est délicate. Les principales incertitudes sont liées à l'identification des ouvrages et à la permanence du point de référence des mesures. La première source intéressante (TIRAT, 1964) contient des relevés datant de 1962 et 1963. Plus de la moitié proviennent de puits traditionnels ; on ne peut donc espérer une comparaison très précise. Sur les 19 puits cimentés apparemment identiques, 4 valeurs se situent entre les extrêmes des valeurs Hapex, 4 montrent des niveaux plus hauts en 1963 et 11 des niveaux plus bas. Les mesures des puits traditionnels confirment l'impression qu'il n'y aurait pas de différence très marquée par rapport à l'actuel, les niveaux étant probablement un peu plus bas qu'aujourd'hui, sauf dans le nord du dallol Bosso.

La deuxième source d'information (BOECKH, 1965) contient des chiffres du printemps 1964, peut-être mélangés à des reprises de la campagne antérieure. Sur 37 puits apparemment intégrés dans le réseau Hapex, 8 ont des mesures comprises entre les extrêmes de 1991-1994, 10 montrent des niveaux plus hauts en 1964 et 18 des niveaux plus bas, c'est-à-dire les mêmes proportions que précédemment. Le dallol Bosso aurait baissé ainsi que certains points du nord-ouest du degré carré ; le reste de la nappe aurait connu une hausse légère. Une telle zonation correspond assez bien aux unités déjà décrites.

Entre 1991 et 1994, la plupart des mesures réalisées tout au long de Hapex-Sahel montrent une hausse du niveau de la nappe phréatique. Ces observations complètent et confirment des mesures effectuées sur une zone plus réduite, correspondant approximativement au centre du degré carré, mais une période plus longue, 1987-1994 (SCHROETER, 1993). Les 22 puits communs aux deux réseaux sont situés dans une zone homogène à faible gradient hydraulique et fluctuation piézométrique annuelle faible. La plupart sont peu exploités ou peu influencés par les pompages. La hausse de la nappe est visible pour tous ces points ; elle est généralement comprise entre 0,5 et 1 mètre en 7 ans.

Le mouvement sur 7 ans est traduit comme une reconstitution des ressources en eau souterraine après la période de sécheresse du milieu des années 80. La hausse sur 30 ans est plus surprenante ; elle pourrait être liée à la déforestation qui aurait augmenté le ruissellement et la concentration des eaux dans les points bas infiltrants, favorisant ainsi la recharge de la nappe. Il faudra encore rechercher les mesures des périodes intermédiaires et continuer le suivi piézométrique pour préciser cette évolution.

Ces fluctuations impliquent un renouvellement annuel important, estimé en première approximation à environ 10 % de la lame d'eau précipitée (LEDUC et DESCONNETS, 1994 b). La recharge importante est confirmée par les analyses isotopiques déjà réalisées (tritium et carbone 14).

CONCLUSION

Les observations effectuées durant 4 ans sur le degré carré ont mis en évidence des variations piézométriques réelles supérieures aux valeurs publiées antérieurement.

L'essentiel de la réalimentation de la nappe phréatique se fait à partir des mares temporaires. En s'éloignant de ces points d'infiltration, les fluctuations piézométriques s'amortissent et se décalent dans le temps.

La division de la nappe phréatique en plusieurs sous-ensembles reste valide quels que soient les critères retenus (variabilité annuelle, fluctuation à long terme, faciès hydrochimique). Les variations saisonnières ne sont fortes que dans deux zones de l'ouest du degré carré, et en quelques rares points isolés.

La diversité des mouvements piézométriques pendant ou après la saison des pluies montre la diversité des processus de réalimentation de l'aquifère. Leur variabilité est forte aussi bien dans l'espace que dans le temps.

Cette première étude fine de la piézométrie de la nappe phréatique dans le degré carré de Niamey au nord du fleuve Niger montre l'intérêt d'un suivi à long terme avec une fréquence de mesures adaptée.

Remerciement

Nous voulons rappeler, dans ce remerciement posthume bien insuffisant, qu'une partie importante du suivi piézométrique est due à la collaboration dévouée et efficace de Sani Ibrahim, technicien du Ministère nigérien de l'Hydraulique et de l'Environnement. X^e journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994

BIBLIOGRAPHIE

- BOECKH E., 1965. Contribution à l'étude hydrogéologique de la zone sédentaire de la République du Niger. Rapport BRGM DAK65-A20, Dakar.
- BROMLEY J., BROUWER J., GAZE S., 1995. The semi-arid groundwater recharge study (Sagre). In : Hydrologie et météorologie de mésoéchelle dans Hapex-Sahel : dispositif de mesures au sol et premiers résultats. Éd. Orstom, Paris (à paraître).
- DESCONNETS J.C., 1994. Caractérisation hydrologique de quelques systèmes endoréiques en milieu sahélien (degré carré d'Hapex-Sahel, Niger). Thèse de doctorat de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
- GALLE S., 1995. Distribution spatiale du stock hydrique sur le bassin versant de Banizoumbou : premiers résultats de la campagne 1992. In : Hapex Sahel 92 : campagnes de mesures Supersite Central Est. Éd. Orstom, Paris (à paraître).
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BESSEMOULIN P., BROUWER J., DOLMAN A.J., ENGMAN E.T., GASH J.H.C., HOEPFFNER M., KABAT P., KERR Y.H., MONTENY B., PRINCE S., SAID F., SELLERS P. and WALLACE J.S., 1994. Hapex-Sahel: a large scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. Ann. Geophysicae 12, 53-64.
- GREIGERT J. et BERNERT G., 1979. Atlas des eaux souterraines du Niger ; état des connaissances (mai 1978). Tome 1, fascicule 5 : les nappes du Continental terminal du synclinal de Dogondoutchi. Rapport BRGM 79/AGE/001, Orléans.
- LEDUC C. et DESCONNETS J.C., 1994 a. Pools and recharge of the Continental terminal phreatic aquifer near Niamey, Niger. In : Groundwater monitoring and recharge in semi-arid areas, Proc. International workshop Hyderabad, Unesco-IAH, pp SV13-SV22.

- LEDUC C., DESCONNETS J.C., 1994 b. Variability of groundwater recharge in Sahelian climate: piezometric survey of the Continental terminal aquifer near Niamey (Niger). In : Future Groundwater Resource at Risk (Soveri & Suokko ed.), Proc. Helsinki conference, IAHS publ. n° 222, 505-511.
- LEDUC C., LENOIR F., 1995. Étude de la recharge de la nappe du Continental terminal 3 en rive gauche du Niger. In : Hydrologie et météorologie de mésoéchelle dans Hapex-Sahel : dispositif de mesures au sol et premiers résultats. Éd. Orstom, Paris (à paraître).
- PNUD, 1990. Atlas des ressources en eau du Continental terminal. Rapport du Projet DCTD NER86001, Niamey.
- SCHROETER P., 1993. Les fluctuations des niveaux d'eau dans les nappes du Continental terminal et de la formation du Tchad. Programme Hydraulique Niger-Suisse, Niamey.
- TAUPIN J.D., AMANI A., LEBEL T., 1993. Small scale spatial variability of the annual rainfall in the Sahel. In : Exchange processes at the land surface for a range of space and time scales (H.J. Bolle, R.A. Feddes & J. Kalma ed.), Proc. Yokohama Symp., IAHS publ. n° 212, 593-602.
- TIRAT M., 1964. Contribution à l'étude hydrogéologique du Continental terminal. Rapport BRGM NIA64A1.

CARTOGRAPHIE D'UNITÉS HYDROLOGIQUES HOMOGÈNES ET MODÉLISATION HYDROLOGIQUE, EXEMPLE DE L'EXPÉRIENCE HAPEX-SAHEL

M. ESTEVES¹

Résumé

Une approche cartographique à différentes échelles, basée sur un découpage de l'espace en unités hydrologiques, est proposée. Les principes sur lesquels reposent cette méthode sont présentés et illustrés à partir des exemples choisis sur le bassin versant de Sama Dey et le site central est. Des indications sont fournies sur l'aptitude de ces unités à produire du ruissellement. Il ressort de l'analyse de ces deux cartes que les écoulements de surface jouent un rôle négligeable à l'échelle régionale.

¹Représentation Orstom au Niger, B.P. 11416, Niamey, Niger.

POSITION DU PROBLÈME

Dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel 92 (GOUTORBE et al., 1992), des études sont menées sur les écoulements de surface sur le site central est. Deux thèmes sont abordés : le premier traite de l'analyse des conditions de production du ruissellement et le second de l'étude du rôle des écoulements de surface sur la redistribution de la pluie. Cela se fait à quatre échelles spatiales : la parcelle (100 m²), le versant (<1 km²), le bassin versant (<10 km²) et la région (400 km²).

L'expérimentation de terrain a pour but de caractériser les processus et les unités hydrologiques élémentaires identifiées comme étant des portions actives de l'espace hydrologique vis-à-vis des écoulements de surface. Elle ne permet l'accès qu'aux trois premières échelles et la difficulté tient à la transposition de cette connaissance pour caractériser les fonctionnements à une échelle qui n'est pas accessible à l'instrumentation. Pour résoudre ce problème nous proposons l'utilisation de l'approche cartographique.

LE PAYSAGE DU SITE CENTRAL EST

Le relief du *site central est* est très peu marqué et l'amplitude de la dénivelée est partout inférieure à 60 mètres. Le paysage est dominé par des plateaux cuirassés, morcelés, aux talus souvent marqués et qui surplombent d'une trentaine de mètres de larges dépressions. Ces dernières se recoupent et donnent l'impression de vallées continues disposées suivant une géométrie polygonale. Le paysage actuel est le résultat d'une longue histoire géologique entamée à l'aire primaire et qui s'est poursuivie jusqu'au quaternaire avec les importants dépôts éoliens de sables. La similitude de certaines formes de relief fait penser au modelé des régions calcaires et au rôle tenu par la dissolution et l'érosion dans la genèse des dépressions plus ou moins fermées, que l'on peut observer sur l'ensemble du *site central est* (Estèves et LENOIR, 1994).

L'hydrographie de cette région est remarquable par l'absence de réseaux hydrographiques organisés et par la petite taille des bassins versants (quelques kilomètres carrés pour les plus grands). En effet, les cours d'eau prennent naissance en bordure des reliefs (plateaux, buttes) et disparaissent à la faveur de la première rupture de pente importante. Les écoulements sont sporadiques et cessent avec la fin de la pluie qui leur a donné naissance. Les plus importants peuvent, soit atteindre le fond d'une dépression dans laquelle ils s'infiltrent rapidement, soit disparaître dans les bas-fond à travers le lit des cours d'eau. Il peut néanmoins subsister un peu d'eau dans des creux topographiques dont le fond est colmaté (mares). La tendance générale est à la dégradation du réseau hydrographique et à l'endoréisme.

LA DÉMARCHE CARTOGRAPHIQUE : OUTIL DE DESCRIPTION ET D'INTÉGRATION SPATIALE

La principale difficulté que l'on rencontre vient de la définition de la notion d'« unité hydrologique ». La définition que l'on peut donner est : portion de l'espace dont la réponse hydrologique est homogène vis-à-vis des sollicitations extérieures ; dans notre cas celles-ci sont essentiellement dues à la pluie. Dans la nature, aucune aire n'est jamais totalement homogène, elle ne l'est qu'en fonction d'un certain point de vue et d'une certaine échelle. Si à l'échelle du site central est un glacis versant semble homogène, il ne l'est plus à celle du versant puisqu'une mosaïque de surfaces apparaît avec des zones de sol nu, ou cultivées ou en jachères. À cette échelle, une jachère peut être figurée comme une unité sur une carte des unités hydrologiques à l'échelle du 1/20 000. L'observation détaillée sur le terrain met en évidence des organisations pelliculaires superficielles (croûtes) de nature différente qui favorisent ou non la production de ruissellement. Il est donc nécessaire de dégager les aspects généraux qui confèrent l'homogénéité de chaque unité. Il est bien évident que ces aspects communs recouvrent des éléments d'hétérogénéité. L'homogénéité interne des unités cartographiques varie en fonction de l'échelle du levé. Il faut donc que les critères d'homogénéité soient appropriés à l'échelle adoptée pour la représentation cartographique, c'est-à-dire qu'ils correspondent au niveau taxonomique que l'échelle de la carte permet de représenter. Vouloir faire apparaître l'influence de l'hétérogénéité des organisations pelliculaires superficielles sur une carte au 1/20 000 est une erreur. À l'inverse conserver sur le plan au 1/100 d'une parcelle de ruissellement la jachère comme une unité homogène, est également une erreur.

La cartographie des unités hydrologiques doit s'appuyer sur des levés détaillés, réalisés indépendamment de toute hypothèse de regroupement pour une représentation aux échelles plus petites. C'est à partir de ces résultats que se fait la détermination des critères de regroupement.

L'approche cartographique constitue donc la première étape de l'étude hydrologique d'une région. La cartographie des unités hydrologiques fournit les éléments qui vont permettre un découpage de l'espace aux différentes échelles. C'est à l'issue de cette étape que les dispositifs expérimentaux sont définis pour caractériser chaque unité et que les modèles de représentation sont développés.

Cartographie des unités hydrologiques à l'échelle du bassin versant : exemple de Sama Dey

Il est établi depuis de nombreuses années que la variabilité spatiale de la production du ruissellement en région semi-aride est due à la végétation et aux caractéristiques de la surface du sol. De nombreux travaux réalisés en Afrique de l'ouest l'ont confirmé pour le Sahel (Collinet et Valentin, 1979; Albergel, 1988), et ont abouti à la notion d'état de surface et à la caractérisation du

comportement hydrologique des organisations pelliculaires de surface à partir d'expériences sous pluies simulées (CASENAVE et VALENTIN, 1989). Un état de surface correspond au regroupement des paramètres descriptifs de la surface du sol (microrelief, construction de la mésofaune, organisation pelliculaires de surface) et de la végétation (couvert herbacé, type de cultures).

Les états de surface, s'ils renseignent sur les facteurs ponctuels de production du ruissellement, ne sont plus suffisants à l'échelle du versant ou du bassin versant car il est alors nécessaire de tenir compte des processus de transfert auxquels sont soumis les écoulements de l'amont vers l'aval. Une description du système de pentes et de l'organisation du réseau hydrographique est alors nécessaire. La carte des unités hydrologiques résulte donc, à l'échelle du bassin versant de la combinaison des critères : pente et état de surface.

Le levé de détail des unités hydrologiques s'appuie donc sur une cartographie des *états de surface* suivant la méthode décrite par CASENAVE et VALENTIN (1989) et sur la réalisation d'une carte topographique à grande échelle. Dans le cas du bassin de Sama Dey, les observations de terrain ont été reportées à l'échelle du 1/5 000 (RAJOT et ESTEVES, 1994). L'ensemble des documents cartographiques a été numérisé pour constituer une base de données géographiques, dont la gestion est assurée par le logiciel ILWIS (MEIJERINK, 1990). Elle a été complétée par un modèle numérique de terrain (MNT) au pas de 20 mètres et par les principales caractéristiques morphologiques (pentes et courbures) calculées à partir du MNT.

٢

La cartographie détaillée des *états de surface* a permis d'identifier 15 unités. Un premier regroupement a été opéré pour la cartographie au 1/20 000. La distribution des pentes a été découpée en 5 classes. Le tableau 1 présente les regroupements effectués pour aboutir aux 9 unités hydrologiques définies sur le bassin versant de Sama Dey. Les opérations de combinaisons cartographiques ont été réalisées à l'aide des fonctions d'analyse spatiale de ILWIS. La carte finale est présentée à l'échelle du 1/20 000.

La carte des unités hydrologiques du bassin de Sama Dey (figure 1), montre que les zones de production importante de ruissellement sont situées dans les parties hautes du bassin et représentent à peine plus du dixième de la superficie totale. Près de la moitié du bassin est composée de zones à faible aptitude au ruissellement, qui correspondent en général aux zones cultivées à mi-versant. Remarquons l'existence d'importantes zones d'infiltration en périphérie de la cuvette, qui contrôlent les apports en provenance de l'amont.



Figure 1 : Carte des unités hydrologiques du bassin versant de Sama Dey.
Unités	Pentes	État de surface	Aptitude au	% superficie	
			ruissellement	totale	
1	2 - 4 %	Talus	Modérée	5.3	
2	0 - 2 %	Sol nu de plateau	Forte	3.8	
3	0 - 4 %	Recouvrement sableux sur plateau	Faible	7.8	
4	0 - 2 %	Jachère	Faible	17	
5	2 - 8 %	Jachère	Modérée	16.7	
б	0 - 2 %	Champs de mil	Faible	23	
7	2 - 8 %	Champs de mil	Modérée	8.4	
8	>4 %	Piémont à croûte d'érosion	Forte	7.2	
9	0-4%	Épandage sableux, fourré	Nulle	10.8	

 Tableau 1

 Critères de détermination des unités hydrologiques du bassin de Sama Dey

Cartographie des unités hydrologiques à l'échelle du site central est

Pour la carte du *site central est* la démarche présentée précédemment n'est pas envisageable car il n'existe aucun document topographique précis (cartes à grande échelle, modèle numérique de terrain), ainsi nous avons opté pour une interprétation stéréoscopique des photographies aériennes disponibles sur ce secteur. Cette approche permet d'apprécier le relief et de déterminer les grandes classes de pentes. Les documents utilisés sont : les photographies aériennes panchromatiques noir et blanc à l'échelle moyenne du 1/60 000 (IGN, mars 1975) et les photographies aériennes panchromatiques couleur à l'échelle du 1/25 000 (Nasa, septembre 1992). Les unités délimitées, à partir de l'analyse photographique complétée par des observations de terrain pendant la saison des pluies, ont été reportées sur une « mosaïque semi contrôlée » à l'échelle du 1/100 000. Comme dans le cas de Sama Dey, la minute finale a été numérisée avec le système d'information géographique Ilwis.

À cette échelle le critère *état de surface* n'est plus pertinent, car il représente un niveau taxonomique impossible à représenter. Parmi les critères possibles, nous avons retenu la pente, les unités géomorphologiques et l'aspect du réseau hydrographique. Les unités définies sont en principe homogènes en fonction de ces trois critères. Le tableau 2 regroupe pour chaque unité ses caractéristiques et la carte finale est présentée à l'échelle du 1/100 000.

 Tableau 2

 Critères de détermination des unités hydrologiques sur le site central est

Unités	Pente	Unité géomorphologique	Organisation du drainage
1	Nulle	Plateau structural à cuirassement ferrugineux	Pas de réseau apparent, mares dans les petites dépressions
2	Forte (> 10 %)	Buttes résiduelles	Réseau divergent de ravines
3	Faible à modérée	Dépression de dissolution	Quelques ravines
4	Faible (< 2 %)	Accumulations éoliennes sableuses sur plateau	Pas de réseau apparent, les écoulements convergent vers des cuvettes
5	Modérée (2 à 4 %)	Glacis versant	Ravines parallèles ou subparallèles
6	Faible (< 2 %) versant rectiligne	Glacis	Quelques ravines
7	Faible (< 2 %) versant irrégulier	Glacis recouverts de dépôts éoliens	Les écoulements de surface peuvent converger vers des cuvettes
8	Modèle (2 à 4 %)	Dépression de dissolution	Réseau convergent de ravines
9	Nulle à faible	Glacis terrasse	Mares

Cette carte confirme l'absence d'organisation des réseaux hydrographiques. Les ravines sont majoritairement situées dans l'unité 5 et les écoulements produits sur les zones présentant une aptitude importante au ruissellement rejoignent les nombreuses cuvettes de cette région. Là ils s'infiltrent très rapidement. Les mares qui restent en eau durant toute la saison des pluies correspondent aux parties colmatées des cuvettes. La quantité totale d'eau infiltrée dans ces zones pendant la saison des pluies peut représenter plus de 10 fois le total pluviométrique local. Ces zones sont donc des points clés pour l'alimentation de la nappe. La redistribution de la pluie à l'échelle régionale par les écoulements de surface est négligeable, les transferts les plus importants ne dépassent pas quelques kilomètres. Les écoulements de surface n'interviennent que pour concentrer une partie des pluies vers des zones d'infiltration préférentielle (figure 2).

Le tableau 3 présente pour chaque unité son aptitude au ruissellement. Cette évaluation est grossière, elle repose sur les connaissances acquises jusqu'à maintenant et sur des observations qualitatives de terrain. Cette première analyse permet de classer les différentes unités et de préciser la redistribution à l'échelle saisonnière de la pluie sur le *site central est*. Il apparaît que le rôle principal revient à l'évapotranspiration.



Figure 2 : Carte des unités hydrologiques du site central est.

Tableau 3

Aptitude au ruissellement des unités hydrologiques et processus dominants de redistribution de la pluie à l'échelle saisonnière

Unités	Aptitude au	itude au Redistribution de la pluie à	
	ruissellement	l'échelle saisonnière	totale
1	Fort	Évaporation et drainage interne	18.6
		dans les bandes de végétation	
2	Fort	Ruissellement et évaporation	0.1
3	Faible	Évapotranspiration et drainage interne	10.8
4	Faible	Évapotranspiration	5.3
5	Fort	Ruissellement et évapotranspiration	15.8
6	Faible à Modéré	Évapotranspiration	32.1
7	Faible	Évapotranspiration	2.5
8	Modéré à fort	Drainage interne et évapotranspiration	5.4
9	Faible	Évapotranspiration et drainage interne	7.1

CARTOGRAPHIE DES UNITÉS HYDROLOGIQUES ET MODÉLISATION

Un modèle hydrologique est une représentation théorique simplifiée d'une réalité physique, et sa conception nécessite la définition d'une structure, la formulation de lois décrivant son fonctionnement (relations déterministes ou stochastiques) et la détermination de paramètres, constants ou variables, entrant dans ces relations. La mise en œuvre d'un modèle se fait en respectant les quatre étapes suivantes : caractérisation, identification, vérification et exploitation :

- la caractérisation permet le choix de la formulation mathématique et la mise au point des algorithmes. Ce choix découle de la détermination et de l'analyse des processus à représenter, et il est fonction des données disponibles et du problème à résoudre ;
- l'identification (ajustement ou étalonnage) consiste à attribuer aux paramètres les valeurs numériques correspondant au cas étudié ;
- la vérification (ou validation) permet de tester l'aptitude du modèle à représenter le comportement réel observé ;
- l'exploitation constitue la phase d'utilisation du modèle.

L'enchaînement de ces quatre étapes résulte d'un processus séquentiel et itératif, chaque étape doit être validée avant le passage à l'étape suivante. La validation d'une étape peut impliquer la modification des choix faits aux étapes antérieures.

Dans notre cas, les objectifs fixés à la modélisation sont la représentation de la production du ruissellement et de son transfert dans le paysage, et le calcul de bilans hydrologiques aux quatre échelles évoquées plus haut. La cartographie des unités hydrologiques intervient à la première étape, celle de la caractérisation, en permettant la détermination des processus hydrologiques dominants et le choix des modèles à utiliser. Dans le cas de la modélisation hydrologique du *site central est*, l'utilisation d'un modèle sophistiqué pour représenter les écoulements de surface serait une erreur. À l'inverse l'essentiel des efforts doit porter sur une modélisation aussi réaliste que possible de l'évapotranspiration et de l'évaporation. Ces deux termes sont avec la pluie, les plus importants à l'échelle régionale.

Dans le cas d'une modélisation hydrologique distribuée, la cartographie des unités hydrologiques fournit un premier niveau de partition de l'espace. Elle présente une organisation du paysage avec la mise en évidence des zones de production de ruissellement, des zones de concentration des écoulements et d'infiltration. Ce découpage peut encore être affiné en utilisant d'autres informations.

CONCLUSIONS

L'approche cartographique de l'espace à différentes échelles a permis de déterminer les principaux processus hydrologiques actifs sur le *site central est*. Nos exemples indiquent qu'au delà du versant, le rôle des écoulements dans la redistribution des pluies est négligeable à l'échelle régionale. Les travaux en cours devront confirmer la pertinence de l'approche cartographique pour modéliser le ruissellement et son transfert de l'échelle de la parcelle à celle du bassin versant.

REMERCIEMENTS

L'auteur remercie H. De Brouwer de la Division Water Resources Survey de l'International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC) d'Enschede pour avoir mis à sa disposition une version du logiciel Ilwis. Les fichiers dérivés du modèle numérique de terrain ont été calculés à l'aide des algorithmes développés par O. Planchon (Orstom, Ougadougou).

BIBLIOGRAPHIE

- ALBERGEL J., 1988 : Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso. Du mètre carré au kilomètre carré. Étude des paramètres hydrologiques et de leur évolution. Études et thèses, Orstom, 341 p.
- CASENAVE A., VALENTIN C., 1989 : Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. Coll. Didactiques, Orstom, 227 p.
- COLLINET J., VALENTIN C., 1979 : Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle. *Cah. Orstom, sér. Pédol.*, *XVII, 4.* 283-328.
- ESTEVES M., LENOIR F., 1994: Un exemple de fonctionnement hydrologique dans la région de Niamey : le bassin de Sama Dey. Colloques et Séminaires, Orstom, Paris, (dans cet ouvrage).
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., DOLMAN H.J., ENGMANE E.T., GASH J.H.C., KABAT P., KERR Y.H., MONTENY B., PRINCE S., SELLERS P., WALLACE J., HOEPFFNER M., 1992 : Hydrological and atmospheric pilot experiment in the Sahel. Niger 1992. *Experimental Plan*, 176 p.
- MEIJERINK A.J., 1990 : Summary report on ILWIS development. ITC Journal 1990-3, 205-214.
- RAJOT J.L., ESTÈVES M., 1994 : Cartographie des états de surface de petits bassins versants dans la région de Niamey. Note, Orstom Niamey, 10 p., 3 cartes.

Sur des modifications apportées au modèle Cequeau. Réflexions sur la variabilité spatiale

A. PINHEIRO¹., B. CAUSSADE¹

Résumé

Le modèle hydrologique Cequeau est un modèle conceptuel déterministe distribué. Il est basé sur le découpage du bassin versant en carreaux entiers (pour la fonction de production), eux-mêmes étant divisés en carreaux partiels (pour la fonction de transfert). C'est un modèle à 28 paramètres, extrêmement sensible à la valeur de ceux liés aux échanges avec l'atmosphère (évapotranspiration). Dans ce travail, on présente l'application du modèle à différents bassins situés dans le sud-ouest de la France. Les tailles des bassins sont comprises entre 4,4 hectares et 4 140 kilomètres carrés, certains présentent de fortes hétérogénéités spatiales, comme par exemple l'existence de karstification. Pour rendre la modélisation plus réaliste, deux modifications ont été introduites :

possibilité de variabilité spatiale des paramètres de transfert dans le sol ;
 introduction de l'équation de PHILIP pour décrire le phénomène d'infiltration (dans ce cas, la sorptivité est calculée en fonction de la teneur d'eau dans le réservoir sol). Des exemples montrent l'intérêt des modifications proposées et permettent de faire quelques considérations sur le changement d'échelle spatiale.

¹INPT - ENSEEIHT - Institut de Mécanique de Fluides de Toulouse URA au CNRS D 0005 - Allée du Professeur Camille Soula - 31400 Toulouse Tél : 61 28 58 02 - Fax : 61 28 58 99.

INTRODUCTION

Cequeau est un modèle hydrologique qui a été développé à l'Institut National de la Recherche Scientifique - INRS-Eau à Québec, Canada. Il consiste en un modèle conceptuel distribué qui prend en compte les caractéristiques physiques du bassin versant ainsi que leurs variabilités spatio-temporelles, comme par exemple le taux d'imperméabilisation des sous-bassins, les coefficients de transfert entre sous-bassins et le coefficient de percolation de la zone non-saturée vers la zone saturée du sol. On retrouve des descriptions plus complètes du modèle dans les travaux de GIRARD *et al* (1972), MORIN *et al* (1981) et MORIN et COUILLARD (1990).

Le modèle est basé sur le découpage du bassin versant en un ensemble de surfaces élémentaires. Dans un premier temps, le bassin est découpé en éléments de forme carrée et de dimensions à peu près semblables, appelés carreaux entiers (figure 1). Il est admis sur chaque carreau entier une valeur moyenne de chaque caractère physique représentative de l'homogénéité de la surface élémentaire du bassin, et cette valeur moyenne se conservant dans le fractionnement du carreau. Le deuxième découpage définissant des carreaux partiels prend en compte le sens des écoulements de l'eau sur le bassin versant.

Le modèle comporte un ensemble de procédures de calcul relatives aux opérations de transformation sur les espaces élémentaires et au transfert entre ces espaces élémentaires (fonction de production et fonction de transfert). La première, concerne l'écoulement vertical de l'eau dont les principaux phénomènes sont la pluie, la fonte de neige, l'évapotranspiration et l'infiltration. Elle est calculée au niveau du carreau entier. La fonction de transfert rend compte des transformations subies dans le carreau partiel, spécialement par suite de l'effet d'amortissement et de réduction dû aux lacs, par les apports provenant des carreaux amonts et par les apports du carreau partiel lui-même.

Le modèle Cequeau est un modèle à 28 paramètres. La phase de la fonte de neige est régie par sept paramètres et le cycle hydrologique, représenté par les réservoirs sol-nappe-lacs, est décrit par treize paramètres. Trois paramètres peuvent être variables d'un carreau entier à l'autre : CIN (coefficient de percolation du réservoir sol vers le réservoir nappe), TRI (fraction de surface imperméable) et EXKT (paramètre d'ajustement des coefficients de transfert d'un carreau partial à l'autre).

Le modèle Cequeau considère que la pluie plus la fonte de neige, au jour t, sont immédiatement disponibles pour alimenter le réservoir sol. Ceci veut dire que toute l'eau tombant sur le bassin a suivi un processus d'infiltration. En fonction de la capacité maximale du réservoir sol, une partie de l'eau peut être considérée comme étant le ruissellement pur. Toutefois, cette partie de calcul des écoulements est faite après la soustraction de la quantité d'eau prise par percolation.

Ainsi, il est à noter que le modèle ne privilégie pas le ruissellement. Pour le cas auquel on s'intéresse, le ruissellement constitue un élément essentiel. Il est surtout important à cause du phénomène d'érosion et de transport de solutés à la surface.

C'est pourquoi, on a introduit une fonction de partage de l'eau disponible à la surface, de façon à faire la part entre l'eau qui ruisselle et l'eau qui s'infiltre. Pour cela on utilise l'équation de PHILIP pour décrire le taux d'infiltration à chaque pas de temps. Dans ce cas, le ruissellement a lieu quand le taux d'infiltration est inférieur à la quantité d'eau disponible (Plufon). Celui-ci est égal la différence entre Plufon et la quantité infiltrée.



Figure 1 : Découpage du bassin versant (D'après Morin et Couillard, 1990).

ÉQUATION DE PHILIP

PHILIP (1969) a résolu l'équation de Richard pour des conditions initiales et aux limites moins restrictives, en supposant que les caractéristiques du sol sont variables avec la teneur en eau et en employant une transformation de Boltzmann. Le taux d'infiltration à l'instant t est obtenu par :

$$I = \frac{1}{2}st^{-\frac{1}{2}} + A$$

où s est la sorptivité, qui représente la capacité d'un sol à absorber l'eau lorsque l'écoulement se produit sous l'effet d'un gradient de potentiel de pression uniquement. Lorsque t tend vers l'infini, le taux d'infiltration tend asymptotiquement vers sa valeur finale A. En général, la valeur de A est égale à la conductivité hydraulique à la saturation. Musy et Soutter (1991) proposent de déterminer la sorptivité en fonction de l'humidité du sol comme :

$$s = s_0 \left(1 - \frac{\theta_t}{\theta_s} \right)$$

où

— s_o valeur standard de la sorptivité correspondant à une infiltration maximale sur un sol sec (tableau 1);

— θ_t humidité du sol à l'instant t;

 $-\dot{\theta_s}$ humidité de saturation du sol.

Tableau 1

Valeurs des paramètres de l'équation de Philip (MUSY et SOUTTER, 1991)

Type de sol	Sorptivité S ₀ (cm/s ^{1/2})	A (cm/s)	
Sable fin	7.2x-10 ⁻²	3.5x10 ⁻⁴	
Argile 6.	4.9×10-3 3×10-3	6.2x10 ⁻⁵ 1.7x10 ⁻⁶	
Tourbe	2.5x10 ⁻²	2.2x10 ⁻⁶	

L'introduction de l'équation de PHILIP (1969) pour le calcul de l'infiltration ajoute deux paramètres au modèle Cequeau : la sorptivité s_0 et le paramètre A. La sorptivité est calculée à chaque pas de temps. Pour cela, le paramètre HSOL devient la capacité du réservoir sol à saturation.

ÉCOULEMENTS DANS LE KARST

Dans le bassin de la Charente, les débits des rivières la Tardoire, le Bandiat et la Bonnieure sont fortement influencés par l'existence du karst au niveau de La Rochefoucault. Les pertes se font dans la Tardoire, en aval de Montbron et dans le Bandiat, en aval de Feuillade. Par contre, l'eau de la source se trouvant à Foulpogne vient du réseau karstique de La Rochefoucauld dans lequel s'infiltrent les pertes de ces rivières (Rouiller, 1977) en plus des quantités d'eau infiltrées dans la zone karstique.

Dans le modèle Cequeau on a introduit l'influence du réseau karstique en prenant en compte des pertes subies par les rivières, la propagation et le stockage d'eau dans le karst. Pour ce qui concerne les pertes en rivière, on considère que celles-ci sont fonction du débit de la rivière (Tardoire en aval de Montbron ou Bandiat en aval de Feuillade) et du débit de la source. Ainsi on décrit les pertes subies par les rivières, par une équation du type :

$$Op = Or e^{-\alpha (Qr+Qs)}$$

où

- Qp débit des pertes de la rivière vers le karst ;
- Qr débit de la rivière ;
- Qs débit de la source ;
- α paramètre.

Pour la propagation de l'eau dans le système karstique on utilise la méthode du réservoir linéaire simple et le stockage d'eau dans le réservoir karst est calculé en appliquant le principe de conservation de la masse.

PARAMÈTRES DU MODÈLE

Dans un bassin versant, quelle que soit sa taille, on rencontre de très fortes hétérogénéités physiques, liées surtout à la géologie et à la pédologie, lesquelles sont assez difficiles à décrire à travers des paramètres moyens. On cite comme exemples, la karstification dans le bassin de la Charente, ou les poches sableuses dans le bassin d'Auradé. Dans ce cas, on a pris, en plus des paramètres déjà considérés dans Cequeau original, tous les coefficients de vidange variables dans les réservoirs sol et nappe ainsi que le paramètre HINF qui représente le début du phénomène de percolation du réservoir sol vers le réservoir nappe.

APPLICATION

L'application du modèle est faite sur des bassins de différentes tailles, situés dans le sud-ouest de la France (figure 2). Ce sont le champ expérimental de Poucharramet, les bassins représentatifs d'Auradé et du Ruiné et bassins de la Charente et de la Save :

— champ expérimental de Poucharramet : il fait partie de la ferme pilote de l'Ensat. Il est divisé en quatre parcelles indépendantes, avec un système de drainage situé à une profondeur de 80 à 100 centimètres. La pente moyenne est de 5,7 ‰ et 13,5 ‰. La superficie totale est de 4,6 hectares et la distance entre les drains est de 10 et 25 mètres. GUIRESSE (1989) a montré l'existence de différences pédologiques entre les parcelles, qui entraînent des comportements hydrodynamiques différents dans le sol et a mesuré une conductivité horizontale à l'horizon B_{tg} de 2 m/j pour la parcelle 4 et de 1 m/j pour la parcelle 1 ;

- bassin versant d'Auradé : le bassin versant d'Auradé est situé dans le grand bassin de la Save, avec une superficie de 322 hectares, où 93 % de l'occupation est agricole. Le bassin est divisé en trois sous-bassins, appelés sous-bassin 4 (110 ha), sous-bassin 5 (93 ha) et bassin 1 (322 ha). Des études menées par PAEGELOW (1991) ont montré que le drainage du sous-bassin 5 est constamment au-dessous de la moyenne du bassin entier. Cela pourrait être dû à la présence d'importantes lentilles sableuses dans ce sous-bassin. Les eaux stockées seraient alors libérées au fur et à mesure, alimentant d'une part le ruisseau, d'autre part l'évapotranspiration;
- bassin versant du Ruiné : le bassin du Ruiné, d'une superficie de 547 hectares, est situé dans le grand bassin de la Charente. L'occupation du sol est essentiellement rurale et les pratiques agricoles variées sont représentatives de celles du bassin de la Charente. Il est aussi à noter qu'une étude géologique du site, réalisée par le BRGM, a montré l'isolement hydraulique du bassin ;
- bassin de la Charente : le bassin de la Charente a une superficie de 10 000 km², néanmoins on s'intéresse à la partie amont jusqu'à la station d'Angoulême-Fleurac, qui a une superficie de drainage de 4 140 km². Il a une large dominante rurale, l'urbanisation et l'industrie y étant peu développées. Dans ce sous-bassin on rencontre le système karstique de La Rochefoucauld. Il produit par conséquent un transfert d'eau d'un bassin versant à l'autre ;
- bassin versant de la Save : la Save est un affluent en rive gauche de la Garonne. Son bassin versant a une superficie de 1 130 km². La rivière est alimentée en amont par le canal de réalimentation de la Neste et fournit beaucoup d'eau pour l'irrigation. Ainsi l'eau de la rivière Save est assez artificielle. On peut avoir une idée de la complexité du système, en observant les hydrogrammes enregistrés à Lombez et à Larra.

Les données utilisées dans ce travail ont été fournies par différents organismes. Les données climatologiques (pluie et température) ont été obtenues auprès de la Météorologie nationale, excepté pour le bassin du Ruiné où la pluie est mesurée par le Cemagref-Bordeaux. Les débits sont fournis par l'École Nationale Supérieure d'Agronomie de Toulouse (Poucharramet), la Grande Paroise SA (Auradé), le Cemagref-Bordeaux (Ruiné), la Compagnie d'Aménagement des Coteaux de Gascogne (Save) et l'Agence de l'Eau Adour-Garonne, extraits de la Banque Hydro du Ministère de l'Environnement (Charente).





ANALYSE DES RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

En ce qui concerne des modifications apportées au modèle Cequeau, nous rappelons qu'elles ont été faites pour répondre aux situations rencontrées dans les bassins étudiés :

- la présence de karstification ;

- l'hétérogénéité spatiale des paramètres liés au transfert dans le sol.

En effet, il a été observé que les comportements hydrodynamiques des parcelles du site expérimental de Poucharramet étaient différents, ceci étant dû à la présence de profils pédologiques très contrastés. Le sous-bassin 5 du site d'Auradé présente un débit spécifique inférieur au reste du bassin.

La solution préconisée, qui consiste à introduire dans Cequeau des paramètres de vidange variables d'un carreau entier à l'autre, améliore sensiblement les résultats de simulation.

En effet, on observe sur le site d'Auradé, une réduction des écoulements dans le sous-bassin 5 obtenue par une diminution de la valeur des coefficients de vidange. Ainsi, les excédents d'eau (emmagasinés dans les réservoirs fictifs) favorisent les pertes par évapotranspiration, ce qui paraît plus conforme à la réalité de terrain. Un effet similaire a été obtenu sur la Save, pour le sous-bassin compris entre les stations de Larra (aval) et de Lombez (amont).

Pour ce qui concerne l'équation de PHILIP, introduite pour faire, de façon effective, la part au niveau de la pluie entre la quantité d'eau qui sera disponible pour le ruissellement et la quantité d'eau qui participera à l'évapotranspiration et à l'infiltration, il est nécessaire de procéder à un nouveau calage des paramètres de transfert dans le sol (vidange et percolation). Il est clair que cette modification entraîne une réduction de l'alimentation du réservoir sol, en accord avec l'observation *in situ*.

On constate, sur les figures 3 et 4 relatives à Auradé et à la Charente, qui montrent les résultats obtenus avec et sans l'introduction de l'équation de PHILIP une nette amélioration au niveau des débits de pointe et sur la phase de décrue. On rappelle que la station d'Angoulême subit l'effet de l'influence d'un réseau karstique.

Les applications que nous venons de présenter nous amènent aux remarques suivantes :



Figure 3 : Hydrogrammes observés et calculés au sous-bassin 1 (BV Auradé).

— le temps de réponse d'un bassin versant est contrôlé, au niveau du modèle, par le temps de concentration ; variable qui conditionne le transfert d'un carreau partiel à l'autre. Or le pas de temps de calcul est fixé à 1 jour pour tous les bassins, afin d'être en accord avec les bases de données, ce qui ne permet pas de prendre en compte l'occurrence de phénomènes relativement rapides de l'ordre de l'heure ou de la minute, à l'échelle de petits bassins ou des parcelles, comme cela peut être observé à Poucharramet. Pour pallier cet inconvénient, le modélisateur est amené à ajuster les paramètres de percolation, ce qui revient à favoriser un emmagasinement plus important dans le réservoir nappe. En contrepartie, ceci se traduit par des valeurs des paramètres de vidange plus élevés dans les petits bassins ;



Figure 4 : Hydrogrammes observés et calculés à Angoulême (BV Charente).

— tous les bassins étudiés montrent une très forte sensibilité aux pertes par évapotranspiration. La maîtrise des paramètres correspondants est donc fortement liée à l'échelle de représentation spatiale, mais aussi à la parfaite connaissance de la couverture végétale et à son comportement au cours des saisons et même au cours de la journée. Ce qui suppose des bases de données complètes mais aussi des pas de temps de calculs adaptés ; — les hétérogénéités spatiales rencontrées dans les bassins ne peuvent être raisonnablement prises en compte dans le modèle que si le découpage spatial en carreaux entiers est suffisamment fin. On observe, par exemple au niveau de la Charente, qu'un nombre de carreaux entiers trop faible ne permet pas de représenter correctement le système karstique, (ceci est dû au fait que la fonction de production du modèle est résolue au niveau de chaque carreau entier). Ainsi, les débits simulés à Coulgens, dans la zone karstique, sont inférieurs aux débits observés alors qu'à Foulpogne, à la source, les résultats sont inversés.

C'est un truisme d'observer qu'un modèle conceptuel, même spatialisé comme Cequeau, donne de bons résultats sur des grands bassins à cause de l'effet d'intégration spatiale et temporelle et qu'*a contrario* il donne des résultats médiocres sur de petits bassins car il est incapable de prendre en compte l'effet local des hétérogénéités spatiales et des brusques variations temporelles sur les transfert hydriques. En d'autres termes, plus la superficie du bassin est petite plus le modèle doit être *raffiné* et les données nombreuses, et *vice versa*.

Les modifications apportées au modèle Cequeau, et notamment l'introduction de l'équation de PHILIP, montrent qu'une des voies pour l'amélioration des résultats des simulations réside dans une meilleure prise en compte de la physique des transferts, aussi bien au niveau de la zone saturée qu'au niveau de la zone non saturée, mais aussi au niveau de l'interface atmosphère-sol.

L

L'introduction de variables d'échelle est aussi une alternative intéressante à exploiter. En effet, ces facteurs d'échelle qui relient les caractéristiques d'un système à un autre et qui traduisent la connaissance que l'on a des paramètres physiques qui influent sur le cycle de l'eau, permettent aussi de limiter les temps de calcul. D'ailleurs, l'utilisation pratique des facteurs d'échelle dans les sciences des sols a été introduite par TILLOTSON et NIELSEN (1984). En hydrologie ils ont été utilisés dans l'étude de l'infiltration au niveau de bassins versant, voir pour cela SHARMA *et al.* (1980).

L'utilisation de facteurs d'échelle pour étudier le mouvement de l'eau dans le sol s'appuie sur la théorie de milieux semblables qui postule que la propriété hydraulique d'un sol est déterminée par la géométrie de l'espace des pores et par les propriétés physiques de l'eau. Ce qui veut dire qui cette théorie n'est applicable qu'aux écoulements dans les milieux poreux ayant une géométrie présentant de grandes similitudes.

On voit donc tout l'intérêt de nos bases de données obtenues dans des bassins versants de taille très contrastée et présentant des profils géologiques et pédologiques assez semblables. Dans ce cas une échelle de longueur caractéristique de l'espace des pores pour paramétrer l'écoulement de l'eau dans les sols, sans tenir compte de leur géométrie, pourrait être déduite, soit de la conductivité hydraulique du sol saturé comme le suggèrent Youngs et PRICE (1981), soit d'une analyse basée sur la théorie des fractales.

REMERCIEMENTS

Nous remercions le Conseil Régional Midi-Pyrénées pour son soutien financier et l'Institut National de Recherche Scientifique de l'Université du Québec (INRS-Eau) pour l'autorisation d'utiliser le modèle Cequeau.

BIBLIOGRAPHIE

- GIRARD G., MORIN G., CHARBONNEAU R., 1972. Modèle précipitation-débits à discrétisation spatiale. *Cahier Orstom, série hydrologie*, vol IX, n°4, 35-52.
- GUIRESSE A. M., 1989. Drainage en sols de Boulbènes : relation entre les caractéristiques morphologiques et les propriétés hydrodynamiques des sols. Thèse de doctorat de l'Institut National de Polytechnique de Toulouse, 177 p + annexes.
- MORIN G., FORTIN J.P., LARDEAU J.P., SOCHANSKA W., PAQUETTE S., 1981. Modèle Cequeau : manuel d'utilisation. INRS-Eau rapport scientifique n°. 93, 449 p.
- MORIN G., COUILLARD D., 1990. Predicting river temperature with a hydrological model. Encyclopedia of fluid mechanics, surface and groundwater flow phenomena, Gulf Pub. Co., Texas, 10, 171-209.
- MUSY A., SOUTTER M, 1991. Physique du sol, Collection Gérer l'Environnement. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne.
- PAEGELOW M., 1991. Système d'information géographique et gestion de l'environnement : application à l'étude des sols et de la pollution par les nitrates d'origine agricole en bassin versant expérimental. Thèse de doctorat, de l'Université de Toulouse le Mirail, Toulouse, 156 p + annexes.
- PHILLIP, J.P., 1969. Theory of infiltration, in Chow, V.T., (ed) Advances in Hydroscience. New York, Academic Press, v. 5, 215-296.
- SHARMA M.C., GANDER G.A., HUNT C.G., 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. J. Hydrol., 45, 101-122.
- TILLOTSON P.M., NIELSEN D.R., 1984. Scale factors in soil science. Soil Sci. Soc. Am. J., 48, 953-959.
- YOUNGS E.G., PRICE R.I., 1981. Scaling of infiltration behavior in dissimilar porous materials. *Water Resourc. Res.*, 17, 1065-1070.

DU MÈTRE CARRÉ AU BASSIN VERSANT : LA DIFFICULTÉ DU PASSAGE D'ÉCHELLE

C. PUECH¹

Résumé

L'utilisation de la télédétection satellitaire permet de caractériser les états de surface des régions sahéliennes avec une précision très intéressante, autorisée en partie par la faible couverture végétale de saison sèche. La détermination des caractéristiques hydrodynamiques des sols à partir du simulateur de pluie (et de son dérivé le *catalogue des états de surface types du Sahel* de CASENAVE et VALENTIN, 1989) peut laisser espérer l'obtention d'une méthode précise et reproductible pour l'estimation des conditions de ruissellement pour les bassins versants.

Des essais d'application d'une méthode liant télédétection et catalogue des états de surface sur plusieurs bassins du Sahel (Burkina et Sénégal) font apparaître des incompatibilités et limitations sévères.

L'hypothèse d'additivité des contributions élémentaires ne peut être systématiquement retenue. Cette hypothèse semble à la rigueur acceptable sur les zones cultivées, mais elle est totalement mise en défaut sur zones naturelles : dans ces sous-parties de bassins versants, le simulateur ne semble plus l'instrument adéquat pour caractériser les ruissellements. Dans ces zones, l'estimation cohérente d'un ruissellement doit faire appel à des mesures à une échelle spatiale différente (hydrologie de versants).

¹Laboratoire Commun de Télédétection Cemagref Engref - BP 5095 - 34033 Montpellier cedex 01.

Or, actuellement, les références quantifiées des ruissellements de versant (typologie et mesures) sont très insuffisantes pour qu'un outil vraiment opérationnel puisse être proposé.

INTRODUCTION

OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

Pour l'estimation des débits sur les petits bassins versants de la zone sahélienne et soudano-sahélienne, nous avons testé des méthodologies alternatives qui utilisent une caractérisation des bassins par télédétection satellitaire. À l'occasion de ces recherches les problèmes de passage d'échelle de l'objet élémentaire de description jusqu'au bassin versant se sont posés et nous présentons ici les réflexions que nous en avons retirées.

Nos travaux concernent les conditions de formation de crues sur bassins non jaugés. Les caractéristiques intéressantes du bassin sont alors les caractéristiques fixes telles que l'occupation du sol et les perméabilités, le relief et le réseau de drains définissant le réceptacle des eaux pour un climat donné.

Les indications de télédétection haute résolution semblent *a priori* utiles pour cette approche vu l'importance des états de surface pour les crues, et la facilité de détection sur images.

SITES D'APPLICATION

Pour la mise au point et le test de ces méthodes, trois sites d'études sont retenus, deux au Burkina Faso et un au Sénégal, ce qui correspond à 8 bassins dont les superficies vont de 10 à 170 km² (tableau 1). Le choix des sites, volontairement restreint vu la masse de données à traiter (terrain et images), est basé sur des critères de qualité des mesures hydrologiques, de représentativité des bassins, mais aussi de stabilité de l'occupation du sol entre mesures hydrologiques et images, jugée d'après le faible nombre d'années écoulées depuis les dernières mesures hydrologiques.

Zone d'étude	Bassins	s km²	Latitude Longitude	Pluie annuelle
Burkina Faso	Louré	98		
(Manga)	Bindé	10	11°40' N	900 mm
	Kazanga	55	01°03' W	
Burkina Faso	Dougou	170	11°40' N	
(Ndorola)	Kuo	59	04°50' W	1000 mm
	Dougbé	19		
Sénégal	Ndiba	16,2	13°46' N	800 mm
Thyssé Kaymor	Keur Samba	75,6	15°32' W	

Tableau 1 Sites d'études Sahel

Les données hydrologiques sont extraites des documents de KLEIN (1967) et Albergel (1987) pour Manga, LAMACHÈRE (1988) pour Ndorola, Albergel *et al.* (1991) pour Thyssé Kaymor.

Méthodologie : états de surface télédétection

On pense généralement que l'amélioration de l'estimation des ruissellements de la zone sahélienne viendra de la meilleure connaissance des aptitudes au ruissellement (Rodier *et al.*, 1984). L'une des façons de répondre à cette attente est de favoriser la connaissance des ruissellements élémentaires par simulation de pluies ; les outils de connaissance spatiale qui se développent à travers l'approche *télédétection* sont une autre réponse possible.

SIMULATION DE PLUIE ET CATALOGUE DES ÉTATS DE SURFACE

En particulier le ruissellement élémentaire est étudié en utilisant des *simulateurs de pluie* qui mesurent la réponse des sols à un protocole de pluies bien défini (ASSELINE et VALENTIN, 1978). Les résultats de ces simulations permettent d'associer à chaque type de surface pédologique de taille 1 mètre carré, une équation hydrodynamique reliant la pluie, l'état d'humidité du sol et la lame ruisselée.

L'analyse d'un grand nombre de mesures de simulation de pluie a permis la création d'un catalogue des états de surface du Sahel (CASENAVE et VALENTIN, 1989) qui permet une détermination rapide des états de surface et une estimation des équations hydrodynamiques à partir des seules caractéristiques de surface.

MÉTHODE DES ÉTATS DE SURFACE COUPLÉS À LA TÉLÉDÉTECTION POUR LE CALCUL DE DÉBITS

La télédétection satellitaire autorisant une cartographie détaillée des états de surface apparaît comme un moyen intéressant pour valoriser les résultats précédents : simulation de pluie et catalogue des états de surface élémentaires *ESE*.

Partant de l'hypothèse que toutes les conditions d'application de la méthode simulateur sont réunies au niveau bassin versant, on se posera la question suivante : la combinaison télédétection + catalogue des *ESE* est-elle capable de fournir des indications intéressantes sur les conditions d'écoulements des bassins, y compris sur les bassins non jaugés ?

La méthodologie complète, que nous avons voulu tester, peut alors s'exprimer par les étapes suivantes :

- choix initiaux : modèle hydrologique, images, objets, mesures de terrain ;

- traitement des images proprement dit : obtention des plans primaires, de type paysage ;

- passage aux objets hydrologiques : transformation des plans primaires en états de surface type ; définition d'une cartographie des potentialités du ruissellement ;
- globalisation des résultats, pour passer au bassin versant.

APPLICATION

L'application a déjà été décrite (LAMACHÈRE et PUECH, 1992) et nous n'en rappellerons que les grandes lignes.

La base de connaissance des états de surface est le catalogue des états de surfaces CASENAVE et VALENTIN (1989). Une méthodologie basée sur la classification supervisée d'images satellite haute résolution a été mise au point.

Les images utilisées sont des images haute résolution Spot et Landsat TM de saison sèche, périodes où les contrastes entre la végétation arborée et le reste du terrain sont maximaux.

Le traitement d'image a été opéré en deux temps :

- une série de classifications supervisées, pixel à pixel, définit les plans élémentaires *culture*, végétation arborée et type de sol, grâce à une première série de mesures de terrain de type transects. Les résultats de ces classifications d'images montrent des ensembles de bassins opposés sur tous les plans :
 - les bassins de Manga et du Sénégal sont couverts en majorité de cultures laissant 30 % à 40 % de l'espace aux zones naturelles ; au contraire à Ndorola où les cultures sont nettement minoritaires (moins de 20 %) et correspondent à des zones de bas-fonds ;
 - la proportion des densités arborées suit une répartition inverse. Les zones arborées sont peu représentées à Manga et Thyssé Kaymor, tandis qu'à Ndorola 80 % de la superficie a une couverture arborée de densité supérieure à 15 % ;
 - enfin pour les types de sols, les choses sont encore plus tranchées. Les sables dominent à Thyssé Kaymor, tandis qu'à Manga on observe une plus grande proportion de matériaux plus grossiers. Enfin à Ndorola les gros blocs affleurants sont majoritaires;
- le passage aux états de surface types se fait par l'utilisation de corrélations entre les trois plans *physiques* (sol S, végétation V, Culture/Nature C) et les *ESE*. Ces corrélations sont tirés de l'observation combinée des observations globales de type transect et d'observations plus fines appelées lignes (LAMACHÈRE et PUECH, 1992).

Ces associations conduisent, à l'issue de cette étape, à affecter à tout pixel un mélange d'états de surface élémentaires, et une relation hydrodynamique moyenne donnant la lame ruisselée. Le résultat est un fichier numérique donnant

pour chaque pixel de l'espace sa composition en *ESE*. Le tableau 2 indique la répartition moyenne équivalente des *ESE* sur chaque bassin, ce qui va servir pour l'évaluation des ruissellements globaux.

Bassins	C1	C2	C3	DEC	DES	ERO	GRO	VER	TER	Culture
Louré	3	27	22	12	14	-	15	7	-	56%
Bindé	4	39	20	5	15	-	9	7	-	63%
Kazanga	3	30	24	6	15	-	14	7	-	58%
Dougbé	-	3	2	2	22	2	62	6	-	7%
Dougou	1	5	4	3	36	2	39	10	-	12%
Kuo	1	5	4	3	29	2	45	8	-	12%
Ndiba	51	11	4	4	27	-	-	-	1	72%
K. Samba	46	10	4	4	32	-	-	-	1	64%

Tableau 2Histogrammes de répartition des ESE

Plusieurs validations ont été effectuées :

--- vérification de la stabilité *de la clé statistique* de transformation des plans primaires en plans états de surface ;

 mise en correspondance, le long des transects, des *ESE* observés (terrain) et calculés (issus de l'image classée).

L'ensemble de ces validations est globalement cohérent pour les classes les plus présentes (C1 à C3, DES, GRO, DEC, VER), et très médiocre pour celles faiblement représentées (ERO, ST2, ST3, TER). Les comparaisons d'effectifs avant et après classification fournissent une bonne conformité avec une légère tendance au lissage des valeurs.

PASSAGE D'ÉCHELLE : DU MÈTRE CARRÉ AU BASSIN VERSANT

ESTIMATION GLOBALE DU RUISSELLEMENT : RÉSULTATS BRUTS

Le modèle retenu (modèle *simulateur*) veut que l'eau ruisselant sur les parcelles parvienne immédiatement au chevelu hydrographique puis au collecteur général (RODIER, 1992). Dans ces conditions, il n'y a pas de déperdition de volume entre la parcelle et le bassin. La sommation de toutes les lames ruisselées élémentaires de chaque pixel, sur l'ensemble du bassin versant, donne alors la lame théorique globale à l'exutoire sans tenir compte des effets induits par le changement d'échelle.

$$LR = \sum_{i} (LR_{i}) = \sum (a_{i}.P + b_{i}.P.Ik + c_{i}.Ik + d_{i})$$
⁽¹⁾

de forme :

$$LR = A.P + B.P.Ik + C.Ik + D \tag{2}$$

 $\begin{array}{l} \text{où} \quad A = \sum_i (a_i \cdot n_i) / \Sigma(n_i) \ ; \\ B = \sum_i (b_i \cdot n_i) / \Sigma(n_i) \ ; \\ C = \sum_i (c_i \cdot n_i) / \Sigma(n_i) \ ; \\ D = \sum_i (d_i \cdot n_i) / \Sigma(n_i) \ ; \end{array}$

 n_i représente le nombre de pixels de catégorie i (tableau 3).

L'ensemble des bassins offre des coefficients de ruissellement bruts Kr10 assez forts, avec une très grande homogénéité par site d'étude. Selon la télédétection et le catalogue des états de surface, les écoulements les plus faibles sont obtenus pour les bassins de Thyssé Kaymor (cultures sur sable).

Résultats bruts des lames ruisselées globales (par utilisation du seul catalogue)

Tableau 3

Bassing	А	p	C	р	P10	۸ħ	LR10	kr10
Dassilis	A	Б	C	D	mm	AU	mm	brut
MANGA	,						, 	
Louré	0.482	0.002	0.036	-5.41	102	0.76	32.6	42.0 %
Bindé	0.451	0.0026	0.035	-5.14	102	0.87	39.1	44.0 %
Kazanga	0.442	0.0023	0.036	-5.50	102	0.79	37.5	46.5 %
NDOROLA								
Kuo	0.419	0.0012	0.011	-3.95	105	0.9	35.3	37%
Dougou	0.504	0.0011	0.009	-4.22	105	0.8	29.1	34.7 %
THYSSE								
Ndiba	0.261	0.003	0.025	-4.29	108	0.9	27.7	28.5 %
K. Samba	0.266	0.003	0.025	-4.51	108	0.8	24.3	28.1 %

P₁₀ pluies ponctuelle décennale,

Ab coefficient d'abattement,

 LR_{10} est la lame ruisselée décennale selon l'équation hydrodynamique, Kr_{10} coefficient de ruissellement décennal = $LR_{10}/(P_{10}*Ab)$.

Résultats nets, coefficients de calage

L'extrapolation des résultats élémentaires à une surface hétérogène plus grande, comme le bassin versant, pose de grands problèmes.

La méthode utilisée rectifie l'équation hydrodynamique, définie au prorata des surfaces, par un coefficient de calage provenant de la comparaison *in situ* des observations de débit avec les estimations. Ainsi, sur chaque bassin nous avons recensé tous les épisodes pluvieux pour lesquels la lame ruisselée était supérieure à 1 millimètre. Ont été relevés pour chacun d'eux les paramètres P, Ik (d'où l'on a déduit une valeur Lr calculée) et Lr observée. Enfin une régression simple entre les valeurs calculées et observées a donné le coefficient de calage (tableau 4).

X^e journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994

Pour les groupes de Manga et de Thyssé Kaymor les résultats sont *a priori* cohérents : l'ordre de grandeur entre les valeurs brutes et observées est respecté. Par contre, les bassins de la zone de Ndorola ont des coefficients de ruissellement observés excessivement faibles (3 %, 7 % et 15 %) devant les valeurs estimées (30 % à 40 %).

D'une part de tels coefficients de ruissellement (Kr=3 %) sont difficiles à obtenir à partir de valeurs élémentaires moyennes des états de surface, d'autre part, les coefficients de calage de ces bassins doivent être très faibles, bien inférieurs à 0,10 pour Dougbé et Dougou. La signification physique de tels coefficients est alors incertaine, car on est très éloigné de l'hypothèse d'additivité des ruissellements. Dès lors, la précision de ces coefficients est médiocre, et leur utilisation compromise.

Toutefois, les valeurs rectifiées par le coefficient de calage sont à l'évidence et à première vue, de *bons* résultats puisque les lames ruisselées décennales sont très proches des valeurs observées.

			Observé			Estimé ap	rès calage
Sites	Bassins	S km²	Lrobs (mm)	Krobs %	Coef calage	Lr net (mm)	Krnet %
	Louré	98	32	41	1,13	36,8	47
MANGA	Bindé	10	34,5	39	0,53	20,7	23
	Kazanga	55	28,5	, 35	0,64	24	30
	Dougbé	19	3,2	3			
NDOROLA	Kuo	68	15,8	17	0,3	10,5	11
	Dougou	158	6,4	7	0,07	2,1	2
THYSSE	Ndiba	16	19,8	20	0,47	19,1	20
KAYMOR	K. Samba	76	22,9	26	0,9	21,9	25

Tableau 4Résultats des estimations

DISCUSSION DES RÉSULTATS

Pour juger de la validité globale de la méthode trois niveaux d'erreurs potentielles sont à envisager concernant la cartographie par télédétection, l'utilisation du catalogue, et le passage au bassin versant.

QUALITÉ DE LA CARTOGRAPHIE DES LAMES RUISSELÉES

Il est difficile de faire ces validations dans la mesure ou aucune vérité terrain n'existe. Les validations ont été effectuées en utilisant à une partie des données de terrain, réservées au contrôle, par comparaison entre les lames ruisselées obtenues sur les images et celles venant des données de terrain. On donne à titre d'exemple cette comparaison sur le transect 16 de Thyssé Kaymor (figure 1), où l'on remarque une variation faible des lames estimées par télédétection et utilisation du catalogue (courbes), une variation à peine plus forte sur les données de terrain et catalogue (triangles), une variation beaucoup plus forte dans le cas où interviennent les données terrain avec les valeurs de ruissellement tirées des simulations de pluie *in situ* (croix).

Deux conclusions peuvent en être tirées :

- l'utilisation des images avec catalogue gomme une partie des fluctuations, et restitue faiblement les variations de lames ruisselées, mais globalement les valeurs obtenues sont proches des données de terrain quand on utilise le catalogue;
- l'utilisation du catalogue donne des valeurs beaucoup plus faibles et moins variables que celles définies par les simulations de pluies *in situ*.



Figure 1 :

Validation des classifications en lames ruisselées. Profils comparés des lames ruisselées obtenues à partir de : — observations de terrain et catalogue des états de surface ; — observations de terrain et simulation de pluie in situ ; — résultats de l'image classée et catalogue des états de surface.

QUALITÉ D'UTILISATION DU CATALOGUE

Nous avons eu accès sur certains bassins (Kuo, Bindé et Ndiba) à d'autres types de cartographie des états de surface : photos aériennes et mesures locales de simulation pluies. Par ailleurs, nos propres relevés de terrain ont été traduits d'une part en *ESE* du catalogue seulement, d'autre part en *ESE* du catalogue et en variantes issues des simulations de pluie locales.

La comparaison des résultats, tant au niveau local que spatial, révèle que les coefficients de calage dépendent de la méthode utilisée et qu'ils en gomment tous les défauts.

Au niveau global, les coefficients de calage obtenus sur les bassins de Bindé et Kazanga sont en effet respectivement de 1,39 et 1,10 par la simulation *in situ* (ALBERGEL, 1987) et de 0,64 et 0,53 par télédétection et catalogue, soit pratiquement du simple au double.

La comparaison des coefficients de l'équation hydrodynamique pour les *ESE* du catalogue seul (tableau 5) ou ceux du catalogue et des variantes associées (tableau 6) précise l'origine des disparités : les chiffres de lames ruisselées décennales élémentaires passent parfois du simple au triple entre modalités du catalogue et variantes associées ! Noter par exemple les écarts entre les modalités DES ou DES1 (30,1 mm), et DES3 (67,7 mm).

Bien entendu, ces différences se retrouvent tant sur les profils de lames ruisselées, que dans les résultats globaux. L'analyse du transect 16 de Thyssé Kaymor illustre ces points : les valeurs avec simulateur sont nettement plus fortes que les valeurs du catalogue, tandis que nos estimations images se rapprochent des valeurs du catalogue (figure 2).

Tableau 5 : Modalités du catalogue pour le bassin de Ndiba

Modalités	a	b	с	d	Lr10
cl	0,2	0,004	0,003	-3	26,2
c2	0,35	0,004	0,04	-3	42,9
des	0,3	0,003	0,01	-8	30,1
ero	0,95	0,001	0,09	-9	96,3
g	0,99	0,001	0,05	-6	102,8

Tableau 6 :

Modalités variantes pour Ndiba (à partir des simulations locales de pluie)

Modalités	а	b	c	d	Lr10
c1.1	0,1	0,003	-0,05	-1,13	14,4
c2.2	0,39	0,0028	-0,009	-6,35	40,6
des1	0,3	0,003	0,01	-8	30,1
des3	0,654	0,0016	0,032	-5,9	67,7
des4	0,48	0,0023	0,02	-7	49,1
grol	0,99	0,001	0,05	-6	102,7
gro2	0,87	0,004	0,2	-6,1	98,6
gro3	0,59	0,002	0,22	-7	64,4
erol	0,95	0,001	0,09	-9	96,3



Figure 2 : Thyssé Kaymor. Transect 16 Comparaison catalogue-Simulateur.

Une remarque est d'importance : nous avons comparé sur le bassin de Ndiba (Thyssé Kaymor), pour tous les événements pluvieux observés, les estimations de lames ruisselées brutes fournies par l'agrégation des lames par les *ESE* dans deux cas :

-- cartographie manuelle et simulation de pluie in situ (VALENTIN, 1990);

- résultats de télédétection avec les ESE du catalogue.

Les deux estimations, celles de VALENTIN et celle par télédétection s'ajustent pratiquement sur des droites quasiment affinées l'une de l'autre (figure 3). Il s'en-suit que les régressions entre les données hydrologiques et ces deux résultats sont de même qualité et que le coefficient de calage rattrape sans peine les écarts d'estimations. On peut alors s'interroger sur l'intérêt à chercher une équation brute parfaite ?

Un autre point intéressant à remarquer est qu'à partir des estimations du catalogue, les résultats obtenus pour Lr sont très proches, quel que soit le bassin. On observe en effet, que les bassins, soient très ruisselants ou peu ruisselants, des Kr calculés de l'ordre de 30 à 40 %. Or ceci peut se comprendre à l'examen de la figure 4 qui donne l'ensemble des courbes possibles des états de surface du catalogue. Dès qu'un bassin est assez grand et assez différencié, la lame ruisselée moyenne provient du foisonnement des valeurs possibles avec un résultat proche de la moyenne des possibles. Ainsi par cette méthode on exclut les extrêmes. La

généralisation de cette remarque est inquiétante puisque tout calcul brut indiquerait alors un ruissellement sensiblement identique quel que soit le bassin, ce qui restreindrait bien évidemment l'intérêt de la méthode.

En conclusion, il semble que les données de terrain et les données catalogue soient assez disparates, et qu'il soit délicat d'arriver à une estimation correcte, sur le terrain à l'aide du seul catalogue.



Figure 3 : Comparaison entre lames calculées et observées. Bassin de Ndiba (zone de Thyssé Kaymor).



Figure 4 : Les réponses élémentaires des états de surface. Estimations à Manga, avec un IK = 20.

QUALITÉ DU PASSAGE DU MÈTRE CARRÉ AU BASSIN VERSANT

De nombreux essais pour effectuer ce passage ont été tentés, et les premières conclusions semblent encourageantes. RODIER (1992), et ALBERGEL (1987) pensent que de la connaissance des états de surfaces élémentaires, on peut reconstituer l'écoulement du bassin versant. Des études sur quelques bassins versants à partir d'une cartographie manuelle montrent des coefficients de calage (ou des coefficients directeurs de la fonction de calage) modérés, souvent compris entre 0.5 et 1 (ALBERGEL 1987, Albergel, Casenave, Valentin 1985, Hasnaoui 1987, SMAOUI 1987).

Par ailleurs, des essais sur des changements d'échelle, modérés, entre le simulateur de pluie et le champ, ont donné des résultats intéressants. Ainsi pour COLLINET (1985), il n'y aurait pas de différence visible entre les ruissellements sur 1 mètre carré et 100 mètres carrés. GUILLOBEZ et ZOUGMORE (1991), sur cultures au Burkina Faso, trouvent de bons résultats par la simulation de pluie entre le mètre carré et une parcelle de 100 mètres carrés.

Mais MOLINIER et al. (1990), travaillant au Brésil, contredisent partiellement ces affirmations : entre le mètre carré et l'hectare, la lame ruisselée diminue avec la superficie. Ils obtiennent, en effet, un ruissellement sur sols nus qui diminue de 5 % chaque fois que la superficie double. Enfin, à l'échelle du versant, il n'est plus possible de considérer la surface élémentaire comme isolée de l'influence extérieure (LAMACHÈRE et ESTÈVE, 1993).

Les raisons physiques du coefficient de calage

Le passage du mètre carré au versant, puis au bassin, se fait avec dérive par rapport au modèle linéaire LR_i. Un versant ruisselle moins que l'ensemble de ses mètres carrés constitutifs par suite de biais entre mesure au simulateur et sous pluie naturelle, de zones propices à l'infiltration après quelques mètres de cheminement en surface, ou de concentration dans les chenaux (PLANCHON, 1990). Cette dérive est due à une série de processus physiques dont les plus notables sont l'influence de l'amont et l'interaction de cases voisines, la perméabilité en grand (processus de taille très supérieure à 1 mètre carré tels que flaques, dépressions, fissuration, végétations par touffes, arborescence...), l'effet de la pente, le devenir de la lame ruisselée dans les cases voisines ou lors de son parcours vers l'exutoire (pièges ou zones saturées...).

La plupart de ces processus tendent à diminuer le ruissellement et il est alors logique d'obtenir un coefficient CC inférieur à l'unité. Mais ces processus rompent, pour la plupart, le schéma d'additivité des ruissellements.

Si ce coefficient est proche de 1, ceci veut dire que l'additivité des ruissellements est acceptable et que les perturbations précédentes jouent peu. Inversement, un coefficient très faible est le signe de facteurs perturbateurs importants, qui vont à l'inverse des hypothèses d'introduction de ce coefficient. Un bon coefficient de calage aura alors une valeur légèrement inférieure à l'unité.

Détermination a priori du coefficient de calage ?

À l'issue de cette analyse il apparaît raisonnable de chercher à établir un coefficient de calage *a priori*. RODIER (1992) propose une détermination de CC basée sur la surface, la perméabilité du bassin (selon les paramètres globaux, classiques*) et les particularités du réseau. Dans ses estimations CC va de 0,2 à 1,2 selon les cas. Ces valeurs sont conformes à ce qui a été observé ici, bien que, pour Ndorola nous ayons vu la nécessité de coefficients encore plus bas.

Mais cette présentation est gênante à plus d'un titre :

- la cartographie des états de surface était censée résoudre le problème de la connaissance de la perméabilité : si, en sortie du modèle, on doit encore avoir recours aux indices classiques et forfaitaires de perméabilité globale, on n'a guère avancé ; l'un des intérêts de la détermination par les états de surface était justement de trouver une alternative à ces paramètres trop grossiers et subjectifs ;
- l'étude des variabilités des termes de l'estimation montre des plages de variation de 1 à 2 seulement pour Lrc (Lr calculé), et de 1 à 6 pour CC (coefficient de calage CC estimé). Les valeurs de Lr estimées arrivent alors à une variabilité de 1 à 10, mais à travers une lame ruisselée calculée trop stable et un coefficient de calage trop variable. Pour ce qui est des bassins non jaugés, la méthode proposée apparaît aberrante, puisque multipliant un terme peu variable, Lr, très long et cher à définir, par un coefficient forfaitaire, CC, à faible précision et à variabilité beaucoup trop grande ;
- l'observation de ruissellements très faibles, révélateurs de non additivité des ruissellements élémentaires et donc difficiles à inclure dans cette présentation ; étant donné les remarques précédentes, ces ruissellements faibles doivent être expliqués par des perméabilités en grand ou des pièges au ruissellement, donc des observations d'un autre niveau d'échelle.

On voit apparaître deux types de bassins :

— ceux où les coefficients de calage sont raisonnables (CC entre 0,5 et 1), ce qui est observé sur beaucoup de bassins : l'additivité des ruissellements entre le mètre carré et le bassin versant y apparaît acceptable. Le coefficient de calage a alors un sens. On peut même remarquer alors que le choix systématique d'un coefficient de calage moyen, de l'ordre de 0,75 à 0,80 donnerait une incertitude meilleure que celle des méthodes classiques;

* Paramètres P1 à P5, depuis très perméables, jusqu'à très peu perméables (Rodier Auvray, 1965), paramètres globaux et subjectifs que l'on cherche depuis longtemps à remplacer.

— les cas inverses (coefficient CC trop faible), pour lesquels cette additivité n'est plus assurée. C'est le cas des bassins de Ndorola, bassins atypiques, qui nous ont permis de nous poser beaucoup de questions sur la validité de la méthode.

La méthode n'apparaît éventuellement applicable que si le coefficient de calage est proche de l'unité (ce qu'on ne peut savoir sur bassins non jaugés !). Dans les cas inverses il faut trouver un autre moyen de description que les *ESE* pour arriver au bout du problème, en particulier à partir de considérations sur les perméabilités en grand et les pièges au ruissellement.

Pièges et zones saturées impliquent une non-linéarité par changement d'échelle

Il est manifeste que, pour certaines zones, les ruissellements observés sont grandement perturbés par des phénomènes d'une autre taille que le mètre carré.

Nombreux sont les exemples de zones qui ruissellent beaucoup moins que ce qui est prévu par l'addition des ruissellements élémentaires (avec de rares zones qui ruissellent plus) par suite d'effet locaux ou du devenir du ruissellement : ainsi la rencontre plus à l'aval de zones beaucoup plus perméables ou imperméables, ou encore zones qui ont un comportement global différent de celui des parties constituantes (cuirasses présentant un amalgame d'états de surface très ruisselants, malgré un ruissellement total négligeable ou brousses tigrées...). La détection des brousses tigrées, succession de cordons arbustifs et de cordons de sol nu, parallèlement à la pente, est révélateur : les états de surface indiquent grosso modo 50 % de zones ruisselantes, ce qui peut conduire à de fortes valeurs pour le ruissellement calculé, alors que les ruissellements globaux de ces zones sont nuls, les cordons arbustifs piégeant toute l'eau. Or, ce type de zone se détecte sans problème, par photo-interprétation d'image satellitaire.

Séparation en zones homogènes

Il existe donc, *a priori*, des zones qui ne satisfont pas l'hypothèse d'additivité des ruissellements élémentaires, et leur présence dans le bassin interdit l'application de la méthode par états de surface. Étant donnés les résultats obtenus sur les bassins de Ndorola, la recherche et la caractérisation de telles zones est un impératif pour l'obtention de résultats globalement corrects.

Sur les bassins de Ndorola la partie cultivée (bas-fonds, très plats) ne représente que 10 à 15 % de la superficie, le restant étant constitué de versants en pente douce et de collines très boisées, plus ou moins cuirassées. Il apparaît, en gros, que seuls les bas-fonds participent vraiment aux ruissellements, suite à une saturation importante, la production sur plateaux et collines ayant du mal à rejoindre le réseau de drains (Lamachère, Orstom 1992, Perez, Cirad 1993, communications orales).

Le non-ruissellement des plateaux peut être dû à de multiples raisons physiques : position (éloignement des chenaux constitués...) ou structure (influence de la végétation arborée, fortes fissurations...). Pour le calcul des crues ce type de zone doit alors être considéré comme d'influence négligeable.

Un nouveau calcul du ruissellement provenant de la seule zone de bas-fond (tableau 7) donne un rapprochement intéressant entre lames ruisselées observées et calculées.

r abicua /
Nouvelles estimations dans le cas où l'on ne tient compte
que de la partie bas-fond

Tahlean 7

Dessing	S	Lr	Lr obs	Lr obs. /	kr brut	kr
Dassills	km²	calculée	(mm)	Lr calc.	calc.	obs
Dougbé	19	9,4	3,2	0,34	9%	3%
Dougou	170	13,5	6,4	0,47	16%	8%
Kuo	59	13,4	15,8	1,2	14%	17%

Cette façon de séparer, sur le bassin d'étude, les zones qui produisent et celles qui ne produisent pas, s'apparente à une détermination *d'aires contributives* qui est une autre façon d'utiliser l'information spatiale interne aux bassins versants. De telles solutions sont préconisées par TAUER (1992), qui trouve dans la région de Kayes, au Mali, des bassins pour lesquels les ruissellements calculés sont trop forts.

Dans ces conditions, la méthode des états de surface ne pourra être utilisée qu'après avoir vérifié que toutes les zones ont un comportement global identique à celui des états de surface qui la composent. Dans le cas contraire, il devient inutile pour le calcul des ruissellements de caractériser les états de surface élémentaires sur les zones où le ruissellement global ne peut être lié linéairement à celui de ses éléments.

Ainsi apparaît nettement la nécessité de caractériser sur l'image, chaque type de zone avec son niveau d'échelle approprié.

CONCLUSION

Pour la détermination cartographique des potentialités du ruissellement à partir d'images de télédétection satellitaire les interrogations initiales concernaient :

- un aspect géométrique : comment décrire géométriquement le bassin, à l'aide de quels outils pour que ce soit non fastidieux, reproductible et fiable ? À quel niveau d'échelle se référer ?
- un aspect descriptif : recherche des divers paramètres qui définissent le bassin versant. Les paramètres qui représentent le comportement de l'objet en petit sont-ils bien représentatifs et pertinents pour définir le comportement en grand ?

Des essais ont été effectués dans 3 groupes de bassins du Burkina Faso (groupes de Manga et Ndorola) et du Sénégal (groupe de Thyssé Kaymor). Les résultats de la cartographie apparaissent cohérents.

Toutefois l'utilisation de ces informations pour caractériser les crues nous a permis de poser les problèmes de validité globale de la méthodologie d'utilisation des états de surface à l'échelle du bassin versant. En effet le calcul des lames ruisselées globales sur le bassin versant a conduit à des résultats très disparates d'un ordre de grandeur acceptable pour les zones de cultures et trop fort pour les autres. Ceci implique une série de conclusions :

- la première conclusion concerne la possibilité d'accepter l'hypothèse d'additivité des contributions. Cette additivité n'apparaît acceptable que pour certaines zones et est totalement irrecevable pour d'autres. Il apparaît qu'à chaque zone il serait utile de définir un coefficient d'additivité, assimilable au coefficient global de calage que RODER (1992) préconise. Les zones additives sont celles où le coefficient de calage est proche de 1 (de l'ordre de 0,8 à 1, avec une valeur fonction décroissante de la surface). Les zones non additives sont celles où le dit coefficient a une valeur bien inférieure à 0,8. Sous toutes réserves, il semble que l'additivité soit acceptable pour les zones de cultures et ne le soit pas pour toutes les zones de nature, en particulier celles couvertes de végétation assez dense ;
- la conséquence de cet état de fait est qu'un coefficient de calage (ou d'additivité) doit être évalué, ce qui peut se faire à un niveau global du bassin ou à un niveau partiel par zones élémentaires. Les valeurs numériques obtenues pour les divers éléments de l'estimation révèlent que l'on aboutit à une *rupture de la chaîne de précision* dans l'estimation. En effet, à un niveau global la lame ruisselée calculée apparaît comme le produit d'un terme Lrc peu variable, cher et délicat à calculer (traitement d'images de télédétection, observations de terrain) par un coefficient de calage, terme forfaitaire à forte variabilité. Au niveau local, le même problème se pose avec, en plus, l'incertitude sur la définition des zones homogènes, de leurs limites et des coefficients particuliers à leur appliquer;
- rester sur des précisions fortes pour une partie seulement de la chaîne d'estimation apparaît irréaliste, ce qui compromet sérieusement la méthode d'utilisation des états de surface au niveau bassin versant pour de nombreux bassins. On en déduit alors une nécessité de retour sur des notions plus simples et une caractérisation de l'espace avec d'autres types de caractérisation plus globaux.

Au vu des résultats du paragraphe précédent, il semble que l'on puisse affirmer que le problème essentiel pour la connaissance des débits n'est pas l'estimation locale des états de surface élémentaires, mais le passage du local au global.

Le test de la méthodologie a révélé que le point fondamental pour la précision et la pertinence de la démarche concernait le passage d'échelle du mètre carré au bassin versant à travers une interrogation sur l'aspect fonctionnel : les modèles de propagation en grand sont-ils de même nature, avec les mêmes équations et les mêmes paramètres que ceux mis en évidence en petit à l'échelle de la parcelle ou du versant ?

Parallèlement il semble que les grandes zones aient un degré de signification vis-à-vis du ruissellement très important, certainement plus important que celui des états de surface élémentaires.

Nécessité de plusieurs échelles

Ces essais montrent la difficulté de ne travailler qu'avec un seul type d'échelle de détection et de processus, l'additivité des ruissellements entre états de surface et bassin versant n'étant pas acceptable systématiquement.

Ainsi la caractérisation de l'écoulement de zones particulières ne peut être définie par les seuls états de surface. On rejoint ici une caractérisation de l'écoulement global sur des zones de taille intermédiaire entre la parcelle élémentaire et le bassin, ce qui est appelé couramment *hydrologie de versant*. Peu de références existent sur les productions de telles unités au Sahel, sauf peut-être sur de grandes parcelles de cultures. D'où l'utilité du développement de campagnes de mesures sur versants. Actuellement un certain nombre d'expérimentations de terrain vont dans ce sens, car l'arrivée des outils de description spatiale demandent ces références intermédiaires pour caractériser complètement l'ensemble des échelles au niveau des processus.

La rançon de l'approche spatiale est que, cette nouvelle approche se préoccupant de sous-parties des bassins versants (vus désormais dans leurs particularités) doit, pour être utilisée et valorisée, être accompagnée de mesures de terrain à l'échelle de ces sous-bassins : les techniques de télédétection donnent une nouvelle vision du terrain, qui doit, pour être pleinement valorisée, être accompagnée de nouvelles mesures au sol sur des zones de tailles identiques à celles des objets observés.
BIBLIOGRAPHIE

- ALBERGEL J., 1987. Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso ; du mètre carré au kilomètre carré. Étude des paramètres hydrologiques et de leur évolution. Orstom. Études et thèses. 341p.
- ALBERGEL J., BERNARD A., DACOSTA H., DUBÉE G., PÉPIN Y., SAOS J.L, 1991. Projet pilote Siné Saloum. Bas-fonds de Thyssé Kaymor. Rapport de synthèse : hydrologie-hydrogéologie / Programme CEE DG XII. 33p.

ř

- Asseline J., VALENTIN C., 1978. Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. in *Cahier Orstom, série hydrologie*. vol XV; N°4: 321-350.
- CASENAVE A., VALENTIN C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. Éditions de l'Orstom, collection didactiques. Paris. 226 p.
- COLLINET J., 1985. Hydrodynamique superficielle de quelques types de sols du Sahel africain. Comparaison des données fournies par 2 dimensions de parcelles de simulation de pluie. in journées hydrologiques de l'Orstom. Montpellier 1985.
- GUILLOBEZ S., ZOUGMORE R., 1991. Étude du ruissellement et de ses principaux paramètres à la parcelle (Saria). in Séminaire international Gestion agroclimatique des précipitations, Bamako 12.1991.
- KLEIN J.C., 1967. Étude hydrologique des bassins versants représentatifs dans le sud-est de la Haute-Volta. Région de Manga. rapport définitif 1963-65. Orstom.
- LAMACHÈRE J.M., 1988. Étude hydrologique des plaines de Niena Dionkelé et Foulasso Lelasso. Tome 8. Orstom Ouagadougou. 172-387
- LAMACHÈRE J.M., ESTÈVE M., 1993. Caractérisation du milieu et modélisation hydrologique. Projet FAO-CIEH-Orstom-Cemagref.
- LAMACHÈRE J.M, PUECH C., 1992. Télédétection et régionalisation de l'aptitude au ruissellement et à l'infiltration des sols en Afrique sahélienne et nord soudanienne. Journées hydrologiques Orstom.

- MOLINIER M., LEPRUN J.C, AUDRY P., 1990. Effet d'échelle observé sur le ruissellement dans le Nordeste brésilien. in Seminfor 4, 4èmes journées séminaire informatique de l'Orstom. Brest. 95-104.
- PLANCHON O., 1990. Transfert d'échelle et étude des écoulements de surface sur une pente. in Seminfor 4, 4èmes journées séminaire informatique de l'Orstom. Brest. p 95-104
- PUECH C., 1993. Détermination des états de surface par télédétection pour caractériser les écoulements des petits bassins versants. Application à des bassins versants en zone méditerranéenne et en zone tropicale sèche. Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 217p.
- RODIER J., 1992. Du simulateur de pluie aux bassins représentatifs sahéliens. Éditions Orstom, 76p.
- SMAOUI, 1987. Étude hydrologique de 2 bassins versants du nord Togo. Estimation de la crue décennale par la méthode de simulation de pluie. Orstom. Lomé.
- TAUER W., 1992. Remote sensing and geographical information systems for determining potential runoff irrigation sites in the Sahel zone. Institut für Wasserbau und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe, Karlsruhe. 120 p.
- VALENTIN C., 1990. Les états de surface des bassins de Thyssé Kaymor (Sénégal). Programme CEE-Cirad TS2A 0017 F CD, 10p.

ESTIMATION DE L'HUMIDITÉ DU SOL PAR RADIOMÉTRIE MICRO-ONDE ; APPLICATION À L'ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION

A. CHANZY¹, T. SCHMUGGE², C. FOREST³

Résumé

L'humidité de surface du sol, qui peut être accessible par radiométrie microonde, est une variable utile pour estimer l'ETR en zone semi-aride. Dans ce travail, nous analysons deux aspects qui conduisent à l'estimation de l'ETR qui sont d'une part, l'estimation de la teneur en eau de surface par radiométrie microonde et d'autre part, l'étude de la relation entre le rapport ETR/ETP et l'humidité de surface. Cette étude est basée sur des résultats acquis dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel. On montre qu'en utilisant un radiomètre à basse fréquence (1,4 GHz), il est possible d'obtenir des cartes d'humidité de surface très précises en négligeant l'effet de la végétation sur les mesures radiométriques. Par contre, celle-ci doit être prise en compte à 5,05 GHz. On montre, que l'inversion d'un modèle simple d'émission micro-onde permet d'accéder à des estimations satisfaisantes de l'humidité. Enfin, l'humidité de surface apparaît comme un bon descripteur des variations à court terme de l'ETR.

¹Inra, Unité de Science du sol, BP 91, 84143 Montfavet cedex, France.

²Usda, Hydrology Laboratory, Beltsville, MD 20705,USA.

³Cartel, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, J1K2R1, Canada.

INTRODUCTION

La télédétection est fréquemment considérée comme un outil important de spatialisation pour l'estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR). Parmi les paramètres de surface accessibles par télédétection, l'humidité de surface du sol (θ_s) , que nous pouvons déduire d'observations effectuées dans le domaine spectral des micro-ondes (JACKSON et SCHMUGGE, 1989), est un paramètre particulièrement intéressant. Dans le cas des sols nus, la réduction de l'évaporation par rapport à la demande climatique peut être reliée à θ_s (CAMILLO et GURNEY, 1986, MAHFOUF et NOILHAN, 1991, CHANZY et BRUCKLER, 1993). Une telle démarche peut être étendue au cas des couverts partiels tels que ceux rencontrés dans les zones arides et semi arides (CHANZY et KUSTAS, 1994).

į

ţ

L'objectif de cet article est d'analyser les différentes étapes qui conduisent à l'estimation de l'ETR en région aride où le recouvrement du sol par la végétation est partiel. Dans un premier temps nous nous intéresserons à l'estimation de θ_{a} par radiométrie micro-onde. Nous nous limiterons aux basses fréquences en considérant les fréquences de 1,4 et 5,05 GHz, À 1,4 GHz, la végétation a peu d'influence sur la mesure radiométrique dont les variations sont principalement reliées à celles de θ_{1} . Nous pouvons donc accéder de manière directe et précise à l'estimation de la teneur en eau du sol. À 5,05 GHz l'influence de la végétation sur l'émission micro-onde devient non négligeable (WIGNERON et al. 1993). Cette fréquence reste néanmoins importante. En effet, du fait des problèmes de dimension des antennes et de résolution spatiale au sol, les radiomètres microonde embarqués sur des satellites n'ont pas de fréquences inférieures à 5 GHz. Par exemple, la plus basse fréquence du futur radiomètre micro-onde européens MIMR sera de 6 GHz. Un effort particulier sera donc consacré aux estimations de θ_{1} à partir des mesures effectuées à 5,05 GHz. Dans un second temps, nous analyserons les relations entre le rapport ETR/ETP établis à l'échelle de temps journalière et θ_{-} .

Les analyses sont réalisées sur les résultats de l'expérience Hapex-Sahel pendant laquelle des mesures de radiométrie micro-onde et d'ETR ont été faites simultanément. Concernant la radiométrie micro-onde, l'expérience présente l'originalité de rassembler deux radiomètres micro-onde aéroportés couvrant, une large gamme de fréquences allant de 1,4 GHz à 90 GHz.

MODÉLISATION SIMPLIFIÉE DE LA MESURE MICRO-ONDE

L'énergie du rayonnement électromagnétique micro-onde émise par une surface, peut être représentée par sa température de brillance (T_B) qui correspond à la température d'un corps noir émettant la même énergie.

508

Dans le domaine spectral des micro-ondes, nous pouvons appliquer l'approximation de Rayleigh-Jeans donnant la relation suivante :

$$T_{B} = \varepsilon T_{s} \tag{1}$$

où ε est l'émissivité de la surface émettrice et T_s sa température. L'émissivité d'un couvert végétal partiel peut être grossièrement décrite comme une fonction de θ_s , de la rugosité de surface et de la végétation qui intervient par son contenu en eau et sa structure. Dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel, la surface du sol peut être considérée comme lisse. L'estimation de θ_s à partir de T_B nécessite donc la prise en compte de l'effet de la végétation sur la mesure radiométrique. Pour cela nous utiliserons dans ce travail un modèle dérivé de la théorie du transfert radiatif. En supposant que :

- la contribution atmosphérique sur la température de brillance est négligeable;
- la végétation se présente comme un milieu homogène et uniquement absorbant;
- les diffusions multiples sont négligeables ;
- les températures de la végétation et du sol sont égales l'équation du transfert radiatif conduit à une forme analytique simple :

$$T_{B} = (1 - \Gamma p \ Y^{2}) \cdot T_{v} \tag{2}$$

avec :

$$\gamma^2 = \exp\left(\frac{-2t/\cos(1)}{2}\right) \tag{3}$$

où Γ_{p} est la réflectivité de sol pour la polarisation p (Horizontale H ou Verticale V), Γ est la transmittivité de la végétation, T_{p} est la température de la végétation, I l'angle d'incidence et τ l'épaisseur optique. Celle-ci peut s'exprimer par la relation empirique suivante :

$$\tau = b W_{a} \tag{4}$$

où W_c est la teneur en eau massique du couvert exprimée en Kg/m² et *b* est un paramètre d'ajustement qui permet de prendre en compte l'effet de structure du couvert (JACKSON et SCHMUGGE, 1991). Sur des couverts partiels de sorgho, CHANZY *et al.* (1994) obtiennent des valeurs de *b* d'environ 0, 15 et 0,4 m²/kg pour les fréquences de 1,4 et 5,05 GHz respectivement. Avec ces valeurs du paramètre *b*, nous avons représenté, sur les figures 1a-b, les relations T_B en fonction de θ_s pour différentes valeurs de W_c . Ces figures montrent bien qu'à 1.4 GHz la végétation n'a que peu d'influence sur T_B , tandis qu'à 5,05 GHz, la végétation doit être prise en compte pour avoir une estimation non biaisée de θ_c .



Figure 1: T_{g} en fonction de θ_{f} . T_{g} est estimé par les équations (3) à (4) en polarisation H. a) 1,4 GHz et 24°, b) 5,05 GHz et 45°.

Description des données expérimentales

Les mesures radiométriques ont été réalisées par les radiomètres Portos et PBMR, respectivement installés sur l'Arat (Avion pour la Recherche Atmosphérique et de Télédétection) et le C130 de la Nasa. Parmi les vols effectués par ces avions, 7 vols avec Portos (jours 236, 237, 239, 245, 246, 256, 261) et 5 avec le PBMR (238, 239; 246; 248 et 256) étaient plus particulièrement destinés aux analyses sur les données de radiométrie micro-onde avec des vols à basse altitude (300 à 1 000 m) pour limiter la résolution au sol. Portos est un radiomètre multifréquences (5,05, 10,65, 23,8, 36,5 et 90 GHz) et bipolarisation (H et V). Une interface mécanique permet de faire des mesures selon des angles d'incidence pouvant varier de 0 à 50°. Dans cette étude nous focaliserons sur les basses fréquences du radiomètre soit à 5,05 et à 10,65 GHz. Le PBMR est un radiomètre monofréquence fonctionnant à 1,4 GHz en polarisation H. Il est composé de 4 canaux visant à $\pm 8^\circ$ et $\pm 24^\circ$, assurant ainsi une couverture spatiale plus large le long de la trace de l'avion.

510

Les mesures analysées dans ce travail ont été acquises au niveau des deux super sites centraux est et ouest. Leurs couvertures étaient réalisées par plusieurs axes de vol parallèles selon une direction est ouest. Ainsi la zone cartographiée couvrait approximativement une surface de 30 x 5 km. Les caractéristiques des instruments lors des différents vols sont données dans le tableau 1. Nous remarquerons dans celui-ci que les mesures à 10,65 GHz et celles en polarisation V à 5,05 GHz sont limitées au début de la période de mesure. Nous noterons également que pour les jours 239, 246 et 256 ; des mesures ont été acquises simultanément par les deux radiomètres.

Sur le C130, des mesures de température de surface ont été réalisées par plusieurs capteurs (TIMS, NS001 et un radiothermomètre PRT5). Nous utilisons dans notre étude les données acquises par le PRT5 qui sont actuellement disponibles. Des mesures d'humidité de surface ont été réalisées au sol pendant les mesures radiométriques. Quatre sites, comprenant deux parcelles de mil et deux jachères, ont été suivis. L'humidité a été échantillonnée sur des zones de 300 m par 300 en effectuant 15 profils d'humidité par site (0-0,5, 0,5-1, 1-2, 2-5, 5-10, 10-15 cm).

Jour	Canaux		
	radiométriques	Angle d'incidence	Observations
	disponibles	ෆ	
Portos : jour 236	5,05 GHz H et V ;	45	
	10,65 GHz H et V		
Portos : jour 237	5,05 GHz H et V	45	
Portos : jour 239	5,05 GHz H et V ;	45	
	10,65 GHz H et V		
Portos : jour 245	5,05 GHz H	10 et 50	5 axes de vols répétés
:			à 10 et 50 °
Portos : jour 246	5,05 GHz H	45	
Portos : jour 256	5,05 GHz H	20, 40, 45, et 50	mesures faites selon 1
			seul axe
Portos : jour 261	5,05 GHz H	45	
PBMR (238, 239;	1,4 GHz	8 et 24	
246, 248 ; 256)			

Tableau 1 Mesures radiométriques disponibles

Estimation de l'humidité par radiométrie micro-onde

Pour prendre en compte les variations de la profondeur de pénétration du rayonnement micro-onde en fonction de la fréquence, nous relions T_B à l'humidité volumique moyenne des deux premiers centimètres ($\theta_{0.2}$) à 1,4 GHz et à celle des cinq premiers millimètres ($\theta_{0.5}$) à 5,05 GHz (LAGUERRE *et al.* 1994).

Résultats obtenus à 1,4 GHz

Nous avons représenté sur les figures 2a-b, la relation entre T_B et $\theta_{0.2}$ établie sur les 4 sites de mesure au sol et pour les 5 journées de mesure. Ces figures montrent une relation linéaire satisfaisante sans que l'effet de la végétation soit significatif. En effet, les différents sites ne se distinguent pas au niveau du nuage de points (figure 2a) et nous n'observons pas d'évolution marquée de la relation Tb- $\theta_{0.2}$ au cours du temps (figure 2b). La droite de régression a pour équation : $\theta_{0.2} = 0.762 - 0.00255 \times T_B$ (5)

avec un coefficient de corrélation r² de 0,81 et un écart type résiduel de 0,019 m³/m³. Nous pouvons maintenant cartographier l'humidité en utilisant l'équation (5) (figure 3). La cartographie de l'humidité fait bien ressortir des unités géomorphologiques tels que le plateau recouvert de brousse tigrée ou la jupe sableuse. Celle-ci s'identifie par une humidité plus faible liée à un ressuyage rapide. Ceci est confirmé par les mesures de terrain. Celles-ci montrent que la jupe sableuse est toujours la parcelle la plus sèche. Ces résultats confirment la qualité des observations acquises par le PBMR qui permettent de différencier de manière cohérente les variations d'humidité sur la zone d'étude. Pour le traitement des données Portos, nous utiliserons comme référence les estimations d'humidité du sol obtenues avec l'équation 5 et les mesures du PBMR.

Résultats obtenus à 5,05 GHz

Une relation directe entre les mesures de T_B et $\theta_{0.5}$ a été établie de manière analogue à celle représentée sur la figure 2. À 5,05 GHz et en polarisation H, nous obtenons un nuage de points très dispersés. L'effet de la croissance de la végétation pendant la période de mesure se manifeste par une augmentation générale de T_B au cours du temps à humidité du sol comparable. Le calcul de la droite de régression donne l'équation :

$$\theta_{0.5reg} = 0.615 - 0.00212 \times T_B \tag{6}$$

avec un coefficient de corrélation r^2 de 0,49. Ces résultats relativement médiocres montrent l'intérêt d'inverser un modèle d'émission micro-onde qui prend explicitement en compte la végétation. Pour mettre en œuvre cette inversion, nous avons utilisé le modèle simple décrit par les équations 2 à 4. L'estimation de l'humidité est possible par inversion du modèle si nous connaissons b, W_aT_a et T_B. Ces deux dernières grandeurs sont cartographiées par le PRT5

512



Figure 2 : Relation entre T_g et q_s établie à 1,4 GHz. a) influence du site, b)influence de la date de mesure.





Cartographie de l'humidité de surface le jour 239 obtenue sur des pixels de 200 m de côté à partir des mesures du PBMR. (BT = brousse Tigrée, JS = Jupe Sableuse, J = jachère).

installé sur le C130 et Portos. La détermination et la cartographie de b et W_o est beaucoup plus délicate. En effet les mesures au sol sur la caractérisation du contenu en eau de la végétation sont très peu nombreuses et souvent limitées à quelques espèces végétales. Pour cartographier les paramètres de végétation, nous nous sommes appuyés sur une expérience effectuée à Avignon en milieu contrôlé sur des couverts partiels de sorgho (HABOUDANE *et al.* 1994). En début de campagne, soient les jours 236, 237 et 239, W_o a été calculé en utilisant l'écart entre les T_B mesurés en polarisation V et H (Δ T_{Bpol}) à 5,05 GHz. Pour les jours 245 et 256 nous avons utilisé les variations angulaires de T_B en polarisation H (Δ T_{Bore}). Les relations utilisées sont les suivantes :

Estimations basées sur
$$\Delta T_{Bpol.}$$

 $PDVm = (\Delta T_{Bpol}) * T_{BV}^{1.2}$ (7)
 $W_c = 1,5458 * exp(-0.000109 * PDVm)$ (8)

(9)

Estimations basées sur (ΔT_{Bang}) : $10-50^{\circ} \longrightarrow W_{c} = 1,043 - 0,0486 \Delta T_{Bang} + 0,000576 * \Delta T_{Bang}^{2}$ $20-40^{\circ} \longrightarrow W_{c} = 1,5458 - 0,0637 \Delta T_{Bang} + 0,0009 * \Delta T_{Bang}^{2}$

 $20-40^{\circ} \longrightarrow W_c = 1,5458 - 0,0637 \Delta T_{Bang} + 0,0009 * \Delta T_{Bang}^2$ (10) Pour étudier la cohérence entre ces relations, nous avons représenté sur la figure 4 l'évolution de W_c pour quelques parcelles correspondant à des type de recouvrement végétal différents (surface cultivée, brousse tigrée, jachère). Les résultats reproduisent bien une croissance de la végétation au cours du temps qui serait conforme à son évolution au cours de la saison des pluies. Toutefois, les valeurs obtenues à partir des variations angulaires de T_B induit une surestimation de W_c en comparaison avec les quelques mesures faites au sol. Par contre, l'ordre de grandeur des estimations de W_c au début de la période de mesure (jour 236, 237 et 239) est tout à fait conforme aux mesures de terrain. Nous noterons que pour le jour le plus sec (237), nous avons une augmentation sur toutes les parcelles de l'estimation de W_c.



Figure 4 : Évolution du contenu en eau de la végétation estimé à partir des mesures Portos à 5,05 GHz, par les équations 7 à 10.

514

Ceci montre la difficulté d'établir un indice de végétation à partir des données de radiométrie micro-onde, insensible aux variations de l'humidité du sol. Dans la suite, nous utiliserons les cartes des jours 239, 245 et 256 pour effectuer les comparaisons entre les humidités estimées par les deux radiomètres. En ce qui concerne le paramètre de végétation b (Eq 4) ; nous prenons la valeur de $0,4 \text{ m}^2/\text{Kg}$ qui est une valeur médiane parmi celles trouvées par JACKSON et SCHMUGGE (1991) sur un grand nombre de jeux de données. De plus, cette valeur semble s'appliquer de manière satisfaisante aux couverts partiels étudiés sur le site d'Avignon (HABOUDANE *et al.*, 1994).

Pour les jours 239 et 246 ; nous avons établi une grille couvrant la zone d'étude présentant des cellules carrées de 500 m de coté. Pour chaque cellule, nous calculons les moyennes des valeurs mesurées de T_B , de W_c et de T_s dont la localisation du centre de la surface de mesure se situe dans la cellule de grille. Nous inversons ensuite le modèle d'émission donné par les équations 2 à 4 pour estimer au niveau de chacune des cellules de grille $\theta_{0.5}$. Pour le jour 256, nous avons suivi une démarche analogue en reconstituant les valeurs de T_B , de W_c et de T_s tous les 200 m le long du seul axe de mesure commun aux deux instruments.

Les résultats sont représentés sur les figures 5 à 7. Sur la figure 5, les nuages de points reliant les estimations de l'humidité de surface acquises à partir des deux radiomètres s'individualisent nettement en fonction des journées. De plus, au sein de chaque journée, les variations spatiales d'humidité du sol estimées par la relation 6 ; sont sous-estimées. Par contre, lorsque nous inversons le modèle d'émission (figure 6, équations 2 à 4), nous obtenons une meilleure continuité dans les nuages de points traduisant une meilleure prise en compte de l'influence croissante de la végétation au cours de la saison des pluies. Nous notons néanmoins que les estimations d'humidité du sol acquises par inversion des données radiométriques à 5.05 GHz sont en général inférieures aux valeurs de référence (humidité PBMR). Ceci pourrait s'expliquer en partie par une profondeur de pénétration plus importante à 1,4 GHz mais aussi par la non prise en compte de la rugosité du sol, une mauvaise description de la végétation (b, W) et/ou une mauvaise estimation de la relation, entre constante diélectrique et humidité du sol. Les résultats obtenus à 5,05 GHz par inversion d'un modèle d'émission micro-onde simple restent toutefois encourageants, d'autant plus qu'aucun calage sur les données expérimentales n'a été fait au cours de cette démarche. Son intérêt est confirmé par les résultats obtenus le jour 256 (figure 7).



Figure 5 :

Comparaison des estimations de l'humidité de surface à partir des radiomètres Portos et PBMR. Les humidités sont estimées dans les deux cas par régression linéaire.



Figure 6 :

Comparaison des estimations de l'humidité de surface à partir des radiomètres Portos et PBMR. Les humidités estimées avec Portos sont calculées en inversant le modèle d'émission micro-onde (Éq. 2 à 4).



Figure 7 :

Comparaison des profils d'humidité de surface obtenues le jour 256 à partir des radiomètres Portos et PBMR. L'humidité estimée par le PBMR est donnée en trait gras, celle obtenue par inversion du modèle d'émission avec les données Portos est donnée en trait continu fin et celle obtenue pas régression linéaire (Éq. 6) est donnée par le trait discontinu. Le triangle correspond aux mesures au sol.

ESTIMATION DE L'ETR

Dans cette analyse les flux sont intégrés sur la journée, tandis que $\theta_{0,2}$ est mesurée quotidiennement en milieu de journée. Les mesures représentées sur la figure 8 ont été acquises sur une jachère à Guiera partiellement dégradée. Nous constatons que l'humidité du est sol un bon descripteur du rapport ETR/ETP, celui-ci varie sur une gamme comprise entre 0,9 et 0,6. Les valeurs du rapport ETR/ETP obtenues en condition de sol sec sont plus élevées que celles acquises sur sol nu pour des humidité du sol similaires (0, 1 environ, CHANZY et BRUCKLER, 1993). Ceci est dû à la contribution de la végétation à l'ETR par le biais de la transpiration. Les observations portées sur la figure 8 ont été recueillies sur des périodes de temps relativement courtes (< 20 jours) et ceci au cours de la saison humide. Dans ces conditions expérimentales, la transpiration aurait suivi la demande climatique, tandis que l'évaporation directe du sol aurait été très sensible au dessèchement rapide du sol. Nous pouvons imaginer qu'en cas de stress hydrique, la transpiration des plantes pourrait devenir limitante ce qui conduirait à une baisse du rapport ETR/ETP pour de faibles humidités. La cinétique d'apparition d'un stress hydrique de la végétation est cependant beaucoup plus lente que celle de la limitation de l'évaporation liée au dessèchement de la surface.



Figure 8 :

Relation obtenue expérimentalement entre le rapport journalier ETR/ETP et l'humidité de surface observée en milieu de journée sur une jachère.

CONCLUSIONS

Cette étude montre l'intérêt d'un canal de mesure micro-onde à basse fréquence (1,4 GHz) pour cartographier l'humidité de surface. Sur des surfaces semi-arides il est possible de négliger l'influence de l'humidité et d'utiliser une relation $T_B = f(\theta_{0.2})$ unique pour cartographier l'humidité de surface du sol sur une zone de 30 x 5 km. Pour cartographier l'humidité de surface du sol avec un radiomètre à 5,05 GHz, il est nécessaire de prendre en compte la végétation. Les premiers résultats obtenus en inversant un modèle simple d'émission d'un sol recouvert de végétation semble prometteur. Toutefois, des analyses complémentaires doivent être effectuées pour mieux comprendre les biais constatés sur θ_0 . Une meilleure caractérisation de la végétation semblerait souhaitable pour progresser sur ce point. Enfin, l'humidité de surface est, dans le cas des couverts partiels, un bon indicateur des variations à court terme du rapport ETR/ETP. Il reste néanmoins à préciser le domaine de validité d'une relation telle que celle de la figure 8 que ce soit dans le temps et dans l'espace.

BIBLIOGRAPHIE

- CAMILLO P.J., GURNEY R., 1986. A resistance parameter for bare-soil Evaporation models, Soil Science., 104(2) : 95-105.
- CHANZY A., BRUCKLER L., 1993. Significance of soil surface moisture with respect to bare soil evaporation, *Water Resour. Res.*, 29(4), 1113-1125.
- CHANZY A., KUSTAS W., 1994. Evapotranspiration monitoring over land surface using microwave radiometry, (accepté pour « Passive microwave remote sensing research related to land-atmosphere interactions »).
- CHANZY A., HABOUDANE D., WIGNERON J.P., CALVET J.C., GROSJEAN O., 1994, Radiométrie micro-onde sur divers types de couverts végétaux : influence de l'humidité du sol. Colloque International ISPRS. Mesures physiques et signatures en télédétection, Val d'Isère (FRA), 1994/01/ 17-21, 505-512.
- HABOUDANE D., CHANZY A., BONN F., WIGNERON J.P., CALVET J.C., 1994. Radiométrie micro-onde dans le cas des couverts végétaux partiels : estimation des teneurs en eau du sol et de la végétation, soumis au journal Canadien de Télédetection.
- JACKSON, T.J., SCHMUGGE, T.J., 1989. Passive microwave remote sensing for soil moisture : some supporting research, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 27(2), 225-235.
- JACKSON T.J., SCHMUGGE T.J., 1991. Vegetation effects on the microwave emission of soils. Remote sens. of environ., 36 : 203-212.
- LAGUERRE L., SURESH R., CHANZY A., KERR Y., WIGNERON JP., CALVET JC., 1994, Modélisation physique de l'émission micro-onde des sols nus : comparaison modèles expériences. Colloque International ISPRS. Mesures physiques et signatures en télédétection, Val d'Isère (FRA), 1994/01/17-21, 527-534.

- MAHFOUF J.F., NOILHAN J., 1991. Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in-situ data. J. of Applied Meteorol. 30(9): 1354-1365.
- WIGNERON J.P., KERR Y., CHANZY A., JIN Y.Q., 1993, Inversion of surface parameters from passive microwave measurements over a soybean field, Remote sensing of environ. 46 : 1-25.

VALIDATION D'ESTIMATIONS DE PRÉCIPITATION PAR SATELLITE AVEC LE RÉSEAU DENSE D'EPSAT-NIGER

Y. ARNAUD¹, J. D. TAUPIN¹, H. LAURENT²

Résumé

Deux méthodes opérationnelles d'estimation des précipitations (Epsat-Lannion simplifiée et Tamsat-Reading) utilisant les données du satellite Météosat ont été validées sur le degré carré de Niamey. Cette région de 100 x 100 km² qui est la zone des expériences Epsat-Niger et Hapex-Sahel est équipée d'un réseau dense de pluviographes.

Les estimations de pluie par satellite sont calculées à partir du canal infrarouge (10-12 μ m) de Météosat pour des périodes de 10 jours. L'algorithme Epsat-Lannion se calibre à partir des données opérationnelles du réseau pluviométrique de la région sahélienne. L'algorithme Tamsat, calibré sur les années antérieures, ne nécessite pas de donnée de calibration opérationnelle. Les pluies moyennes sur des surfaces de 5 x 5 km² (correspondant à la résolution du satellite) ont été calculées par krigeage à partir du réseau dense de pluviographes. Cette vérité-sol est utilisée pour valider les estimations de pluie par satellite à trois échelles différentes : 5 x 5 km², 50 x 50 km², 100 x 100 km², pour les années 1990, 1992, 1993. À petite échelle, les corrélations entre les estimations satellitales et les données de validation au sol sont très faibles. Ceci montre les limites d'une estimation de la pluie à l'échelle du pixel Météosat même sur des périodes de 10 jours. En revanche, la qualité des estimations augmente avec la surface d'estimation. À l'échelle du degré carré, c'est-à-dire à l'échelle de la maille des

¹Orstom, Télédétection et groupe PRAO, BP 11416 Niamey, Niger.

²Orstom, groupe PRAO, BP 5045, 34032 Montpellier, France.

modèles de circulation générale atmosphérique, les estimations satellitales de la pluie semblent en mesure d'apporter une information quantitative sur des périodes de 10 jours.

OBJECTIFS

522

En Afrique Sahélienne, où les besoins en eau sont cruciaux, les réseaux de mesure pluviométrique nationaux sont peu denses. Le satellite Météosat, de par sa situation géographique et grâce à sa grande répétitivité, nous offre un bon échantillonnage des phénomènes atmosphériques et de surface. Depuis plusieurs années différentes méthodes d'estimation des précipitations par satellite ont vu le jour (pour une revue, cf BARRETT and MARTIN, 1981). Ces méthodes sont difficiles à valider. La pluie avec sa grande variabilité à petite échelle est un phénomène difficile à mesurer ; les mesures pluviométriques ponctuelles ne sont généralement pas assez denses pour fournir une estimation spatiale de qualité pouvant servir à la validation des estimations satellitales. Nous nous proposons ici de valider deux méthodes d'estimation des précipitations par satellite avec un jeu indépendant de données mesurées sur le degré carré de Niamey par le réseau dense de pluviographes de l'expérience Epsat-Niger (LEBEL et al., 1992, TAUPIN et LEBEL, 1993). Ces deux méthodes (Epsat-Lannion simplifiée et Tamsat-Reading) sont utilisées en opérationnel sur le continent ouest-Africain. Trois échelles spatiales d'analyses sont considérées pour des estimations décadaires, afin d'étudier l'influence de l'augmentation de la surface d'estimation sur la qualité des estimations satellitales.

Présentation du jeu de données et des méthodes

Dans ce travail les saisons des pluies 1990, 1992 et 1993 sont analysées par périodes de 10 jours. Les périodes d'études s'étendent de la troisième décade de juin à la première décade de septembre 1990, de la troisième décade de juin à la première décade de septembre 1992 et de la première décade de juin à la troisième décade de septembre 1993.

- Réseau sol de calibration :

Les données des stations du réseau synoptique et les données des réseaux des DMN (Direction de Météorologie Nationale) de certains pays du CILSS sont utilisées pour la calibration des méthodes satellitales. En effet, dans le souci de travailler dans une zone climatologique homogène, les pays côtiers soudanais comme la Gambie, la Guinée Bissau, le Capvert n'ont pas été pris en compte dans cette étude. Dans le cas d'une calibration en temps réel, la méthode Epsat est tributaire de la réception des données, ce qui limite parfois le nombre de stations disponibles par rapport au potentiel réel des pays (DROUET, 1993).

- Réseau sol de validation :

Il s'agit du réseau dense de pluviographes de l'expérience Epsat-Niger (100 stations sur 16 000 km²). La méthode utilisée, le krigeage, est un outil statistique d'interpolation spatiale qui prend en compte la totalité des informations disponibles sur le réseau. Elle est basée sur le calcul d'une fonction spatiale de structure permettant de connaître, d'une part la répartition en tout point ou sur toute surface de la pluie ainsi que de son écart type d'estimation, et d'autre part la distance maximale de corrélation entre les stations. Pour notre étude les calculs de lames d'eau ont été effectués sur des mailles de 1 pixel Météosat (5 x 5 km² de surface), 10 x 10 pixels (2 500 km²) et 20 x 20 pixels (10 000 km²).

- Données satellitales :

Les différentes images nécessaires au calcul des indices ont été fournies par le centre Agrhymet pour 1993, par l'Orstom Dakar pour 1992, ou achetées à l'Esoc pour 1990. Les indices suivants : OCC35, OCC40, OCC50, OCC60, TMAX ont été calculés conformément à la méthodologie décrite par TALL (1993). Les deux méthodes satellitales fournissent des estimations à l'échelle du pixel Météosat sur des périodes de 10 jours.

La méthode Epsat (CARN *et al.*, 1989) : il s'agit de la méthode simplifiée qui est utilisée en opérationnel à l'Agrhymet et qui ne tient pas compte, notamment, de la température de l'air comme terme correcteur climatologique. Dans notre cas, elle a été calibrée sur 218 stations en 1990, sur plus de 400 stations en 1992 et sur 134 stations en 1993 réparties sur l'ensemble des pays du CILLS.

Le modèle proposé est le suivant :

Epsat : P = a OCC40 + b TMAX + c LAT + d

avec P = 0 si OCC40 = 0

OCC40 : occurrence à -40°C, TMAX : température radiative maximale,

LAT : Latitude

Le tableau 1 résume les principaux paramètres des régressions linéaires utilisées pour les trois années étudiées.

Remarque : pour l'année 1992, les coefficients associés à TMAX sont positifs alors que ceux des années 1990 et 1993 sont négatifs, car pour ces images les comptes numériques ont été inversés. --- La méthode Tamsat (MILFORD and DUGDALE, 1989) : les estimations ont été effectuées à partir des coefficients 1992 fournis par le groupe Tamsat de Reading.

Le modèle utilisé est le suivant :

Tamsat : P = a OCC + b

avec P = 0 si OCC = 0

OCC peut prendre les valeurs OCC40, OCC50 ou OCC60, suivant 6 différentes zones géographiques.

Tableau 1

Coefficients de corrélation (r), coefficients des régressions linéaires (a,b,c,d) correspondant à (OCC40, TMAX, LAT, Cte) pour les décades des saisons des pluies 1990,1992 et 1993

t

	DÉCADES	ŕ	c(LAT)	a (OCC40)	b (TMAX)	d (Cte)
1990	6-3.	0.52	-0.48	1.13	-1.47	72.18
	7-1.	0.52	3.49	1.20	-1.65	21.27
	7-2.	0.57	2.24	1.48	-2.65	72.92
	7-3.	0.64	-8.80	0.73	-1.20	196.02
	8-1.	0.55	-0.23	0.50	-3.30	151.37
	8-2.	0.63	3.08	1.18	-2.16	46.33
	8-3.	0.58	-0.32	1.20	-1.29	70.82
	9-1.	0.68	-1.05	0.59	-2.18	120.38
1992	6-3.	0.70	0.12	1.08	0.95	-26.93
	7-1.	0.68	-2.27	1.38	0.46	19.57
	7-2.	0.52	-2.42	1.54	0.52	26.62
	7-3.	0.54	0.15	1.02	1.58	-51.02
	8-1.	0.59	-4.02	1.51	0.02	64.00
	8-2.	0.59	5.60	1.11	1.98	-159.41
	8-3.	0.64	2.77	2.25	2.24	-138.99
	9-1.	0.69	-2.19	1.70	0.80	6.44
1993	6-1.	0.55	3.27	1.42	-0.47	34.62
	6-2.	0.63	2.18	1.76	-0.19	-0.41
	6-3.	0.55	2.14	0.90	-0.59	74.71
	7-1.	0.60	-3.63	0.37	-0.37	126.34
	7-2.	0.62	-4.50	1.07	0.03	68.75
	7-3.	0.50	4.24	1.18	-1.04	99.75
	8-1.	0.53	3.56	1.60	-0.79	67.37
	8-2.	0.69	4.63	1.31	-1.50	142.71
	8-3.	0.57	-5.40	0.11	-0.66	205.45
	9-1.	0.63	-4.30	0.98	-0.32	109.34
	9-2.	0.61	0.37	0.71	-0.70	110.77
	9-3.	0.62	-0.40	1.53	-0.11	21.04

En principe la méthode Tamsat est calibrée sur les années antérieures, ce qui n'a pas été le cas pour 1990 et 1993. Pour l'année 1990 nous avons utilisé les coefficients 1992 établis sur les années antérieures, dont l'année 1990 elle même. Ceci privilégie la méthode puisque les données 1990 sont prises en compte pour le calcul des paramètres de la relation pluie/occurrence des nuages. En revanche les coefficients 1992 ont été utilisés pour l'année 1993, ce qui pénalise alors la méthode puisque les données acquises pendant l'hivernage 1992 n'ont pas été prises en compte.

RÉSULTATS

COEFFICIENTS DE CORRÉLATION PAR DÉCADE POUR LES TROIS ANNÉES ÉTUDIÉES

- Échelle d'analyse du pixel Météosat (25 km²) :

Le tableau 2 montre les coefficients de corrélation linéaire, d'une part entre les estimations Epsat et Tamsat, et, d'autre part entre les méthodes satellitales et la pluie au sol pour les décades de 1990, 1992 et 1993. On peut observer qu'à cette échelle spatiale, pour certaines décades, il n'existe pas de relation entre la pluie estimée et la pluie observée (coefficients négatifs ou proches de 0). Les coefficients de corrélation entre les deux méthodes satellitales sont généralement bons, excepté pour certaines décades particulières (8 décades ≤ 0.5).

COEFFICIENTS DE CORRÉLATION POUR L'ENSEMBLE DES ANNÉES ÉTUDIÉES

- Échelle d'analyse du pixel Météosat (25 km²) :

Les coefficients de corrélation s'améliorent quand on considère l'ensemble des trois années regroupées. Cependant la dispersion des points reste importante et l'augmentation des coefficients de corrélation est due essentiellement à l'augmentation de la dynamique des valeurs sur les deux axes.

Tableau 2

Coefficients de corrélation linéaire entre Epsat et Tamsat, entre Epsat et la donnée sol, entre Tamsat et la donnée sol à l'échelle du pixel Météosat (25 km²) pour les décades des saisons des pluies 1990, 1992 et 1993

	DÉCADES	EPSAT/TAMSAT	EPSAT/SOL	TAMSAT/SOL
1990	6-3.	0.38	0,20	-0.32
	7-1.	0.56	0.34	0.51
	7-2.	0.70	0.00	-0.01
	7-3.	0.83	0.43	0.50
	8-1.	0.25	-0.17	0.52
	8-2.	0.85	-0.36	-0.39
	8-3.	0.43	0.56	0.02
	9-1.	0.77	0.48	0.25
TOTAL 1990		0.90	0.60	0.53
1992	6-3.	0.48	0.33	0.77
	7-1.	0.60	0.82	0.49
	7-2.	0.43	0.31	0.70
	7-3.	0.50	-0.70	-0.33
	8-1.	0.97	0.19	0.15
	8-2.	0.92	0.45	0.46
	8-3.	0.93	-0.04	-0.09
	9-1.	0.53	-0.23	0.10
TOTAL 1992		0.91	0.82	0.79
1993	6-1.	0.65	0.64	0.26
	6-2.	0.93	0.19	0.03
	6-3.	0.92	0.80	0.72
	7-1.	0.58	0.55	0.78
	7-2.	0.86	0.10	0.11
	7-3.	0.75	0.65	0.53
	8-1.	0.68	0.26	0.25
	8-2.	0.43	0.20	0.07
	8-3.	0.74	0.35	0.19
	9-1.	0.72	-0.62	-0.64
	9-2.	0.46	-0.05	-0.50
	9-3.	0.62	0.27	0.13
TOTAL 1993		0.80	0.74	0.68
TOTAL GÉNÉRAL		0.87	0.74	0.67

Tableau 3

Coefficients de corrélation entre les méthodes satellitales (Epsat et Tamsat) et la pluie mesurée au sol en fonction de l'échelle spatiale considérée pour les années 1990, 1992 et 1993

	pixel	10 x 10 pixels	20 x 20 pixels
Epsat/sol	0.74	0.87	0.92
Tamsat/sol	0.67	0.80	0.84
Epsat/Tamsat	0.87	0.84	0.85

Échelle d'analyse de 10 x 10 pixels Météosat (2 500 km²) :
 À cette échelle les relations s'améliorent comme le montrent les coefficients de corrélation (tableau 3) et l'allure générale des nuages de points de la figure 1.



Figure 1 :

Pluies décadaires estimées (mm) par les méthodes Epsat et Tamsat en fonction de la pluie calculée au sol (mm) sur une surface de 2 500 km² pour les saisons des pluies 1990, 1992 et 1993.

— Échelle d'analyse de 20 x 20 pixels Météosat (10 000 km²) : Cette échelle de 1 x 1 degré correspond à la taille de la maille des modèles de circulation générale atmosphérique. Pour les deux méthodes satellitales, on observe encore une amélioration des résultats par rapport aux deux échelles d'analyses précédentes (figure 2 et tableau 3).





Pluies décadaires estimées (mm) par les méthodes Epsat et Tamsat en fonction de la pluie calculée au sol (mm) sur une surface de 10 000 km² pour les saisons des pluies 1990, 1992 et 1993.

COEFFICIENTS DE CORRÉLATION PAR ANNÉE

Le tableau 4a représente les différents coefficients de corrélation entre les méthodes satellitales et la pluie observée au sol aux trois échelles spatiales étudiées pour les années 1990, 1992 et 1993.

Tableau 4a

Coefficients de corrélation entre Epsat, Tamsat, et la pluie au sol pour les saisons des pluies 1990, 1992 et 1993

1990	pixel	10 x 10 pixels	20 x 20 pixels
Epsat/sol	0.60	0.66	0.76
Tamsat/sol	0.53	0.61	0.65
Epsat/Tamsat	0.90	0.76	0.81
1992	pixel	10 x 10 pixels	20 x 20 pixels
Epsat/sol	0.82	0.92	0.95
Tamsat/sol	0.72	0.89	0.9
Epsat/Tamsat	0.91	0.91	0.91
1993	pixel	10 x 10 pixels	20 x 20 pixels
Epsat/sol	0.74	0.83	0.94
Tamsat/sol	0.68	0.80	0.89
Epsat/tamsat	0.80	0.83	0.82
-			

Pour chaque année on observe une augmentation systématique des coefficients de corrélation quand la surface d'estimation augmente. Les meilleurs résultats sont systématiquement obtenus, avec les deux méthodes, aux trois échelles spatiales, sur les années 1992 et 1993. Ceci pourrait être lié à la meilleure qualité des données sol de 1992 et 1993 par rapport à 1990. L'étude des saisons des pluies 1991 et 1994 nous donnera d'autres éléments pour juger de l'impact de la qualité des données sol de validation sur les coefficients de corrélation.

ERREURS MOYENNES D'ESTIMATION

Une autre manière d'apprécier l'amélioration induite par l'augmentation de la surface d'estimation est de calculer une erreur moyenne d'estimation. Le tableau 4b présente les erreurs moyennes d'estimation qui ont été calculées comme suit :

ERR = $1/n \Sigma$ (|Estimation -Pluie|);

ERR : erreur moyenne d'estimation ;

n : nombre d'observations ;

Estimation : pluie estimée par satellite ;

Pluie : pluie estimée au sol (mesures pluviographiques sur le degré carré).

Tableau 4b

Erreurs moyennes d'estimation de la pluie en mm pour Epsat, Tamsat pour les saisons des pluies 1990, 1992 et 1993 et pour les trois années réunies

1990 Epsat/sol	pixel 13.3	10 x 10 pixels 12.6	20 x 20 pixels 11.9
Tamsat/sol	15.2	12.7	9.4
1992			
Epsat/sol	13.7	12.7	9.2
Tamsat/sol	15.8	17.0	15
1993			
Epsat/sol	18.7	9.7	5.7
Tamsat/sol	22.0	12.7	9.2
1990, 1992, 1993			
Epsat/sol	15.0	11.2	7.8
Tamsat/sol	17.4	13.8	11.6

Le tableau 4b montre que pour chaque année étudiée les erreurs moyennes d'estimation diminuent quand la surface d'estimation augmente. À l'échelle du pixel, elles sont comprises entre 15 et 22 mm, à l'échelle de 10×10 pixels, elles sont comprises entre 9 et 17 mm, et à l'échelle de 20×20 pixels, elles sont comprises entre 5 et 15 mm.

DISCUSSION

Les résultats montrent que les estimations des précipitations obtenues à partir des méthodes satellitales précédentes ne sont pas satisfaisantes à l'échelle du pixel Météosat (25 km²) (voir les coefficients de corrélation du tableau 1). En revanche, comme le montrent les tableaux 3 et 4, l'augmentation de la surface d'estimation entraîne une augmentation systématique des coefficients de corrélation entre les estimations satellitales et la pluie au sol déduite du réseau de pluviographes. Les changements induits sur les coefficients de corrélation des méthodes satellitales entre elles ne vont pas toujours dans le sens d'une amélioration (ces derniers passent de 0.87 à l'échelle du pixel, à 0.84 à l'échelle de 10 x 10 pixels et à 0.85 pour une surface de 20 x 20 pixels). Ceci montre que l'augmentation des coefficients de corrélation n'est pas uniquement due au lissage induit par l'augmentation de la surface d'estimation mais bel et bien à une amélioration de la qualité des estimations satellitales et pluviométriques. À l'échelle du pixel, pour l'ensemble des années, les coefficients de corrélations entre Epsat et les données sol passent de 0.74 à 0.87 à l'échelle de 10 x 10 pixels puis à 0.92 pour une surface de 20×20 pixels. Pour la méthode Tamsat les coefficients de corrélation passent de 0.67 pour l'échelle du pixel à 0.80 pour une surface d'estimation de 10×10 pixels puis à 0.84 pour une surface de 20×20 pixels.

Dans notre étude la validation sol est effectuée avec un jeu indépendant de données critiquées, acquis sur une zone relativement réduite (degré carré de Niamey) comparée à la zone d'étude correspondant aux pays du CILSS sur lesquels ont été calibrées les méthodes satellitales. Ainsi les résultats qui suivent seront difficilement applicables à une autre sous-région sans étude préalable. En effet l'étude menée ici concerne le milieu sahélien, donc une climatologie particulière ne rendant pas compte de la climatologie de chaque région du CILSS. Il serait intéressant d'effectuer ce type d'étude sur une zone climatique différente et ayant un réseau assez dense pour permettre l'interpolation des données sol. Le Burkina Faso semble approprié et constituerait une étude intermédiaire entre le degré carré et l'Afrique de l'ouest.

Le travail sur des données spatialisées, calculées à partir d'un réseau dense de mesures, est nécessaire pour pouvoir comparer des grandeurs de même nature. Comparer une mesure satellite intégrée sur 25 km² avec la donnée pluviographique qui lui correspond, est une source d'erreur supplémentaire. En effet, on peut se poser la question de la représentativité d'une mesure ponctuelle unique par rapport à une valeur moyenne sur 25 km² (FLITCROFT *et al.*, 1989). Toutefois le nombre de stations présentes sur la zone d'étude nous autorise à considérer que les valeurs spatiales interpolées à partir du réseau sol, au pas de la décade, restent relativement proches de la réalité ou, du moins en sont la meilleure représentation. Ceci est particulièrement vrai lorsque l'on travaille à l'échelle du degré carré.

CONCLUSIONS

Les deux méthodes Epsat et Tamsat ne peuvent vraisemblablement pas donner une information quantitative réaliste de la pluie à l'échelle du pixel Météosat pour des périodes de 10 jours. Aux échelles de 10 x 10 pixels et de 20 x 20 pixels, toujours pour des périodes de 10 jours, les estimations satellitales sont pertinentes. Les deux méthodes sont sensiblement équivalentes avec cependant de meilleurs coefficients de corrélation pour celle d'Epsat-Lannion par rapport à Tamsat-Reading. Compte tenu des difficultés rencontrées dans la collecte des données pluviométriques et de leur fiabilité (DROUET, 1993), il serait préférable, dans un cadre opérationnel, de diriger les recherches vers des méthodes ne nécessitant pas une calibration en temps réel.

Ce type de travail (validation avec un réseau dense indépendant) devrait être étendu à d'autres années disponibles (en particulier 1991 et 1994), à d'autres zones climatiques de validation et également à d'autres méthodes d'estimation.

BIBLIOGRAPHIE

- BARRET, E. C., D. N. MARTIN ; 1981 : The use of satellite data in rainfall monitoring, Academic Press, 340 p.
- CARN M., DAGORNE D., GUILLOT B., LAHUEC J.P., 1989 : Estimation des pluies par satellite en temps réel en Afrique sahélo-soudanienne. Veille climatique satellitaire, Orstom/ Coopération, N°28, 47-55.
- DROUET J.L., 1993 : La collecte des données pluviométriques pendant la campagne pluviale 1993 et leur fiabilité. Actes de l'atelier estimation des pluies, Agrhymet, 2-4 décembre 1993, Niamey.

ŀ

- FLITCROFT J. D., MILFORD J.R., DUGDALE G., 1989 : Relating point to area average rainfall in semiarid west Africa and the implications for rainfall estimates derived from satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, Vol 28, 252-266.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPFFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B. and HUBERT P., 1992 : Rainfall estimation in the Sahel : the EPSAT-Niger experiment. *Journal of Hydrological Sciences*, 37, 201-215.
- MILFORD J.R., DUGDALE G., 1989 : In application of remote sensing in agriculture. Proceedings of 48th easter school in agricultural science, university of Nottingham, July 1989, Butterworth, London, 16 p.
- TALL F., 1993 : Description de la base de données utilisée pour la validation des méthodes d'estimation des pluies. Actes de l'atelier estimation des pluies, Agrhymet, 2-4 décembre 1993, Niamey.
- TAUPIN J.D., LEBEL T., 1993 : Estimation des précipitations en zone sahélienne : l'expérience Epsat-Niger, une vérité sol adaptée. Atelier estimation des pluies, Agrhymet, 2-4 décembre 1993, Niamey.

VARIABILITÉ DES SYSTÈMES NUAGEUX CONVECTIFS OBSERVÉS PAR LE SATELLITE GMS SUR LE PACIFIQUE OUEST

G.L. LIBERTI, I. JOBARD, M. DESBOIS

Résumé

L'expérience Toga-Coare a permis de recueillir une quantité importante de données sur la zone convective (et pluvieuse) la plus active de la planète. Les résultats préliminaires d'une analyse satellitaire de la variabilité temporelle de ces systèmes convectifs sont présentés ici. En particulier, on montre que l'activité des systèmes est modulée à basse fréquence (40-60 jours et 10-20 jours) ainsi que sur une période de deux jours et par le cycle diurne. Le cycle diurne océanique est surtout marqué pour les tours convectives, qui présentent un maximum vers 2 heures du matin, contrairement à ce qui est observé sur les continents (maximum de fin d'après midi). Le cycle diurne de l'aire précipitante observé par radar se rapproche de celui obtenu pour les tours convectives observées en infrarouge.

¹Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS – École Polytechnique, F-91128 Palaiseau cedex, France.

INTRODUCTION

La forte variabilité spatio-temporelle des précipitations est un phénomène bien connu des hydrologues continentaux. Elle représente un obstacle majeur à la détermination des précipitations par méthodes de télédétection, car même si la mesure instantanée était parfaite, un sous échantillonnage pourrait conduire à de fortes erreurs sur les valeurs moyennes (les satellites à défilement peuvent observer le même point au mieux toutes les douze heures). On pense généralement que la variabilité est plus faible sur les océans pour lesquels l'apport des satellites est encore plus nécessaire. Cependant, l'expérience Gate dans l'Atlantique tropical, grâce à des mesures radar des précipitations, a déjà permis de sérieuses études sur la variabilité des précipitations océaniques, montrant qu'elle était aussi fort importante à diverses échelles spatio-temporelles (MEISNER et ARKIN, 1987). Le but de notre étude, qui porte sur la région du Pacifique équatorial ouest, est dans un premier temps de caractériser la variabilité des systèmes nuageux tels qu'ils apparaissent sur l'imagerie infrarouge du géostationnaire GMS ; une seconde phase de l'étude sera de comparer ces mesures aux mesures de précipitations fournies par les radars pendant l'expérience Toga-Coare (WEBSTER et LUKAS, 1992). Un des objectifs poursuivis est de quantifier les erreurs faites dans les déterminations satellitaires des précipitations, en fonction des échelles spatio-temporelles recherchées. Il faut pour cela connaître à la fois l'erreur de mesure sur les précipitations instantanées et la variabilité spatiotemporelle des précipitations à mesurer. Ce type d'études pourrait se faire de la même manière sur des régions continentales, à condition de disposer d'un réseau de validation adapté, à une échelle plus grande que le réseau mis en place par l'Orstom à Niamey pour Epsat-Niger (LEBEL et al., 1992).

Les données utilisées

L'étude présentée ici porte essentiellement sur les données du satellite géostationnaire japonais GMS sur la région de l'expérience Toga-Coare . La figure 1 montre l'emplacement de la zone considérée sur une image IR de GMS (13 décembre 1992). Le carré représenté au centre de l'image est une zone de 5×5 degrés où une observation intensive des phénomènes avait été mise en place de novembre 1992 à février 1993. C'est sur ce carré que porte la plupart des analyses présentées ici.

534



Figure 1 :

La zone de Toga-Coare et la zone centrale de 5 x 5° dont les données sont analysées ici. L'image GMS infrarouge montre la situation générale des nuages le 13 décembre 1992.

Les données de satellite que nous avons utilisées (tableau 1) proviennent de diverses sources : l'une est dédiée à l'expérience Toga-Coare elle-même (FLAMENT et BERNSTEIN, 1993), l'autre à l'expérience d'Intercomparaison d'Algorithmes satellitaires de Précipitations (AIP-3) du Programme de Climatologie Globale des Précipitations (GPCP) à laquelle nous participons au moyen de notre algorithme combiné micro-ondes-infrarouge (MAIA et JOBARD, 1994) et qui concerne la zone centrale seulement. Nous disposons par ailleurs des données micro-onde SSM/ I des satellites DMSP F10 et F11 sur la zone centrale et du satellite F11 sur toute la région, par l'intermédiaire du réseau Wetnet (NASA, 1991), ainsi que d'un certain nombre de données recueillies pendant Toga-Coare et des analyses météorologiques du modèle du CEPMMT sur la région.

Images IR	Flament et Bernstein	GPCP : AIP-3
GMS	(Univ. of Hawaii)	(BMRC - Melbourne)
Zone	10° N - 10° S	1° N - 4° S
	135° E - 175° E	153° E - 158° E
Période	novembre 92 - février 93	novembre 92 - février 93

Tableau 1 Les données utilisées

À titre d'exemple, nous montrons sur la figure 2 une série de données GMS infrarouge toutes les heures sur le carré central de 5 x 5°. Nous pouvons y voir l'évolution d'un des éléments des « gros » systèmes qui ont affecté la région pendant le mois de décembre ; la taille du système observé après 12 heures TU est considérable, elle est de plusieurs centaines de kilomètres de diamètre.



Figure 2 :

Évolution de la couverture nuageuse dans le carré central (voir figure 1) pendant la journée du 13 décembre 1992. Les seuils représentés sur l'image IR GMS correspondent à des températures radiatives allant de 208 à 288 K par pas de 20 K.

536

ÉVOLUTION TEMPORELLE DES INDICATEURS DE COUVERTURE NUAGEUSE

Les indicateurs étudiés ici sont les proportions de la zone de 5 x 5° présentant des températures radiatives IR inférieures à des seuils choisis. Ce type d'indicateur est souvent utilisé pour l'étude des précipitations, par exemple dans la méthode Goes Précipitation Index (GPI) d'ARKIN et MEISNER (1987). Les seuils ont été choisis à 208 K (seuil utilisé pour la détection de la convection très profonde dans Toga-Coare), 235 K (seuil utilisé dans l'indicateur de précipitation GPI), 253 K (seuil choisi dans certains algorithmes (NEGRI *et al.* 1984, ADLER et NEGRI, 1988) comme étant la température maximale des nuages précipitants) et 273 K (seuil pour délimiter l'aire totale estimée du système nuageux).

L'évolution temporelle de ces quatre indicateurs, sur le carré central défini cidessus, pendant les quatre mois de l'expérience Toga-Coare, est présentée sur la figure 3. On distingue immédiatement sur cette figure les grandes périodes d'activité convective intense, par exemple en décembre et en février. Il est également clair qu'à l'intérieur de ces périodes elles-mêmes, il existe une modulation de la convection de périodicité beaucoup plus courte. On observe aussi que les phases aux différents seuils sont légèrement décalées.



Évolution temporelle, sur les 4 mois de l'expérience, des pourcentages de l'aire de 5 x 5° couverts par des nuages de température radiative inférieure aux seuils 208 K (-----), 235 K (------) et 273 K (------).

Un des moyens de mettre en évidence les échelles temporelles concernées est la construction du corrélogramme des paramètres étudiés (figure 4). Il apparaît une nette différence entre les corrélogrammes construits pour les différents seuils : leur portée est d'autant plus longue que le seuil choisi correspond à une température élevée. Ceci signifie que les amas nuageux pris dans leur ensemble, c'est-à-dire en incluant les nuages convectifs et stratiformes, sont davantage modulés à des échelles de temps longues. Par contre, les parties des nuages qui atteignent des températures inférieures à 208 K sont caractérisées par des échelles de temps beaucoup plus courtes, puisque leur corrélogramme décroît beaucoup plus rapidement en fonction du temps.



Figure 4 :

Corrélation temporelle entre les paramètres étudiés, correspondants aux seuils 208 K (-----), 235 K (.......), 253 K (-----) et 273 K (------), donnant une indication du temps de corrélation en fonction des classes nuageuses.

Pour avoir une idée plus précise des périodicités intervenant dans la modulation des systèmes, une analyse spectrale a été également effectuée, sur les séries temporelles des quatre indicateurs considérés (figure 5). Le tableau 2 indique les périodes dominantes dans les spectres de ces quatre paramètres. On note en particulier une période de 40-60 jours, pouvant correspondre aux ondes de MADDEN-JULIAN (MADDEN et JULIAN, 1972) ou à la propagation de l'Iso (*Intra Seasonal Oscillation*), une période entre 10 et 20 jours déjà observée dans d'autres régions tropicales, en particulier sur la mousson indienne, une période de deux jours qui semble être principalement associée aux très gros systèmes du mois de décembre, et enfin le cycle diurne, qui apparaît au seuil le plus froid (208 K). Pour les périodes autour de 2 jours et 1 jour, les résultats sont cohérents avec la représentation en corrélogramme de la figure 4.



Figure 5 :

Spectre temporel des indicateurs étudiés correspondants aux seuils 208 K (-----), 235 K (.......), 253 K (-----) et 273 K (--.---); en abscisse, nombre d'ondes sur les quatre mois considérés (sur l'échelle supérieure sont données les périodes correspondantes, en jour); en ordonnée, module de l'amplitude de l'harmonique correspondant (un décalage de 5 % entre les courbes a été imposé).

Tableau 2

Périodes dominantes dans les spectres des paramètres étudiés pour les quatre seuils

20	208 K 253 K		253 K		273 K		
Période	Amplitude	Période	Amplitude	Période	Amplitude	Période	Amplitude
(jour)	(%)	(jour)	(%)	(jour)	(%)	(jour)	(%)
60	7,1	60	10,2	60	14,4	60	17,9
12	4	13,3	5,7	13,3	7,3	13,3	9,6
2,1	3,6	12	5,3	12	5,8	40	6,6
40	3,4	40	3,3	40	4,2	12	6,4
1,8	2,8	4,6	2,2	17,1	3,2	20	5,7
120	2,6	2,3	2,1	20	3,2	17,1	5,6
1	2,5	10	2,1	5	3,1	5	2,7
2,3	2,4	5,7	2,1	10	2,4	9,2	2,5
13,3	2,3	2,1	2,1	5,7	2,3	6,7	1,7
1,9	2,2	2,6	2	2,6	2	30	1,7
LE CYCLE DIURNE

Pour mettre en évidence le cycle diurne moyen d'une façon simple, il suffit de calculer la moyenne mensuelle des indicateurs pour chaque heure prise individuellement ; cette méthode a déjà été utilisée, entre autres, dans les études du LMD sur la convection africaine (DESBOIS *et al.*, 1989). La figure 6 montre les variations diurnes moyennes des quatre indicateurs, correspondants aux seuils 208 K, 235 K, 253 K et 273 K, pour les quatre mois pris individuellement sur les figures 6 (a), (b), (c) et (d), et pour l'ensemble des quatre mois, sur la figure 6 (e). Sur chaque figure, deux cycles (soit 48 heures) sont représentés. Les valeurs en ordonnées sont les variations de la moyenne de chaque paramètre pour chaque heure, en valeur relative à la moyenne totale.

Il apparaît sur ces figures :

- i) que le cycle diurne est le plus marqué pour le seuil 208 K (avec un maximum vers 2 heures du matin), comme on le voit sur la figure 5, et qu'il reste cohérent d'un mois sur l'autre. Au mois de novembre, un second maximum apparaît en début d'après midi ;
- ii) qu'un léger cycle existe aux autres seuils, montrant généralement deux *maxima* (matin et après-midi) mais qu'il présente une moins bonne cohérence d'un mois sur l'autre.

À titre de comparaison, nous avons porté sur la figure 6 (f), la variation diurne, sur la même région et la même période de quatre mois, de la surface d'écho radar au seuil 20 dBZ (THIELE *et al.*, 1994). Ce cycle observé, plus directement relié aux précipitations, est proche de celui observé à 208 K, mais présente aussi des analogies avec celui observé à 235 K qui révèle un léger maximum secondaire l'après-midi.

Il apparaît donc, sur la région de 5 x 5° considérée, que le cycle diurne des nuages les plus élevés est assez semblable au cycle diurne des précipitations. Ceci permettrait d'étendre les résultats observés sur la région centrale de Toga-Coare à des régions beaucoup plus vastes grâce à l'utilisation du satellite seul.

Dans un premier temps, nous avons cherché à vérifier que le cycle diurne trouvé dans la *petite* région considérée était cohérent avec ce qui est observable par satellite dans les régions voisines. Pour celà, nous avons utilisé l'ensemble de données dont nous disposons sur la zone entière de Toga-Coare, mais seuls les mois de janvier et février ont été traités, en raison d'un nombre important de données manquantes dans cette série de données pour les autres mois. La figure 7 représente pour le mois de février, les cycles diurnes obtenus pour chacun des carrés de 2,5 x 2,5° de la zone de Toga-Coare.

Le cycle à 208 K est bien sûr mal défini dans les régions où il y a peu de nuages très froids. Toutefois, sur une bonne partie de la région océanique, il y a un maximum qui se situe entre 0 heure et 2 heures du matin, ce qui est cohérent avec le cycle observé sur la zone centrale.

Pour les autres valeurs de seuil, il existe une variation en fonction des régions. Sur les régions océaniques, les *maxima* peuvent être fortement décalés par rapport à ceux observés au seuil 208 K. On note le comportement très spécifique des régions continentales (Nouvelle Guinée) où, lorsqu'il y a le maximum de couverture nuageuse, celle-ci est beaucoup plus étendue sauf pour les nuages très froids. On observe également que le cycle diurne est plus cohérent sur le continent que sur l'océan.



Figure 6 :

Variation diurne moyenne des quatre indicateurs, correspondants aux seuils
208 K (-----),235 K (......), 253 K (-----) et 273 K (-----), pour les quatre mois pris individuellement sur les figures 6 (a), (b), (c) et (d), et pour l'ensemble des quatre mois (sur la figure 6 (e)). Sur chaque figure, deux cycles (soit 48 heures) sont représentés. Les valeurs en ordonnées sont les variations de la moyenne de chaque paramètre pour chaque heure, en valeur relative à la moyenne totale. La figure 6 (f) représente la variation diurne moyenne, sur la période de 4 mois, de la surface d'écho radar au seuil 20 dBZ.



Cycles diurnes observés pour le mois de février, pour chacun des carrés de 2,5 x 2,5° de la zone Toga-Coare. Pour chaque carré, sont représentés les valeurs moyennes du pourcentage de couverture nuageuse pour les quatre seuils à chaque heure (en heure TU).

X^e journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Cette étude préliminaire des données GMS pendant la période Toga-Coare a permis de confirmer que les systèmes convectifs (précipitants) du Pacifique Ouest ont des sommets froids beaucoup plus étendus que ceux des régions continentales ou océaniques étudiées antérieurement. Ces systèmes sont soumis à des fluctuations temporelles allant des échelles de l'oscillation intrasaisonnière (40-60 jours) à l'échelle diurne, avec des périodes privilégiées autour de 2 et 13 jours.

Le cycle diurne au-dessus des océans est marqué surtout pour les nuages à sommet très froid, alors qu'il affecte les nuages continentaux d'une manière plus semblable aux différents seuils de température.

Le cycle diurne océanique présente souvent deux *maxima* de nébulosité, le premier affectant les nuages très élevés (tours de convection) avec un maximum à 2 heures du matin, le second les nuages moins froids (nuages stratiformes ?) avec un autre maximum l'après-midi. Par ailleurs, le cycle diurne de l'aire précipitante observée par radar est proche de celui observé par satellite à 208 K.

Nous nous proposons de poursuivre cette étude en comparant nos résultats avec les données de précipitations complètes fournies sur la zone par les radars et les stations ; nous chercherons également à établir des relations entre l'activité, la taille, la structure des systèmes observés sur la grande zone Toga-Coare et les données météorologiques fournies dans la banque de données Toga-Coare. Bien entendu, nous effectuerons sur cette zone une calibration et une évaluation d'algorithmes satellitaires de précipitations utilisant l'IR seul et l'IR plus les micro-ondes (méthode RACC de JOBARD et DESBOIS, 1994) à différentes échelles spatio-temporelles. Nous mettrons en relation ces calibrations avec les observations effectuées dans d'autres régions, en particulier l'Afrique, afin de juger de l'adaptabilité de nos méthodes à différents types de systèmes précipitants.

BIBLIOGRAPHIE

- ADLER R. F., NEGRI A. J., 1988. A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. J. Appl. Met., 27, 30-51.
- ARKIN P. A., MEISNER B. N., 1987. The relationship between convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 51-74.
- DESBOIS M., KAYIRANGA T., GNAMIEN B., 1989. Diurnal cycle of convective cloudiness over Tropical Africa observed from Meteosat : Geographic characterization and interannual variations. Annales Geophysicae, 7, (4), 395-404.
- FLAMENT P., BERNSTEIN R., 1993. Images from the GMS-4 satellite during Toga-Coare. Soest Technical Report, 93-12, Univ. of Hawaii, Honolulu, 20 p.
- JOBARD I., DESBOIS M., 1994. Satellite estimation of the tropical precipitation using the Météosat and SSM/I data. Atmos. Research, 34, 285-298.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPFFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B., HUBERT P., 1992. Rainfall estimation in the Sahel : the Epsat-Niger experiment. Hydrological Sciences - *Journal des Sciences Hydrologiques*, 37, 3, 201-215.
- MADDEN R., JULIAN P., 1972. Detection of a 40-50-day oscillation in the tropical Pacific. J. Atmos. Sci., 28, 702-708.
- MAIA A., JOBARD I., 1994. Les méthodes combinées IR-micro-onde pour la détermination par télédétection des pluies tropicales. Application à l'Afrique et à des régions océaniques. même volume.
- MEISNER B.N., ARKIN P.A., 1987. Spatial and annual variations in the diurnal cycle of large scale tropical convective cloudiness and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2009-2032.
- NASA, 1991. WetNet Users' Manual. Nasa, Marshall Space Flight Center, Al., (USA).

- NEGRI A.J., ADLER R.F., WETZEL P.J., 1984. Rain estimation from satellite : an examination of the Griffith-Woodley technique. J. Clim. App. Met., 23, 102-116.
- THIELE O., GERLACH J., SHORT D., KUCERA P., WOLFF D., FERRIER D., TOKAY A., 1994. Rainfall mapping from Coare shipborne radars. Toga-Coare Data Workshop Report, TCIPO, Boulder, CO, (USA).
- WEBSTER P.J., LUKAS R., 1992 : Toga-Coare : The coupled ocean-atmosphere response experiment. *Bull. A.M.S.*, 73, N°9, 1377-1416.

ř ł. i)

Résultats préliminaires de la campagne Epsat-Niger pour la calibration d'un radar bande c

J. LECOCQ¹, N. D'AMATO², F. CAZENAVE¹, T. LEBEL¹

Résumé

Au cours de la campagne Epsat-Niger, un radar bande C installé à Niamey a été utilisé pour l'étude des systèmes précipitants. Les données collectées de 1991, à 1993 nécessitent d'être calibrées à l'aide d'une vérité terrain. Celle-ci est apportée par un réseau dense de pluviographes installé sur le degré carré de Niamey.

Au préalable, il faut résoudre les problèmes de stabilité et de sensibilité de la chaîne de réception du radar. Une première étude à l'aide des échos de sol permet d'estimer le niveau moyen de la chaîne d'acquisition et d'effectuer une remise à niveau. Pour avoir une référence sol, on compare ensuite les lames d'eau mesurées au sol avec les lames d'eau calculées à l'aide des réflectivités radar. Cette comparaison est effectuée pour des événements pluvieux de grande extension spatiale, sur tout le degré carré et sur des surfaces définies par les zones de forte concentration en pluviographes. Une première analyse est menée en fonction de la relation Z-R choisie, du pas de temps et de la méthode d'interpolation des données sol. Elle met en lumière le problème du choix de la vérité sol. Une seconde analyse s'attache à limiter les perturbations apportées par le phénomène d'atténuation ou à en tenir compte lors de la comparaison des lames d'eau sol et radar. Cette dernière analyse se fait en fonction de la relation Z-R et conduit à calculer un facteur de correction moyen c pour chaque événement.

¹Orstom, Groupe PRAO, LTHE, BP 53 X, 38041 Grenoble cedex.

²Orstom, Groupe PRAO, BP 11416, Niamey, Niger.

La comparaison des résultats obtenus avec les différentes relations Z-R fait apparaître une dispersion beaucoup plus grande avec la relation de MARSHALL-PALMER ($-3,25 \le c \le 1,24 \text{ dBZ}$) qu'avec celles de Jones ($-1,16 \le c \le 1,87 \text{ dBZ}$) ou CHAMSI ($-3,43 \le c \le -1,03$).

INTRODUCTION

Il n'est pas nécessaire de rappeler l'importance d'une calibration judicieuse du radar avant toute utilisation quantitative de ses mesures. Un biais sur la calibration du radar a des conséquences particulièrement marquées sur les pluies extrêmes. Or sur la région de Niamey la valeur de la médiane de la distribution des intensités est de 35 mm/h (LEBEL *et al.*, à paraître). Ces pluies jouent un grand rôle dans le ruissellement et le fonctionnement des mares et des nappes aquifères. Elles peuvent entraîner des crues soudaines et violentes qui posent des problèmes d'infrastructures.

Une bonne connaissance de la distribution des intensités des précipitations permet aussi de caler les paramètres des modèles de précipitation. Ainsi le modèle WGR, (WAYMIRE *et al.*, 1984), fait l'hypothèse que la pluie est organisée en bandes comprenant elles-mêmes des cellules. Le radar, du fait de sa couverture globale et continue sur une grande surface, est mieux à même qu'un réseau sol de détecter ces structures.

Après une étude préalable des problèmes de stabilité et de sensibilité de la chaîne d'acquisition, basée sur les variations de réflectivité des échos de sol, nous présentons deux démarches pour parvenir à la calibration du radar.

La première repose sur une comparaison directe entre lames d'eau estimées à partir du réseau de pluviographes et lames d'eau estimées par radar suite au choix d'une relation entre la réflectivité mesurée et son équivalent en terme de précipitation (relation Z-R). Cette méthode fait abstraction des déformations inhérentes à la mesure radar, en particulier celles liées à l'atténuation du signal et à la variation du domaine d'intégration.

Les deux phénomènes sont fonction de la distance au radar. C'est pourquoi nous proposons une deuxième méthode de calibration prenant en compte l'influence sur le facteur de calibration de la distance au front du système précipitant.

HISTORIQUE DU RADAR DE NIAMEY

Le radar de Niamey est un radar bande C, d'une puissance de 250 kW. Le gain de l'antenne est de 40 dB et le niveau de puissance correspondant au signal minimal détectable est de -105.0 dBm. Ce radar a été installé à Niamey en 1975 pour une campagne d'ensemencement des nuages. La chaîne de visualisation et

d'acquisition a été numérisée en 1989. À l'aide de la partie logiciel de Sanaga, il est possible de visualiser les données radars saisies en temps réel et de les stocker sous une forme permettant une exploitation simple de ces images (SAUVAGEOT et DESPAUX, 1990).

En 1990, le radar souffrait d'une instabilité et d'un manque de sensibilité de la chaîne de réception.

- En juin 1991 une partie du câblage de la carte de contrôle automatique de fréquence a été refait pour s'approcher du minimum détectable donné par le constructeur et donc améliorer la sensibilité de la chaîne de réception.
- Dès le début de l'expérience Epsat-Niger, on s'est aperçu que l'alimentation électrique du radar était quelque peu défaillante. Ce manque de fiabilité entraînait la détérioration des cristaux du radar et donc une instabilité de la chaîne de réception au cours d'une même saison des pluies. En août 1991 le radar a été raccordé à l'alimentation de secours de l'aéroport pour supprimer ce problème.
- En juin 1992 la stabilité de la chaîne de réception a été améliorée par l'ajout d'un limiteur. On écrête ainsi les fortes puissances ce qui garantit de ne pas détériorer les cristaux par les échos de sol proches.

À partir de 1992 on peut considérer la chaîne de réception comme stable et suffisamment sensible, ce qui signifie qu'on dispose de deux saisons pour lesquelles les données sont en principe fiables (1992 et 1993), et de deux saisons pour lesquelles elles sont entachées d'une forte variabilité entre événements d'une part, à l'intérieur même des événements d'autre part (1990 et 1991).

REMISE À NIVEAU À L'AIDE DES ÉCHOS DE SOL

À proximité du radar, le signal émis par celui-ci est en partie réfléchi par le sol. Cette réflexion se fait dans un lobe secondaire du signal radar et les réflectivités mesurées ne varient pas lorsque la zone des échos de sol n'est pas touchée par un système précipitant. La mesure de la réflectivité des échos de sol peut donc être utilisée comme un indice du niveau de la chaîne de réception du radar, ses variations éventuelles étant un indicateur d'instabilité.

On a effectué une étude sur les données de 1991 et 1992 en sélectionnant les événements pour lesquels aucun nuage sur la zone d'échos de sol ne pouvait gêner le calcul des niveaux de réflectivité des ces échos. Cette sélection comprend 12 événements pour l'année 1991 et 8 événements pour 1992. Pour chaque événement retenu on a calculé, pour chaque image de l'événement et pour chaque secteur de 10° , z_{ij} la moyenne de réflectivité des échos de sol du secteur *i* pour l'image *j*. On en déduit pour chaque événement :

— la moyenne Z_i de réflectivité des échos de sol du secteur i;

— la moyenne générale de l'événement Z_k :

$$Z_k = 1/35 \sum Z_i$$
 où i = 1 à 35 ;

— les écarts relatifs e_i des échos de sol par secteur de 10° à la moyenne de l'événement \mathbb{Z}_{ν} .

L'examen de ces différentes grandeurs permet d'évaluer la stabilité de la chaîne de réception du radar lors de toute une saison des pluies et de déterminer la sensibilité moyenne du radar (TAUPIN et al., 1992 et 1993).

Sur l'année 1991 (figure 1) on constate une grande dispersion des courbes représentant la moyenne des échos de sol pour un événement. Ceci est dû à la détérioration des cristaux lors de la campagne de mesure 1991. Ces problèmes ayant été résolus en 1992, on trouve sur la figure 2 des niveaux de réflectivité très voisins pour les échos de sol. De même la sensibilité de la chaîne d'acquisition a été améliorée de 1991 à 1992. On peut calculer pour chaque année le niveau moyen Z de réflectivité des échos de sol comme la moyenne des réflectivités moyennes Z_k de chaque événement : pour la saison 1992 le niveau moyen de réflectivité des échos de sol est de 71,1 dB contre 47,1 dB en 1991.

L'étude des échos de sol permet donc une analyse de la stabilité et de la sensibilité du radar. Cependant elle ne consiste pas en une calibration du radar ; à aucun moment on ne fait référence à une grandeur connue. On peut juste effectuer une remise à niveau du radar pour chaque événement par rapport à son niveau de fonctionnement moyen sur l'ensemble de la saison des pluies. En outre les valeurs moyennes Z_k doivent être soumises à critique avant utilisation car une instabilité du site du radar peut biaiser ces calculs malgré l'effet de moyenne (ex : événement du 07/07, figure 2) ; de même la présence de convection locale sur la zone des échos de sol peut fausser la détermination de Z_k et donc empêcher la mise en œuvre de la méthode dans un tel cas.

On ajoute que, pour le radar de Niamey, cette étude a constitué un préalable indispensable avant une exploitation des données radar car l'étude de la réflectivité des échos de sol reste un moyen aisé de contrôle de la chaîne d'acquisition radar pourvu que les échos de sol s'y prêtent.



Figure 1 :

Moyenne des réflectivités des échos de sol sur l'ensemble d'un événement et par secteur de 10° pour l'année 1991. Seuls apparaissent les 8 événements de 1991 sélectionnés pour une remise à niveau. Pour établir ce graphique on a conservé uniquement les images acquises avant l'arrivée des systèmes précipitants sur la zone d'échos de sol. La moyenne de réflectivité des échos de sol pour tous les événements et tous les secteurs est de 47,1 dB.





Moyenne des réflectivités des échos de sol sur l'ensemble d'un événement et par secteur de 10° pour l'année 1992. La moyenne de réflectivité des échos de sol pour tous les événements et tous les secteurs est de 71,1 dB.

PREMIÈRE APPROCHE POUR UNE CALIBRATION DU RADAR À L'AIDE DES DONNÉES SOL

Pour obtenir une valeur sol, nous disposons d'un réseau dense de pluviographes sur tout le degré carré de Niamey (LEBEL *et al.*, 1992). Nous nous proposons de comparer les lames d'eau déterminées à l'aide des réflectivités radar avec celles calculées à partir des données mesurées au sol. On ne s'intéresse qu'à la partie convective des systèmes précipitants, en négligeant toutes les déformations liées à la mesure radar. Il s'agit essentiellement de tester la sensibilité des différents paramètres influençant la calibration du radar.

Les lames d'eau sol L_{sol} sont calculées par krigeage à l'aide d'un variogramme de pépite nulle, de portée 30 ou 50 km ainsi que par moyenne arithmétique. Le pas de temps des données sol est de 5 mn ou de 10 mn. On calcule les lames d'eau radar L_{rad} par moyenne arithmétique des intensités. Soit *R* l'intensité de pluie estimée, la lame d'eau est :

$$L_{rad} = 1/n \sum_{k=1}^{n} R_k$$

avec n le nombre de pixels radar sur la surface de comparaison considérée. R_k est déterminée à partir de la réflectivité Z à l'aide d'une des trois relations Z-R suivantes :

$Z = 200R^{1,0}$	(Marshall et Palmer, 1948)
$\mathbb{Z} = 486 \mathrm{R}^{1,37}$	(Jones, 1956)
$Z = 363R^{1,37}$	si Z < 15000 mm ⁶ /m³
$\mathbb{Z} = 1464 \mathbb{R}$	si Z > 15000 mm6/m3 (Chamsi,
	$Z = 200 R^{1.6}$ $Z = 486 R^{1.37}$ $Z = 363 R^{1.37}$ Z = 1464 R

1992)

La relation de MARSHALL-PALMER est la première relation Z-R à avoir été mise en évidence. Les deux dernières relations ont été établies pour des pluies de type convectif, plus particulièrement pour les pluies sahéliennes en ce qui concerne CHAMSI.

Nous avons 3 paramètres qui peuvent influer sur le rapport entre L_{sol} et L_{rad} :

- le pas de temps des données sol ;

- la méthode d'interpolation des données sol ;

-la relation Z-R utilisée.

Soixante-treize images ont été étudiées. Ces images ont été sélectionnées sur 12 événements des saisons 1991 et 1992 sur lesquels on peut identifier un front convectif. On compare les lames d'eau sol et radar en calculant l'écart relatif :

$$E_s = \left(\left(L_{rad} - L_{sol} \right) / L_{sol} \right) \times 100$$

Cette comparaison fait apparaître la différence des niveaux de réflectivités entre 1991 et 1992, ce que nous avons déjà remarqué auparavant. La moyenne des écarts relatifs en 1991 est de l'ordre de -85 % contre presque 0 % en 1992. (figure 3). D'autre part pour certains événements, l'écart relatif d'une image à

l'autre peut dépasser 100 % (ex. : 20/06/92 images 5 et 6, figure 4). En ce qui concerne les méthodes d'interpolation des données sol, on constate que la méthode de krigeage avec une portée de 30 km donne une estimation de la lame d'eau inférieure de 40 % environ à celle estimée en utilisant un variogramme de portée 50 km. Enfin la relation Z-R a peu d'influence par rapport à la méthode d'interpolation des données sol.



Figure 3 :

Évolution de l'écart relatif Es pour tous les événements sélectionnés. En abscisse se trouve le numéro de l'image dans l'événement; ce numéro correspond seulement à l'ordre chronologique sans faire référence à un pas de temps. Les lames d'eau sol sont calculées par krigeage avec un variogramme de portée 30 km, le pas de temps est de 5 mn. Les lames d'eau radar sont estimées avec la relation Z-R de CHAMSI.





Évolution de l'écart relatif Es pour l'événement du 20/06/1992 en fonction des trois paramètres suivants :

— relation Z-R : M-P : MARSHALL-PALMER, J : JONES, C : CHAMSI

 portée p du variogramme utilisée lors du calcul de la lame d'eau sol par krigeage (en km) et moy : interpolation des données sol par moyenne arithmétique.
 pas de temps T (en mn) des données sol

Le numéro de l'image ne représente que l'ordre chronologique des mesures radar.

Nous avons procédé à la calibration du radar comme suit. Avec les résultats précédents, nous avons calculé pour chaque événement une correction additive c (en dBZ) permettant d'obtenir des écarts relatifs après correction qui soient nuls à 1 % près. On constate (figure 5a et 5b) que :

- les trois événements de 1991 nécessitent des valeurs de c comprises entre 9 et 16 dBZ quelles que soient les méthodes de calcul utilisées alors que les valeurs de c sont comprises entre -5 et 5 dBZ pour 1992;
- --- pour une méthode de calcul donnée, le pas de temps d'estimation de L_{sol} (5 ou 10 mn) influence peu la valeur de c par rapport aux autres paramètres ;
- l'estimation de la pluie au sol avec un variogramme de portée 30 km conduit à calculer des valeurs de c inférieures d'environ 3,5 dBZ à celles obtenues lorsqu'on utilise un variogramme de portée 50 km pour le calcul par krigeage des lames d'eau au sol;
- quelle que soit la méthode d'estimation de la pluie au sol, les différences de la valeur c lorsqu'on change de relation Z-R sont constantes et varient entre -1,5 et 2 dBZ. Sur ce point là on ne constate aucune différence entre 1991 et 1992.



Figure 5a et 5b : Facteur de calibration en fonction de la méthode d'interpolation sol et du pas de temps (a) et en fonction de la relation Z-R (b). Les trois premières valeurs sont relatives à des événements de 1991, les autres à des événements de 1992. 5a) La relation Z-R est celle de CHAMSI (1992). 5b) pas de temps : 5 mn. - p : portée du variogramme en km. - T : pas de temps en mn.

À condition d'avoir précisé quelle vérité sol on considère comme vraie, ce calcul permet de calibrer les données radar pour chaque événement. Mais, au cours d'un événement, les écarts relatifs Es de chaque image peuvent être très différents. La valeur moyenne de ces écarts n'est donc pas toujours significative.

En outre le signal radar présente des incertitudes, notamment sur la relation Z-R, qui agissent sur la dispersion des valeurs de calibration. Cependant cette dispersion est largement inférieure à celle due au choix de la méthode d'interpolation des données sol. Elle peut être diminuée en intégrant les données sol et radar sur une période de temps supérieure à celle de l'image (DELRIEU, 1986). Dans notre étude, nous ne faisons pas d'intégration temporelle pour rester dans la partie convective du système précipitant. Par contre nous effectuons une intégration spatiale en comparant les deux modes de mesure sur des surfaces, ce qui permet aussi de diminuer la dispersion des valeurs de calibration. Enfin, cette première approche d'une calibration du radar de Niamey néglige l'atténuation du signal radar ; nous proposons donc une autre méthode visant à prendre en compte indirectement ce phénomène.

CALIBRATION DES RÉFLECTIVITÉS MESURÉES AU RADAR AVEC PRISE EN COMPTE DE L'ATTÉNUATION

Cette étude est menée sur 6 événements majeurs de l'année 1993. Pour cette année, une partie du réseau de pluviographes Epsat-Niger a été redéployée en lignes dans le cadre de l'expérience Arcol (figure 7), (LEBEL *et al.*, 1994). Ces lignes présentent une orientation et une densité en pluviographes permettant de mettre en œuvre la méthode proposée en figure 6.



Figure 6 : Méthode avec prise en compte de l'atténuation.

Nous introduisons la distance d entre le front du système précipitant et la surface de mesure des réflectivités radar. Cette distance est définie comme la moyenne des distances au front du système précipitant sur toutes les radiales du radar coupant la surface de mesure. Nous avons aussi défini 4 surfaces de mesure correspondant aux 4 lignes de pluviographes du réseau Arcol 1993 (figure 7). La forme de ces surfaces fait correspondre l'intégration spatiale du signal radar à une intégration spatiale des données sol par l'intermédiaire de la vitesse de déplacement du système précipitant. Pour cela on juge l'intégration spatiale de la mesure au radar équivalente à une intégration temporelle sur une durée de l'ordre du rapport de la hauteur du domaine de mesure radar par la vitesse de chute moyenne des gouttes de pluie¹. Puis la vitesse de déplacement du système précipitant² permet de passer de l'intégration temporelle du signal radar à une intégration spatiale des données sol.

On calcule alors les intensités de pluie sur les surfaces de l'étude :

--- l'intensité R_{rad} déterminée au radar est la moyenne des réflectivités converties en intensités à l'aide d'une des trois relations Z-R utilisées au chapitre précédent :

$$R_{rad} = 1/n \sum_{k=1}^{n} R_k$$
 n : nombre de pixels radar sur la surface de mesure ;

- la relation Z-R de CHAMSI est remplacée par son expression globale : Z = 364R^{1,36}. Cette expression est calculée sur le même échantillon de données que la précédente relation sans tenir compte du seuil à 15 000 mm⁶/m³ (CHAMSI, 1992);
- ---l'intensité R_{sol} est la moyenne des intensités mesurées aux pluviographes de la surface de mesure considérée. Cette moyenne se fait sur un échantillon de 12 à 33 valeurs suivant la surface considérée. On dispose de données au pas de temps de 5 mn ; pour respecter le synchronisme entre les deux modes de mesure nous interpolons les données sol.

On effectue une régression exponentielle du rapport R_{sol}/R_{rad} en fonction de la distance d (figure 7). Ceci est justifié par la forme exponentielle de l'expression mathématique de l'atténuation sur le trajet radar-cible de l'onde :

$$L^{2}(r) = \exp\left(-0.46 \times \int_{0}^{r} k(r) dr\right)$$

où k est le taux d'atténuation et r la distance au radar et par la relation liant Z_a la réflectivité apparente (vue par le radar) à la réflectivité vraie $Z : Z_a(r) = Z(r)L^2(r)$. La pente de la droite de régression met en évidence l'atténuation.

¹La vitesse de chute moyenne des gouttes de pluie est de l'ordre de 5 m/s.

²La vitesse de déplacement moyenne des systèmes précipitants est de 50 km/h.



Figure 7 : Réseau Arcol et surfaces d'extraction des mesures. Coordonnées en km - Origine : 2° E, 13° N ; coordonnées du radar $X = 18,71 \ Y = 53,36.$

La flèche indique le sens du déplacement moyen des systèmes précipitants.



Figure 8: Comparaison entre R_{sol} et R_{rad} en fonction de la distance au front du système précipitant pour l'événement du 08/08/1993. régression : $ln(R_{sol}/R_{rad}) = 6,30.10^{-2}d - 3,52.10^{-2}$ $r^2 = 0,863$ n = 28.

L'ordonnée à l'origine est considérée comme la valeur du rapport R_{sol}/R_{rad} sans influence de l'atténuation. On peut déduire de ces rapports un facteur de calibration c pour chaque événement :

$$c(dBZ) = 10 \times b \times \log((R_{sol} / R_{rad})(d=0))$$

où *b* est l'exposant de la relation Z-R, $Z = aR^b$ (CAOUDAL, 1993). Le tableau suivant présente les facteurs de calibration pour 6 événements de 1993 et les 3 relations Z-R de l'étude.

i docui do canoration o en abas						
[13-Jun	30-Jul	05-Aoû	08-Aoû	17-Aoû	19-Aoû
Marshall-Palmer	1,24	-2,41	$-1.64.10^{-2}$	0,34	-3,25	-4.33.10 ⁻²
Jones	1,87	-1,16	-0,353	-0,209	-0,756	$1.98.10^{-2}$
Chamsi global	-1,03	-3,03	-1,38	-2,14	-3,43	-2,14

Tableau 1Facteur de calibration c en dBZ

Lorsqu'on change de relation \mathbb{Z} -R, c est compris dans un intervalle de 3 dBZ dont la borne inférieure est c pour la relation de CHAMSI global. Ce facteur c varie de façon similaire entre les deux relations JONES et CHAMSI global à cause de la similitude même de l'exposant b de ces relations. Par contre c, calculé avec la relation de MARSHALL-PALMER, a une évolution interévénement différente qui s'explique par le fait qu'en utilisant cette relation on surestime les faibles intensités et sous-estime les fortes intensités par rapport aux deux autres relations.

Dans cette approche, la méthode d'interpolation des données sol n'est pas paramétrée. Les surfaces sur lesquelles on compare intensité sol et radar possèdent suffisamment de points de mesure au sol pour que la moyenne arithmétique soit un interpolateur représentatif. De plus la configuration en ligne du réseau sol ne justifie pas l'utilisation d'une méthode comme le krigeage.

CONCLUSION

En préalable à une calibration, l'étude des échos de sol mesurés par le radar de Niamey nous a apporté des enseignements sur la stabilité et la sensibilité de la chaîne d'acquisition radar. On a pu en outre déterminé ainsi le niveau moyen de réflectivité pour chaque événement et procéder à une remise à niveau par rapport au niveau moyen sur toute la saison des pluies. Pour calibrer le radar, on peut comparer les lames d'eau sol et radar calculées sur des surfaces se limitant à la partie convective des systèmes précipitants. Une telle comparaison fait apparaître les variations importantes du facteur de calibration en fonction de la méthode d'interpolation des données sol. Ce facteur est comparativement moins sensible au choix de la relation Z-R ce qui met en lumière l'importance du calcul d'une vérité sol fiable, opération délicate dans le cas des pluies convectives telles que celles du Niger.

Cette première méthode de calibration faisant abstraction de certains artefacts inhérents à la mesure radar, nous en proposons une seconde, consistant à comparer les intensités sol et radar en fonction de la distance entre la surface d'extraction des mesures et le front du système précipitant. On tient compte ainsi de l'atténuation du signal radar (fonction de la distance) ce qui n'était pas le cas dans la méthode précédente. Le facteur de calibration varie de -3,43 à 1,87 dBZ suivant l'événement et la relation Z-R utilisée. Plus précisément on constate des variations du facteur de calibration allant de -3,24 à 1,24 dBZ lorsqu'on utilise la relation Z-R de MARSHALL-PALMER et de -3,43 à -1,03 dBZ lorsqu'on utilise une relation proposée spécifiquement pour les pluies sahéliennes par CHAMSI (1992).

Cette dernière méthode n'utilise qu'une partie de l'information obtenue par comparaison des données sol et radar en fonction de la distance au front précipitant (figure 7), en l'occurrence l'ordonnée à l'origine de la régression proposée. On espère pouvoir utiliser l'ensemble des points et la pente de la droite de régression pour analyser l'effet de l'atténuation sur le signal radar et corriger ainsi les réflectivités avant leur transformation en intensité de précipitation.

BIBLIOGRAPHIE

- CAOUDAL S., 1993. Tests de cohérence des mesures de l'expérience hydrométéorologique « Marseille 92-93 », D.E.A., UJF, Grenoble, 42 p.
- CHAMSI N., 1992. Estimation des précipitations à partir de la réflectivité radar dans les systèmes convectifs tropicaux, Thèse de doctorat, UPS, Toulouse, 110 p.
- DELRIEU G., 1986. Évaluation d'un radar météorologique pour la mesure des précipitations, Thèse de doctorat, UJF, Grenoble, 190 p.
- JONES D. M. A., 1956. Rainfall drop-size distribution and radar reflectivity, Res. Rept. nº 6. Urbana : Meteor. Lab., Illinois State Water Survey.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPFFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B., HUBERT P., 1992. Rainfall estimation in the Sahel : the Epsat-Niger experiment, *Hydro. Sci. J.*, 37(3), 201-215.
- LEBEL T., TAUPIN J.-D., GRÉARD M., 1994. Rainfall monitoring : The Epsat-Niger setup and its use for Hapex-Sahel. À paraître dans « Hydrologie et Météorologie de Méso-échelle dans Hapex-Sahel : dispositif de mesures au sol et premiers résultats » (Orstom Ed.).
- LEBEL T., TAUPIN J.-D., LE BARBÉ L., à paraître. Rainfall climatology during Hapex-Sahel, (Journal of Hydrology).
- MARSHALL J. S., PALMER W. M. K., 1948. The distribution of raindrops with size, J. Meteorology, 5. 165-166.
- SAUVAGEOT H., DESPAUX G., 1990. Sanaga, un système d'acquisition numérique et de visualisation de données radar pour la validation des estimations satellitaires de précipitation, *Veille Climatique Satellitaire*, 31, 51-55.
- TAUPIN J-D., LEBEL T., CAZENAVE F., CHIRON F., GATHELIER R., GRÉARD M., GUALDE M., KONG J., VALÉRO T., 1992. Epsat-Niger, campagne 1991, Rapport Orstom-DMN, 90 p.

- TAUPIN J.-D., LEBEL T., CAZENAVE F., GRÉARD M., KONG J., LECOCQ J., ADAMSON M., D'AMATO N., BEN MOHAMED A., 1993. Epsat-Niger, campagne 1992, Rapport Orstom-DMN, 100 p.
- WAYMIRE E., GUPTA V. K., RODRIGUEZ-ITURBE I., 1984. A spectral theory of rainfall intensity at the meso- β scale, *Water Ressources Research* 20(10), 1453-1465.

MÉTHODE COMBINÉE IR-MICRO-ONDE POUR LA DÉTERMINATION PAR TÉLÉDÉTECTION DES PLUIES TROPICALES. APPLICATION À L'AFRIQUE ET À DES RÉGIONS OCÉANIQUES

A. MAIA¹, I. JOBARD²

Résumé

La méthode proposée combine l'information provenant des instruments *infrarouge thermique* des satellites géostationnaires (Météosat, GMS,...), disponible à un pas de temps fin (la demi-heure ou l'heure), et l'information des instruments micro-ondes de satellites à orbite basse (SSM/I sur DMSP), reliée plus directement aux précipitations, mais disponible moins fréquemment (au mieux une fois toutes les douze heures). Cette méthode, appelée RACC (Rain and Cloud Classification Method), consiste à utiliser les images infrarouges et microondes en coïncidence spatio-temporelle pour identifier des classes de nuages associés à des taux précipitants typiques (appelés facteurs de pluie), puis à se servir de l'information infrarouge seule pour identifier ces classes avec un échantillonnage temporel beaucoup plus fin, permettant une meilleure restitution des pluies cumulées sur des périodes données. La méthode RACC utilise un algorithme de classification automatique.

Plusieurs études et comparaisons avec des pluies mesurées au sol sont présentées pour des régions climatiques différentes : l'Afrique de l'ouest (continent tropical) et l'Archipel du Japon (terres, côtes et mer).

¹Orstom, Laboratoire d'Hydrologie, BP 5045, 34032 Montpellier cedex 1 France.

²LMD-CNRS, École Polytechnique, F-91128 Palaiseau cedex France.

INTRODUCTION

Les précipitations sont caractérisées par une grande variabilité spatio-temporelle, surtout dans les régions tropicales. La bonne couverture spatiale offerte par les satellites et la fréquence d'obtention de ces observations sont très importantes pour l'étude des précipitations cumulées sur des grandes zones. Plusieurs méthodes d'estimation des précipitations à partir des données satellites ont été développées dans les dernières années. La plupart de ces méthodes utilisent des mesures soit dans l'infrarouge thermique (IR), soit dans les micro-ondes (MO) passives.

L'avantage primordial des méthodes qui utilisent l'IR pour l'estimation des précipitations est la très bonne résolution temporelle de ces données. Les images IR sont fournies par les satellites géostationnaires à une fréquence d'une image toutes les heures ou les demi-heures. Ces images ont aussi une bonne résolution spatiale, c'est-à-dire 5 km pour le satellite européen Météosat ainsi que pour le satellite japonais GMS (Geostationary Meteorological Satellite). Néanmoins, les données IR sont des mesures de radiances ou de températures des sommets des nuages et n'ont pas un rapport physique direct avec les précipitations. Les algorithmes IR associent les températures froides des nuages hauts à des systèmes fortement convectifs et donc probablement précipitants. Comme il a été montré dans JOBARD et DESBOIS (1992), une des difficultés de ces algorithmes est le choix du seuil de température à partir duquel un nuage est considéré comme étant *froid*, ce choix étant corrélé à l'échelle spatio-temporelle utilisée et à la nature des systèmes précipitants.

L'avantage des méthodes qui utilisent les micro-ondes est lié au fait que les données MO sont des mesures directes de l'absorption et de l'émission ou de la diffusion du rayonnement par les gouttes d'eau et les cristaux de glace (hydrométéores) à l'intérieur des nuages. Sur la mer, la différence entre les polarisations verticales et horizontales pour certaines fréquences peut aussi indiquer la présence de ces hydrométéores. Ces interactions entre le rayonnement MO et les hydrométéores sont utilisées pour évaluer les taux de pluie. Cependant, la faible résolution temporelle des données MO provenant des satellites à orbite basse, n'est que d'une ou au maximum deux images par jour, ce qui rend difficile l'estimation des précipitations cumulées sur des périodes plus longues. Ces méthodes MO doivent alors utiliser des techniques empiriques d'interpolation à partir des estimations de quantités instantanées, pour le calcul des pluies cumulées dans le temps.

Un autre problème pour l'estimation des précipitations avec des images MO est la résolution spatiale de ces données qui est beaucoup plus faible que celle des images IR. La résolution spatiale des 7 canaux du radiomètre SSM/I (Special

Sensor Microwave/Imager), à bord du satellite polaire DMSP (USA), est donnée dans le tableau 1 (une description détaillée de l'instrument SSM/I peut être trouvée dans Hollinger *et al.*, 1987). Compte tenu de la forte variabilité spatiale des pluies, particulièrement dans les tropiques, les pixels MO couvrent généralement une zone qui n'est pas homogène et souvent la couverture du pixel par la pluie n'est que partielle, ce qui rend l'estimation de la pluie difficile, car la relation entre le paramètre MO et le taux de pluie n'est pas linéaire.

Canal	Résolution spatiale
19 GHz -H,v	70 x 45 km
22 GHz - V	60 x45 km
37 GHz - H,V	38 x 30 km
85 GHz - H,v	16 x 14 km

 Tableau 1

 Résolution spatiale des canaux du radiomètre MO SSM/I. (H et V signifient polarisation horizontale et verticale)

La méthode utilisée dans cette étude pour l'estimation des précipitations est une méthode qui tente de tirer un avantage des deux approches, en utilisant la bonne résolution spatio-temporelle des images IR et l'information reliée à la pluie contenue dans les données MO. Cette méthode, appelée RACC (Rain And Cloud Classification) est détaillée dans JOBARD et DESBOIS (1994) ; son principe est expliqué dans le chapitre suivant. Les résultats de l'application de la méthode RACC à une région océanique tempérée (Japon et mers environnantes) et à une région continentale tropicale (Afrique de l'ouest), pour différentes échelles spatio-temporelles, sont présentés dans le chapitre : deux exemples de l'application de la méthode RACC. Ces résultats sont comparés avec ceux obtenus par d'autres techniques d'estimation des précipitations.

UNE MÉTHODE D'ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS COMBINANT L'IR ET LE MO

Comme nous l'avons rappelé ci-dessus, la fréquence temporelle et la bonne résolution spatiale au sol des données IR sont très importantes pour l'estimation des précipitations. Néanmoins, les radiances IR sont uniquement corrélées à la température des sommets des nuages, tandis que les données MO sont des mesures directes de la présence des hydrométéores. Une méthode qui combine les données IR et MO peut donc, avoir les avantages des deux techniques.

La méthode RACC que nous présentons ici, utilise une technique de classification automatique développée par DESBOIS *et al.* (1982). Cette technique de classification des *nuées dynamiques* permet de partitionner les données en classes naturelles en considérant plusieurs paramètres, sans avoir aucune connaissance *a priori* de ces classes. Ceci nous permet de trouver un certain nombre de classes homogènes que l'on associe à différents types de nuages.

Pour trouver ces classes de nuages dans les études présentées ici, nous utilisons deux paramètres spectraux : les images *température de brillance* IR et MO (obtenue à partir d'un canal ou d'une combinaison de canaux MO), et un paramètre spatial, obtenu à partir de la variance locale de chaque pixel dans l'image IR. Ces images *variance-IR* sont importantes pour caractériser la structure spatiale des nuages.

Dans la phase d'apprentissage de la méthode, ces trois paramètres (les images IR, Variance-IR et MO) en coïncidence spatio-temporelle sont utilisés dans un processus d'itérations successives pour identifier des classes des nuages associées à des taux précipitants typiques. Ce processus part initialement d'un nombre donné de classes pour lesquelles un ensemble aléatoire de points est choisi. Les centres de gravité et les écarts type de chaque classe sont calculés. Chaque pixel de chaque image est alors attribué à la classe la plus proche, selon la distance euclidienne avec les centres de gravité. Les centres de gravité et les écarts types de ces classes sont recalculés et une nouvelle itération est commencée. Le processus dure jusqu'à ce que la partition des classes soit quasiment constante. Le résultat final de cette phase d'apprentissage est un ensemble de classes pour lequel chaque classe est représentée par les centres de gravité des pixels qui appartiennent à la classe pour chacun des paramètres. Un exemple d'une classification est présenté dans le tableau 2. Dans cet exemple, le troisième paramètre est une combinaison de canaux MO proposée par GRODY (1991) que nous appelons indice de diffusion ou SI (Scattering Index). Cette combinaison est décrite au chapitre suivant.

Tableau 2

Exemple de classification des nuages obtenue à partir de trois paramètres : IR, variance-IR et une combinaison de canaux MO appelée SI

Classes	Temp.IR (K)	Variance IR	« SI » (K)
1	265	60	-11
2	263	44	2
3	260	29	-10
4	243	47	-10
5	241	70	-7
6	235	52	24
7	229	45	4
8	225	29	-9
9	219	33	42
10	218	25	10

La deuxième phase de la méthode consiste dans l'application de cette classification à l'ensemble de données dont on dispose. Chaque pixel est associé à la classe la plus proche et nous obtenons ainsi une image classifiée. Comme les images MO ne sont disponibles qu'une ou deux fois par jour, nous conservons, dans cette phase de l'étude, seulement les paramètres IR (images IR et variance-IR) avec les mêmes centres de gravité qui ont été trouvés dans la phase d'apprentissage à trois paramètres. De cette façon, nous pouvons créer des images classifiées avec une bonne résolution spatiale et temporelle. Les centres de gravité du paramètre MO vont servir à définir des taux de précipitation ou facteurs de pluie qui seront associés aux classes de pluie. Les facteurs de pluie sont appliqués aux images classifiées pour l'obtention de la pluie estimée. Un organigramme décrivant la méthode RACC est présenté dans la figure 1.



Figure 1 : Organigramme de la méthode RACC.

DEUX EXEMPLES DE L'APPLICATION DE LA MÉTHODE RACC

La région du japon et les mers environnantes

Les données utilisées dans cette étude, ont été réunies pour une expérience d'intercomparaison des méthodes d'estimation des pluies par satellite. Il s'agit du « First Algorithm Intercomparison Project » (AIP-1) organisé dans le cadre du « Global Precipitation Climatology Project » sur la région du Japon et les mers environnantes (23°N - 46°N et 120°E - 147°E) pendant la période du 1 au 30 juin et la période du 15 juillet au 15 août 1989.

Les images visibles et IR proviennent du satellite japonais GMS (Geostationary Meteorological satellite) et sont fournies toutes les heures. Les images MO proviennent de l'instrument SSM/I à bord du satellite DMSP F-8 (Defense Meteorological Satellite Program).

L'ensemble des champs de pluie pour la validation des algorithmes, a été constitué à partir de l'analyse horaire des précipitations, obtenue en composant les données des pluviographes Amedas (Automated Meteorological Data Acquisition System) et les données radar fournies par la « Japanese Meteorological Agency » (JMA) (voir LEE *et al.*, 1991). La zone de validation est représentée sur la figure 2.

La méthode RACC a été appliquée pour estimer la pluie moyenne sur des carrés de $1,25^{\circ} \ge 1,25^{\circ}$. Les carrés couvrant l'océan Pacifique, la mer du Japon ou la terre sont repérés sur la figure 2, respectivement par les lettres P, J ou L.

Dans cette étude, nous avons utilisé dans la phase d'apprentissage de la méthode, un algorithme MO (GRODY, 1991) qui estime la diffusion du rayonnement micro-onde causée par les précipitations sur la zone observée à partir d'une combinaison des canaux MO. Cet indice de diffusion (SI) est donné par :

$$SI = F - T_{85H}$$

où $F = 32,95 + 0,125 T_{10V} + 0,456 T_{22V} + 0,0011 (T_{22V})^2$

et $T_{f(V ou H)}$ est la température de brillance du canal de fréquence f polarisé horizontalement (H) ou verticalement (V).



Figure 2 :

La région du Japon et les mers environnantes. Les données de validation ont été fournies pour les 79 carrés de 1,25° x 1,25° qui sont désignés par « P » (océan Pacifique), « J » (mer du Japon) et « L » (terre).

Les valeurs de SI à partir de 10 K sont utilisées pour évaluer les précipitations. Pour ces valeurs, le taux de précipitation (ou facteur de pluie) est donné par la relation suivante, applicable aussi bien sur mer que sur terre :

$$TP = -1,65 + 0,289 SI$$

Dans l'exemple de la classification donnée dans le tableau 2, les taux de précipitations pour les classes correspondant à des nuages précipitants ($SI \ge 10$ K) sont :

Classe	SI (K)	Taux de pluie
6	24	5,3
9	42	10,5
10	10	1,2

Ce sont ces facteurs de pluie qui sont appliqués à l'ensemble complet d'images classifiées pour l'estimation des précipitations, et la moyenne spatiale de la pluie estimée est ensuite calculée sur les 500 pixels constituant chaque carré. Nous présentons ici les résultats concernant le cumul mensuel de ces estimations horaires moyennes sur chacun des 79 carrés. Nous avons comparé nos estimations pour les deux périodes avec les estimations obtenues par une technique IR et les estimations obtenues par une technique utilisant les données MO. L'algorithme IR est le GPI (GOES Precipitation Index - ARKIN, 1979 et ARKIN et MEISNER, 1987). Cet algorithme utilise un seuil égal à 235 K (-38° C) au-dessous duquel le pixel est associé à un taux de précipitation de 3 mm/heure. La technique MO utilise l'indice de diffusion *SI* et estime la pluie mensuelle à partir d'une interpolation des valeurs calculées aux heures de passage de l'instrument SSM/I sur tout ou partie de la zone étudiée.

Les tableaux 3a et 3b montrent les corrélations entre les valeurs estimées et observées de la pluie cumulée pour chacune des périodes (juin et juillet/août). D'autres paramètres comme la pluie moyenne estimée, l'erreur moyenne et l'écart type (RMSE) sont aussi présentés. Les figures 3a et 3b réprésentent pour chacune des périodes, les valeurs de la pluie cumulée estimées par les trois méthodes pour les 52 carrés mer (P et J dans la figure 2) et les 27 carrés terre (L) en fonction des pluies observées. Pour la période de juin plutôt caractérisée par des pluies frontales, la méthode combinée montre une nette amélioration de la corrélation avec les valeurs de pluie observées par rapport à ce que fournissent les deux autres techniques. Cette amélioration est moins significative pour la période juillet/août. Ce résultat est probablement dû à la difficulté des algorithmes qui ne permettent pas de détecter convenablement les systèmes orographiques présents sur la terre pendant cette période (voir la figure 3b).

Tableau 3aStatistiques pour le mois de juin : pluie mensuelle moyenne
observée : 134,2 mm

Algorithme	Moyenne (mm)	Erreur moyenne (mm)	« RMSE » (mm)	Corrélation
RACC	139	5	61	0,77
R	220	86	113	0,64
MO	153	19	120	0,44

Tableau 3bStatistiques pour la période juillet-août : pluie mensuelle
moyenne observée : 121,9 mm

Algorithme	Moyenne (mm)	Erreur moyenne (mm)	« RMSE » (mm)	Corrélation
RACC (IR/MO)	73	-49	92	0,75
IR	81	-41	90	0,73
MO	75	-47	118	0,34



Figure 3a :

Estimations et statistiques pour le mois de juin avec : a) la méthode RACC ; b) un algorithme IR (GPI) ; c) un algorithme MO pour les 79 carrés de 1,25°x1,25° où ♦ : Terre □: Mer.

a)

b)

a)



Figure 3b :

Estimations et statistiques pour la période de juillet/août avec : a) la méthode RACC ; b) un algorithme IR (GPI) ; c) un algorithme MO pour les 79 carrés de 1,25°x1,25° où ♦: Terre □: Mer.

L'AFRIQUE TROPICALE

La région étudiée est située au Niger. Le site de validation, équipé d'un réseau dense de pluviographes, est une zone comprise entre 2°E-3°E et 13°N-14°N. La période étudiée couvre deux mois de la saison des pluies, du 6 juillet au 6 septembre 1989. Cette étude a été menée dans le cadre du programme Epsat (Estimation des Précipitations par Satellite) qui est décrit dans LEBEL *et al.* (1992).

Dans la phase d'apprentissage de la méthode RACC, nous avons utilisé les images semi-horaires du canal IR du satellite Météosat et les images MO de la température de brillance du canal 85 GHz (polarisation horizontale) du radiomètre SSM/I à bord du satellite DMSP F-8.

Nous avons utilisé un événement pluvieux particulier qui s'est produit pendant la journée du 4 août 1989, pour déterminer les facteurs de pluie en ajustant les taux de précipitations horaires estimés aux valeurs observées. La relation obtenue entre la température de brillance à 85 GHz, T_B , et le taux de pluie TP, s'écrit :

$$T_{\rm R} = 253 - 7,0 \ TP + 0,08 \ TP^2$$

Dans cette application, la région étudiée n'étant un carré que d'environ 1 degré de côté, nous avons dû considérer des échelles spatiales et temporelles plus fines que dans l'étude précédente.

Le tableau 4a montre les valeurs des corrélations entre les valeurs estimées par la méthode RACC et les valeurs observées à différentes échelles spatiales (de 15 $x 15 \text{ km}^2$ à 120 $x 120 \text{ km}^2$). Les précipitations sont cumulées sur des périodes allant de 1 heure à 12 heures ; sur l'ensemble des deux mois de mesures, il y a 26 journées comportant des événements pluvieux, il n'est donc pas significatif de faire des statistiques sur des périodes plus longues.

Nos résultats sont comparés à ceux obtenus avec une méthode IR à seuil, pour deux valeurs différentes du seuil choisi $(-40^{\circ}\text{C} \text{ et} -60^{\circ}\text{C})$; les corrélations avec les valeurs observées sont données dans les tableaux 4b et 4c respectivement. La comparaison de ces coefficients de corrélation indique que la méthode RACC présente des meilleures corrélations que la technique IR, pour toutes les échelles spatio-temporelles testées. Toutefois il faut remarquer que l'amélioration est plus importante si l'on compare avec la technique IR utilisant le seuil -40°C qu'avec celle utilisant le seuil -60°C. Mais, comme il a été montré, par exemple dans JOBARD et DESBOIS (1992), le choix du meilleur seuil IR est la difficulté majeure de la technique IR à seuil, il peut aussi dépendre de l'échelle spatio-temporelle utilisée.

Tableau 4

Coefficients de corrélation entre les précipitations observées et estimées avec la méthode RACC (tableau 4a) et avec une méthode IR utilisant deux seuils différents : -40°C (tableau 4b) et -60°C (tableau 4c)

	Échelle Spatiale Échelle (Km ²) Temporelle (heure)	15 x 15	30 x 30	60 X 60	120 x 120
Tableau 4a	1	0,59	0,62	0,69	0,77
RACC	3	0,70	0,72	0,75	0,80
	6	0,77	0,78	0,80	0,83
	12	0,80	0,81	0,84	0,86
	Échelle Spatiale Échelle (Km ²)	15 x 15	30 x 30	60 X 60	120 x 120
	Temporelle (heure)				
Tableau 4h	1	0,38	0,41	0,46	0,56
Seuil = -40° C	3	0,50	0,51	0,54	0,61
	6	0,60	0,61	0,63	0,67
	12	0,69	0,71	0,73	0,76
	Éaballa Spatiala	1			
Tableau 4c Seuil = –60°C	Échelle (Km ²) Temporelle (heure)	15 x 15	30 x 30	60 X 60	120 x 120
	1	0,48	0,51	0,58	0,69
	3	0,62	0,64	0,68	0,76
	6	0,73	0,74	0,77	0,81
	12	0,76	0,78	0,80	0,84

CONCLUSION

La méthode RACC d'estimation des précipitations par satellite, basée sur une technique de classification automatique des nuages, a été présentée. Cette méthode combine les images IR à haute résolution et des images MO à plus faibles résolutions spatiale et temporelle. Elle a été testée pour deux régions climatiques très différentes : une région océanique tempérée autour du Japon (terre et mer) et une région continentale tropicale de l'Afrique de l'ouest. Les estimations ont été faites pour les précipitations moyennées sur différentes surfaces et cumulées sur des périodes de durées différentes. Dans ces deux études, la méthode RACC a été mieux corrélée aux données de validation que les techniques utilisant séparément l'IR ou bien les MO. Ces résultats sont encourageants et indiquent que l'estimation des pluies par satellite peut certainement être améliorée en utilisant ensemble toutes les données satellite disponibles, parce qu'elles sont complémentaires. D'autres applications de la méthode RACC doivent encore être menées pour tester cette méthode sur d'autres régions climatiques.
BIBLIOGRAPHIE

- ARKIN P. A., 1979. The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during Gate over the B-Scale array; Mon. Weather Rev., 107, 1382-1387.
- ARKIN P. A., MEISNER B. N., 1987. The relationship between large scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-1984, Mon. Weather Rev., 115, 51-74.
- DESBOIS M., SÈZE G., SZEJWACH G., 1982. Automatic classification of clouds on Meteosat imagery : application to high-level clouds, J. Appl. Meteorol., 21, 401-412.
- GRODY N. C., 1991. Classification of snow cover and precipitation using the special sensor microwave imager, J. Geophys. Res., 96, N°D4, 7423-7435.
- HOLLINGER J., LO R., POE G., SAVAGE R., PEIRCE J., 1987. Special sensor microwave/imager user's guide, Naval Research Laboratory, Washington D. C., 120 p.
- JOBARD I., DESBOIS M., 1992. Remote sensing of rainfall over the tropical Africa using Meteosat IR imagery : sensitivity to time and space averaging, *International Journal of Remote Sensing*, 13, N°14, 2683-2700.
- JOBARD I., DESBOIS M., 1994. Satellite estimation of the tropical precipitation using the Meteosat and SSM/I data, Atmospheric Research, 34, 285-298.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPFFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B., HUBERT P., 1992 : Rainfall estimation in the Sahel : the Epsat-Niger experiment, Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques, 37, N°3, 201-215.
- LEE T.H., JANOWIAK J.E., ARKIN P.A., 1991. Atlas of products from the algorithm intercomparison project 1 : Japan and surrounding oceanic regions, June-August 1989, University Corporation for the Atmospheric Research, available from Climate Analysis Center, NOAA, Washington, 131 p.

L'ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS PAR RADAR ET INFRAROUGE SATELLITAIRE À PARTIR D'INTÉGRALES D'AIRES

H. SAUVAGEOT¹, S. RAMOS-BUARQUE¹, L. BOURREL², P. BATIONO³, M.S. DIOP⁴, R.S. TENORIO^{1, 5}

Résumé

L'expérience ordinaire suggère qu'il existe une certaine corrélation entre d'une part la quantité de précipitation générée par les cellules convectives et d'autre part la durée d'activité et l'aire occupée par ces cellules. Il a été montré récemment que, à condition de considérer un échantillon d'état convectif suffisamment large, cette relation est linéaire et extrêmement serrée. En d'autres termes, l'aire occupée par la pluie d'intensité (R) supérieure à un seuil (τ) est une mesure de l'intensité de pluie moyenne dans cette aire. Ce concept présente un grand intérêt pour la mesure des précipitations par radar au sol et à partir des capteurs satellitaires : images infrarouge, et dans le futur, données des radars spatiaux.

L'objet de la communication est de discuter des variations climatiques du facteur de proportionnalité $S(\tau)$ entre l'intensité de pluie moyenne et l'intégrale de l'aire des précipitations d'intensité supérieure au seuil τ . On utilise pour cela une base de données sur la distribution de probabilité P(R) de l'intensité de la pluie dans le monde. Cette distribution est log.-normale. On montre que la moyenne m_R et la variance σ_R^2 de cette distribution sont liées par la relation $\sigma_R^2 = 5 m_R^2$. Donc P(R) et $S(\tau)$ ne dépendent que d'un seul paramètre.

On présente des exemples de résultats de l'application de cette méthode :

 aux lignes de grains tropicales observées par radar dans le cadre du programme Epsat à Niamey et à Dakar;

¹Université Paul Sabatier - Laboratoire d'Aérologie - 31062 Toulouse.

²Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse - 31400 Toulouse.

³Antenne Orstom - Centre de Météorologie Spatiale - Lannion.

⁴École Nationale Supérieure Universitaire de Technologie - Dakar - Sénégal.

⁵Universidade Federal de Alagoas / CNPq - Brésil.

- aux systèmes nuageux tropicaux vus par Météosat ;
- au bassin versant de la Garonne dans le cadre d'une expérience de prévision des crues par radar.

INTRODUCTION

Pour de nombreuses applications hydrologiques et météorologiques, l'information utile n'est pas l'intensité de pluie en un point, ni même le détail de la distribution spatio-temporelle de l'intensité de pluie pour l'ensemble des pixels constituant l'aire d'observation. La donnée utile est l'intensité de pluie moyenne sur une aire. Pour les modèles climatiques, la hauteur d'eau ou le volume précipité sur une aire pendant un certain intervalle de temps est même suffisante.

Or il a été montré récemment (DONEAUD et al., 1984 ; CHIU, 1988 ; LOPEZ et al., 1989 ; ATLAS et al., 1990) que, à condition de considérer un échantillon de pluie suffisamment large, il existe entre d'une part le volume de pluie ou l'intensité de pluie moyenne sur une aire et d'autre part l'aire où l'intensité de pluie est supérieure à un seuil, une relation linéaire extrêmement serrée (coefficients de corrélation supérieurs à 0,95). De ce fait, la mesure de l'aire des précipitations convectives est interprétable comme une mesure précise de la quantité de pluie, à condition de connaître la valeur du facteur de proportionnalité.

La relation a initialement été démontrée pour les pluies convectives à partir de données radar, par conversion des champs de facteur de réflectivité radar Z en champ de précipitation R, à l'aide de relations Z-R. Elle a aussi été testée à partir de réseaux de pluviomètre (BRAUD et al., 1993). Cependant, son intérêt tient surtout à ce qu'elle semble potentiellement adaptable à l'interprétation des données spatiales (CHIU, 1988). En effet les radiomètres et, dans le futur, les radars, utilisés à partir de satellites, ne permettent pas de mesures ponctuelles précises du taux de pluie. Il est donc intéressant pour réduire la variance des résultats de se tourner vers l'estimation d'une quantité intégrée par une simple mesure de seuil. Il est cependant nécessaire de clarifier les conditions d'application de la méthode et notamment de préciser la variabilité climatique du facteur de proportionnalité. Par exemple, la méthode est-elle sensible aux effets saisonniers, orographiques, côtiers, etc. ? Est-elle applicable aux précipitations non purement convectives et notamment aux précipitations à caractère stratiforme et aux systèmes formés d'un mélange de deux types tel que les lignes de grain tropicales?

L'objet du présent article est de résumer les travaux entrepris et les résultats obtenus par les six coauteurs pour tenter de répondre à ces questions. Auparavant on présente brièvement les bases théoriques de la méthode.

CONCEPTS MÉTHODOLOGIQUES DE BASE

Pour que la quantité de pluie sur une aire soit proportionnelle à l'aire occupée par la pluie, il faut et il suffit que la distribution de probabilité de l'intensité de pluie, R, soit une fonction bien définie et que l'échantillon considéré, dans l'aire d'observation, soit suffisamment large pour être représentatif de cette fonction.

Soit P(R) la fonction densité de probabilité de l'intensité de la pluie dans l'aire d'observation A_0 (figure 1). Si P(R) est déterminé, l'intensité moyenne de la pluie dans A_0 s'écrit :

$$\langle R \rangle = \int_0^\infty R P(R) dR \tag{1},$$

et la fraction de l'aire A_0 dans laquelle R est supérieure à un seuil soit $F(\tau)$ est donnée par :

$$F(\tau) = \frac{A(\tau)}{A_0} = \int_{\tau}^{\infty} P(R) dR.$$
 (2)

On constate que le rapport de R à $F(\tau)$ ne dépend que de τ . Ce rapport s'écrit :

$$S(\tau) = \frac{\int_0^\infty RP(R) dR}{\int_\tau^\infty P(R) dR}$$
(3).

Si P(R) est déterminé, $S(\tau)$ l'est aussi et l'on peut écrire l'équation fondamentale de la méthode ;

$$\langle R \rangle = S(\tau)F(\tau) \tag{4}.$$

 $S(\tau)$ est le facteur de proportionnalité dont la connaissance est nécessaire à l'estimation de la pluie moyenne à partir de l'aire fractionnelle.

La valeur de $S(\tau)$ peut être déterminée expérimentalement de façon approximative par radar d'après la mesure du champ de réflectivité (figure 2); à l'intérieur du domaine A_o les valeurs de Z sont converties en intensité de pluie R avec une relation Z-R et le champ de R permet de calculer $\langle R \rangle$ et $F(\tau)$ dans A_o . $S(\tau)$ est obtenu en régressant un ensemble de couples (R, $F(\tau)$). C'est la technique qui a été utilisée jusqu'à présent dans la plupart des cas (CHIU, 1988; LOPEZ et al., 1989; ROSENFELD et al., 1990; ATLAS et al, 1990; BOURREL et al., 1993; RAMOS-BUARQUE, 1994, parmi d'autres).

Les couples R, $F(\tau)$ peuvent aussi être obtenus avec un réseau dense de pluviographes. Cela a été fait avec les données du *degré carré de Niamey* (LEBEL *et al.*, 1992; BRAUD *et al.*, 1993).

Si l'on considère une ensemble de cellules convectives isolées d'extension limitée (ou même un orage seul), l'échantillon détaillé suffisant peut être obtenu en mesurant les aires pendant une certaine durée T. Cette approche conduit à la notion d'intégrale temps-surface ou ATI (pour Area-Time-Integral) proposée par DONEAUD *et al.* (1984) qui donne accès au volume de pluie V généré par l'ensemble des cellules convectives pendant la durée considérée. En effet pour une suite d'observations aux temps t_i pour lesquelles $A_i(\tau)$ représente l'aire où $R > \tau$ et Δt_i l'intervalle de temps centré entre les observations, on peut écrire à partir de (4) :

$$\sum_{i} \langle R_i \rangle A_{0i} \Delta t_i = S(\tau) \sum_{i} A_i(\tau) \Delta t_i$$
⁽⁵⁾

soit :

$$V = S(\tau)[ATI] \tag{6}$$



Figure 1 : Représentation schématique de la fonction densité de probabilité de l'intensité de la pluie.



Figure 2 :

Représentation schématique de l'aire fractionnelle. R représente le radar. A_{θ} est l'aire d'échantillonage observée par le radar ou un réseau de pluviographes tel que le degré carré de Niamey.

580

VARIATIONS CLIMATIQUES DE $S(\tau)$ ANALYSÉES À PARTIR DE P(R)

L'équation (3) montre que $S(\tau)$ est calculable si l'on connaît P(R). La fonction P(R), caractéristique d'un site ou d'une zone climatique, est mesurable avec un pluviographe avant un temps d'intégration faible. Une telle démarche peut être comprise comme une ATI extrapolée au cas d'une aire d'observation très petite (l'aire représentée par le pluviographe) observée pendant un temps très long. C'est l'approche développée par SAUVAGEOT (1994) à partir d'une base de données d'intensité de pluie mesurée avec des disdromètres. Le disdromètre, ou drop size meter (Joss et WALDVOGEL, 1967), mesure la distribution granulométrique des gouttes de pluie à partir de laquelle R est calculée (voir par exemple SAUVAGEOT, 1992). Le temps d'intégration de la mesure est de 1 minute. La base de données (tableau 1) comprend plus de 100 000 échantillons de 1 min (1 738 heures) saisis sur 7 sites climatiquement différents aux latitudes moyennes et tropicales. La base a été segmentée en 13 échantillons, E1 à E13, comprenant chacun plus 3 700 mesures de 1 min. Il a en effet été déterminé empiriquement que la taille minimale nécessaire pour qu'un échantillon conduise à une distribution significative de P(R) se situe autour de 3 000.

Designation of the sample	Number of 1 min DSD in the sample	Location and date		Particularity			
France							
E1	15 923	South-West 1986	1				
E2	11 340	South-West 1987		Mainly mid-latitude			
E,	5 861	South-West 1985+1988		cyclonic systems			
E4	8 572	Brittany Oct. 1987 to Feb. 1988	J				
Africa-Ivory Coast							
Es	3 605	Abidjan 1986	Mainly mid-la cyclonic syster Equatorial hu (coastal) clim: Soudano-Sahe Equatorial hu (continental) Equatorial hu cimate I Equatorial hu (coastal) climate	Equatorial humid			
E ₆	17 053	Abidjan 1987	}	equatorial numic			
E7	5 100	Abidjan 1988	J	(coastai) chinate			
Africa-Niger							
Eg	6 912	Niamey 1988 + 1989		Soudano-Sahelian climate			
Africa-Congo							
E,	7 063	Boyélé 1988]	Equatorial humid			
E ₁₀	6 321 Boyélé 1989		J	(continental) climate			
Caribbean							
En	3 272	Guadeloupe 1985+86+88		Equatorial humid (maritime) climate			
French Guyana							
E ₁₂	9 569	Kourou-long rainy season 1991	h	Equatorial humid			
E ₁₃	3 717	Kourou-Coastal rain 1991]]	(coastal) climate			

Tableau 1 La base de données

Pour chacun de ces 13 échantillons, le facteur $S(\tau)$ a été calculé, les résultats sont indiqués dans le tableau 2 et à la figure 4. Ils sont parfaitement compatibles avec les quelques déterminations directes (i.e. par radar) connues.

La figure 3 montre les distributions obtenues pour les 3 échantillons E_4 , E_8 et E_{13} correspondant respectivement à la Bretagne, au Sud Niger (Niamey) et à la pluie associée à la convection côtière observée pendant la saison sèche en Guyane. Pour ces 3 échantillons la moyenne de la distribution est $\overline{R} = 0,66$; 5,14 et 0,24 mm h⁻¹ respectivement. À l'évidence ces distributions sont log.-normales. On a vérifié par ailleurs que ces distributions ne sont pas modifiées significativement si le pas d'intégration augmente jusqu'à 5 min. Pour objectiver la conclusion relative à la log.-normalité, les coefficients de Fisher γ_1 et γ_2 , mesurant respectivement les écarts de symétrie (obliquité) et d'aplatissement, ont été calculés. Ils sont donnés dans le tableau 2 : les dissymétries sont très faibles et les courbes sont légèrement platykurtiques. Les distributions peuvent être représentées par des fonctions log.-normales.

Si l'on pose Y = lnR et que l'on désigne par $m_R (=\overline{R})$ et σ_R^2 la moyenne et la variance de la variable initiale, par m_r et σ_r^2 la moyenne et la variance de la variable transformée, la distribution log.-normale s'écrit :

$$P(R, m_y, \sigma_y) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} R \sigma_y} exp\left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln R - m_y}{\sigma_y}\right)^2\right]$$
(7)

avec entre les moyennes et les variances de R et de Y les relations suivantes :

$$m_{y} = 1nm_{R} - \frac{1}{2} ln \left(1 + \frac{\sigma_{R}^{2}}{m_{R}^{2}} \right) = ln \left(\frac{m_{R}}{\sqrt{1 + CV_{R}^{2}}} \right)$$

$$\sigma_{y}^{2} = ln \left(1 + \frac{\sigma_{R}^{2}}{m_{R}^{2}} \right) = ln \left(1 + CV_{R}^{2} \right)$$
(8)

où $CV_R = \sigma_R / m_R = \sqrt{\exp(\sigma_y^2) - 1}$ est le coefficient de variation.

Réciproquement :

$$m_R = \exp\left(m_y + \frac{\sigma_y^2}{2}\right) \quad \text{et} \quad \sigma_R^2 = \exp\left(2m_y + \sigma_y^2\right)\left(\exp\sigma_y^2 - 1\right) \tag{9}$$

La connaissance de l'un des 2 couples de paramètres m_r et σ_r ou m_R et σ_R détermine $S(\tau)$ (éq. 3). Il est donc intéressant d'étudier la variabilité de ces 2 paramètres en fonction du type de précipitation et du contexte climatique. Les couples de valeurs $m_R - \sigma_R^2$ et $m_r - \sigma_r^2$ pour les différents échantillons sont donnés dans le tableau 2.

582

Tableau 2

Les paramètres de la distribution log.-normale et la valeur de $S(\tau)$ pour les 13 échantillons du tableau 1. γ^1 et γ^2 sont obliquités et l'aplatissement respectivement. m_R , σ_R^2 , my et σy^2 sont la moyenne et la variance des variables initiales et transformées respectivement. Les valeurs supérieures à 10 sont arrondies à l'entier le plus proche.

							$S(\tau)$ for $\tau =$							
	71 skewness	7 ² kurtosis	m _R (mm h ⁻¹)	σŘ (mm h ⁻¹) ²	m _Y	σ¥	0.5	1	2	4	б	8	10	20
E1 E2 E3 E4 E5 E6 E7 E8 E9	-0.18 -0.32 -0.35 -0.24 0.04 0.10 0.17 -0.06 -0.26	-0.69 -0.76 -0.64 -0.50 -0.73 -0.51 -0.60 -0.33 -0.49	0.63 0.95 0.85 0.66 4.81 4.11 5.72 5.14 6.25	2.38 3.08 2.31 3.06 108 90 179 113 202	-1.43 -0.79 -0.88 -1.46 0.70 0.49 0.81 0.81 0.92	1.95 1.48 1.43 2.08 1.74 1.85 1.87 1.66 1.82	2.25 2.47 2.16 2.17 8.77 7.25 9.95 7.31 9.26	3.68 3.72 3.40 3.90 11 9.15 13 9.13 11	7.82 6.50 6.88 9.26 14 13 17 13	25 16 23 27 19 20 25 19 20	62 37 59 54 25 26 31 27 28	113 94 113 91 30 32 37 35 35	155 255 226 126 36 38 41 42 43	592 1791 249 472 65 72 64 73 83
E10 E11	0.05 0.14	-0.42 -0.87	4.76 1.77	138 23	0.58 -0.49	1.96 2.12	7.99 4.96	10 6.70	15 9.92	23 16	30 22	37 30	42 38	69 118
E12 E13	0.07 0.14	-0.75 0.33	3.83 0.24	77 0.31	0.43 -2.35	1.83 1.85	7.36 2.64	9.09 8.83	12 26	18 52	24 89	30 127	37	78
EI EII	0.14 -0.12	-0.53 -0.42	4.52 5.41	111 152	0.58 0.78	1.86 1.82	7.99 8.20	10 10	14 13	21 20	27 28	33 36	39 42	69 75

583



Figure 3 : Distribution de la densité de probabilité du taux de pluie P(R) pour les trois échantillons E4, E8 et E13.



Figure 4 : Facteur de proportionnalité S en fonction de τ calculé avec l'équation 3 pour 8 échantillons de la base de données.

Sur la figure 5 sont représentés en coordonnées log-log les couples (σ_R^2 ; m_R) pour les 13 échantillons. Les points représentatifs sont manifestement alignés. On a calculé, par régression linéaire entre les points, les coefficients de la relation entre σ_R^2 et m_R . On obtient une pente de 2,00332 et un intercept de 0,70994 avec un coefficient de corrélation = 0,99370 donc très serré. Avec un léger arrondi des coefficients, on a :

$$\sigma_R^2 = 5m_R^2 \tag{10}$$

Cette équation montre que P(R) est une distribution non pas à 2 mais à 1 paramètre.

Si l'on porte (10) dans les expressions de m_y et σ_y^2 de l'éq.(8), on obtient :

$$m_y = \ln(m_R / \sqrt{6}) = 2,3 \log_{10} m_R - 0,896$$
 (11)

et

$$\sigma_{\nu}^2 = 1n6 \cong 1.8 \tag{12}$$

En portant (10) dans (7), on obtient, avec un léger arrondi des valeurs numériques :

$$P(R) = \frac{0.3}{R} \exp\left[-0.28 \left(\ln R - \ln m_R + 0.9\right)^2\right]$$
(13)

En substituant (13) dans (3), on obtient :

$$S(\tau) = \frac{m_R}{0.3} \left\{ \int_{\tau}^{\infty} \frac{1}{R} \left\{ \exp\left[-0.28 \left(\ln R - \ln m_R + 0.9 \right)^2 \right] \right\} dR \right\}^{-1}$$
(14)

Donc, en conclusion, lorsque, pour un site, ou une zone climatique particulière, la valeur moyenne de l'intensité de la pluie $R = m_R$ est connue, P(R) et $S(\tau)$ peuvent être calculés.

LA MÉTHODE DES AIRES FRACTIONNELLES DANS LE CAS DE LIGNES DE GRAINS SOUDANO-SAHÉLIENNES

Données radar

L'application de la méthode des aires fractionnelles aux lignes de grains présente *a priori* une difficulté dans la mesure où ce type de systèmes est composé de deux régions spatialement distinctes et séparées : la ligne de convection intense à l'ouest et, à l'est, une vaste zone stratiforme (figure 6). Le tableau 2 et la relation (14) montrent en effet que les valeurs de $S(\tau)$ applicables à ces deux régions doivent être différentes. Ce problème a été abordé pour la première fois dans la thèse de RAMOS-BUARQUE (1994), à partir des données radars et pluviographiques collectées au cours du programme Epsat-Niger.



 σ_{R}^{2} en fonction de m_{R}^{2} pour les 13 échantillons de la base de données. La ligne droite représente l'équation 10.



Figure 6 :

Ligne de grain observée le 20 août 1991 avec le radar de Niamey. La quantité représentée est le facteur de réflectivité radar (en dBZ). L'intervalle entre les cercles concentriques est de 50 km (diamètre de l'image 500 km).

586

Cette étude a permis de montrer que la méthode des aires fractionnelles est applicable à la ligne de convection (LC) et à la région stratiforme (RS) considérées séparément. Toutefois ces deux sous-systèmes sont atypiques. L'évolution des paramètres des régressions en fonction du seuil τ met en évidence que les modes propres à chacun de ces deux sous-systèmes sont différents.

Le cas LC présente une dispersion relativement importante des points autour de la droite de régression (figure 7) pour des τ faibles, tandis que pour RS la dispersion est plus faible (la variance expliquée pour $\tau = 1 \text{ mm h}^{-1}$ est de 98 %). Ces résultats suggèrent que le degré de dépendance linéaire de la relation $\langle R_0 \rangle - F(\tau)$ est une fonction du seuil sélectionné car l'augmentation de la valeur de ce seuil accroît le filtrage (et donc la réjection) de la composante aléatoire de P(R).

On montre que le principe de superposition des distributions du taux de pluie est valable pour les petits seuils et que l'on s'écarte sensiblement de la linéarité lorsque τ devient supérieur à la moyenne des distributions instantanées de R. En outre, l'hypothèse d'homogénéité de P(R) semble être plus *intuitive* que l'hypothèse d'homogénéité du coefficient de proportionnalité.

On constate que le coefficient de proportionnalité $S(\tau)$ est étroitement lié à la fraction de surface convective observée (par rapport à la surface stratiforme). Ce coefficient a été paramétrisé en fonction de deux variables : le seuil τ et le nombre sans dimension ψ . ψ est défini par le rapport entre les surfaces *convectives* et *stratiformes*. Les résultats sont remarquables. On constate que les pentes climatologiques obtenues pour différentes régions dans le monde évoluent en fonction de τ pour ψ constant. Autrement dit, la pente climatologique aussi bien que la pente relative à chaque instantané dépend uniquement de ψ pour un seuil τ fixé.

DONNÉES INFRAROUGES SATELLITAIRES

L'infrarouge satellitaire permet de visualiser la distribution des températures du sommet des nuages. Une méthode à seuil analogue à la méthode des aires fractionnelles a été utilisée pour tenter de relier empiriquement l'occurrence d'observation des nuages convectifs à sommets froids avec le volume de précipitation déposé au sol par ces nuages (ARKIN, 1989; SMITH *et al.*, 1990; LAHUEC et PENNARUN, 1993, parmi d'autres). Ces travaux n'ont pas permis jusqu'à présent de démontrer l'efficacité de la méthode. Celle-ci demande sans doute à être précisée et optimisée de façon à en accroître la précision. Les points à approfondir touchent notamment au choix des seuils de température à considérer et à la distinction entre nuages convectifs et nuages stratiformes.

Parce qu'elle comporte des observations radar, des observations de réseau pluviographique et des observations satellitaires (IR Météosat), la base de données collectées pendant le programme Epsat-Niger se prête bien à l'étude de



Figure 7a :

Régression entre $\langle R \rangle$ et $F(\tau)$ à partir des données du radar de Niamey pour la ligne de convection (LC) des lignes de grain. τ est le seuil considéré (en mm h⁻¹). La droite est le résultat de la régression d'ajustement à l'équation 4. $S(\tau)$ est la pente, $r(\tau)$ est le coefficient de corrélation.



Figure 7b : Comme 7a pour la région stratiforme de la ligne de grain.

ce problème. Celle-ci fait l'objet de travaux coopératifs entre le Laboratoire d'Aérologie et l'Orstom (antenne du Centre de Météorologie Spatiale de Lannion). Ce programme n'a pas encore conduit à des conclusions définitives. Il a cependant permis pour la première fois de superposer des champs de réflectivité radar avec des champs IR. Le but de l'opération est de définir dans le champ infrarouge la *signature* des zones où se trouvent localisées les cellules de convection intense, très pluviogènes, par rapport aux régions stratiformes.

APPLICATION À UN BASSIN VERSANT

La méthode des aires fractionnelles se prête aussi à l'estimation de la pluie sur un bassin versant, notamment pour la prévision des crues. Un programme coopératif visant à démontrer ce point de vue a été engagé par la Diren (DIrection Régionale de l'ENvironnement) Midi-Pyrénées, le Laboratoire d'Aérologie de l'Université Paul Sabatier et l'Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse (BOURREL *et al.*, 1994). Il utilise le radar météorologique de Météo France à Toulouse numérisé par une chaîne Sanaga (SAUVAGEOT et DESPAUX, 1990) pour le suivi du bassin supérieur de la Garonne (en amont de Toulouse).

Dans ce type d'application, l'aire A_0 observée par le radar épouse exactement les contours du bassin versant. La difficulté rencontrée est la suivante : les bassins versants sont souvent définis par des reliefs significatifs (c'est le cas du bassin supérieur de la Garonne). Pour éviter les échos de sols et les masques, on est contraint d'opérer avec des angles de sites importants (à Toulouse jusqu'à 2,2°). Dans ces conditions, dans les climats froids des latitudes moyennes, le faisceau radar franchit le niveau de fusion des précipitations à courte distance du radar et se propage dans la neige. On est contraint pour surmonter cette difficulté d'utiliser une procédure de correction de la variation verticale du profil de réflectivité, ce qui complique notablement la mise en œuvre de la méthode.

La méthode est applicable aux cas de petits bassins versants à condition d'intégrer dans le temps, c'est-à-dire de considérer l'échantillon résultant de la somme de plusieurs observations indépendantes du champ de précipitation (approche ATI).

La figure 8 est un exemple de résultats obtenus sur une fraction du bassin versant de la Garonne. Ces résultats sont encourageants mais demandent à être approfondis.



PLUIE DU 10-11 juin 1992

Figure 8 :

Régression entre la pluie volumique et l'ATI pour un sous-bassin de la Garonne en amont de Toulouse à partir des données radar de Météo France de Toulouse enregistrées avec la chaîne Sanaga. Le seuil τ est 1,39 mm h⁻¹, la pente $S(\tau)$ vaut 4,29 mm h⁻¹, le coefficient de corrélation est 0,93.

CONCLUSION

À partir d'une base de données sur l'intensité de précipitation R collectées dans divers sites aux latitudes moyennes et tropicales, la fonction densité de probabilité P(R) a été établie pour un ensemble d'échantillons d'intérêt climatique. Cet ensemble inclut des échantillons de pluie à caractère stratiforme. Les courbes représentatives du facteur de proportionnalité entre le taux de pluie moyen et l'aire fractionnelle pour un seuil τ , soit $S(\tau)$, ont été calculées à partir de ces fonctions. Elles montrent que le terme le plus influent est l'intensité moyenne de pluie m_R . Du côté des faibles valeurs $S(\tau)$ pour les divers échantillons est ordonné comme les valeurs de m_R . C'est l'inverse du côté des fortes valeurs de $S(\tau)$, ce qui implique que les diverses courbes se coupent. La variance de $S(\tau)$ augmente avec τ . L'étude des paramètres de forme de P(R) confirme qu'elle peut être représentée par une distribution log.-normale. On a montré que (pour l'ensemble d'échantillons considérés) les 2 paramètres de la distribution, la moyenne m_R et la variance σ_p^2 sont liés par la relation :

$$\sigma_R^2 = 5m_R^2$$

avec un coefficient de corrélation de 0,99.

Cette relation implique que la variance de lnR, soit σ_r^2 est constante et voisine de 1,8 et que P(R) est une distribution à un seul paramètre. En utilisant cette relation, $S(\tau)$ a été calculé pour les valeur de m_R des divers échantillons. Les résultats sont en bon accord avec les valeurs expérimentales. L'étude des variations de $S(\tau)$ pour un ensemble de valeur de m_R suggère que la valeur de la mieux adaptée pour l'estimation de $\langle R \rangle$ par la méthode des aires fractionnelles est $\tau \cong m_R$.

À partir d'un ensemble d'observations collectées dans le cadre de l'expérience Epsat-Niger, on a montré que la méthode des aires fractionnelles est applicable aux lignes de grains soudano-sahéliennes. Les coefficients de proportionnalité ont des valeurs différentes pour la ligne de convection et pour la région stratiforme. Si l'on considère des structures mixtes, la valeur du coefficient de proportionnalité est étroitement liée à la proportion entre pluies convectives et pluies stratiformes dans l'aire d'observation.

Des travaux ont été engagés pour préciser les relations des champs de pluie vus par le radar et des champs de température infrarouge dans la zone tropicale.

Enfin la méthode d'estimation des pluies par aires intégrales a été appliquée au bassin supérieur de la Garonne avec des résultats positifs.

On peut conclure que globalement la méthode discutée dans ce papier est très efficace pour l'exploitation des données radar lorsque la mesure du volume de pluie ou de l'intensité moyenne sur une aire suffit pour l'application envisagée. Les conditions de sa mise en œuvre pour le traitement des données infrarouge satellitaire doivent être précisées avant qu'une conclusion sur l'efficacité puisse être proposée.

BIBLIOGRAPHIE

- ARKIN P.A., 1989. The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during Gate over the B-scale array. *Mon. Wea. Rev.*, 197, 1382-1387.
- ATLAS D., ROSENFELD D., SHORT D.A., 1990. The estimation of convective rainfall by area integrals, 1, the theoretical and empirical basis. J. Geophys. Res., 95, D3, 2153-2160.
- BRAUD I., CROCHET P., CREUTIN J.D., 1993. A method for estimating mean areal rainfall using moving trend functions of the intensities. J. Appl. Meteor., 32, 193-202.
- BOURREL L., SAUVAGEOT H., VIDAL J.J., DARTUS D., DUPOUYET J.P., 1993. Mesures de pluie par une méthode radar d'aires fractionnelles. Acte des Journées Hydrologiques Franco-Roumaines, 10 p.
- BOURREL L., SAUVAGEOT H., VIDAL J.J., DARTUS D., DUPOUYET J.P., 1994. Radar measurement of precipitation in the cold mountainous areas : case of the Garonne catchment basin. *Hydrological Sci. J.*, 38 (sous presse).
- CHIUL.S., 1988. Estimating areal rainfall from rain area. Tropical Rainfall Measurements, J.S. Theon and N. Fugono, Eds., A. Deepak, 361-367.
- DONEAUD A.A., NISCOV S.I., PRIEGNITZ D.L. SMITH P.L., 1984. The areatime integral as an indicator for convective rain volumes. J. Appl. Meteor., 23, 555-561.
- Joss J., WALDVOGEL A., 1967. Ein Spectrograph für Niederschlagstropfen mit automatisher Auswertung. *Pure Appl. Geophys.*, 68, 240-246.
- LAHUEC J.P., PENNARUN J., 1993. Convergence intertropicale ; l'intensité de la convection de septembre à novembre 1993. Veille Clim. Sat., 47, 8-24.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPFFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B., HUBERT P., 1992. Rainfall estimation in the Sahel : the Epsat-Niger experiment. *Hydrological Sci. J.*, 37, 201-215.

- LOPEZ R.E., ATLAS D., ROSENFELD D., THOMAS J.L., BLANCHARD D.O., HOLLE R.E., 1989. Estimation of areal rainfall using the radar echo area time integral. J. Appl. Meteor., 28, 1162-1174.
- RAMOS-BUARQUE S., 1994. Estimation de l'intensité de la pluie par radar dans les lignes de grain soudano-sahéliennes par intégrales spatiotemporelles. Thèse de l'Université Paul Sabatier (Toulouse III) n°1782, 126 p.
- ROSENFELD D., ATLAS D., SHORT D.A., 1990. The estimation of convective rainfall by area integrals, 2, the height-area rainfall threhold (Hart) method. J. Geophys. Res., 95, D3, 2161-2176.
- SAUVAGEOT H., DESPAUX G., 1990. Sanaga, un système d'acquisition numérique et de visualisation des données radar pour la validation des estimations satellitaires de précipitations. Veille Clim. Sat., 30, 51-55.
- SAUVAGEOT H., 1992. Radar Meteorology, Artech House, 366 p.
- SAUVAGEOT H., 1994. The probability density function of rain rate and the estimation of rainfall by area integrals. J. Appl. Meteor., 33, 8 p. (à paraître dans n° de septembre).
- SMITH P.L., JOHNSON L.R., VONDER HAAR T.H., REINKE D., 1990. Radar and satellite area-time-integral techniques for estimating convective precipitation. Prep. Conf. on Operational Precipit. Estim. and Prediction. Anaheim, 32-35. Amer. Meteor. Soc., Boston.



Flux de chaleur sensible et température Radiométrique sur végétation éparse : un modèle pour le paramètre KB⁻¹

J.P. LHOMME¹, B. MONTENY¹, A. CHEHBOUNI¹, D. TROUFLEAU¹, S. BAUDUIN¹

Résumé

La détermination du flux de chaleur sensible sur végétation éparse à partir de la température radiométrique de surface nécessite l'adjonction à la résistance aérodynamique d'une résistance additionnelle qui s'exprime classiquement en fonction du paramètre adimensionné kB^{-1} . L'utilisation conjointe du modèle bicouche de SHUTTLEWORTH et WALLACE (1985) et de l'hypothèse de linéarité sur la température radiométrique a permis d'obtenir une expression analytique de kB^{-1} , fonction du degré de recouvrement du sol par la végétation, des paramètres spécifiques à l'approche bicouche et des paramètres climatiques. Des simulations numériques montrent que kB^{-1} n'est pas constant, mais varie en fonction des conditions climatiques, des caractéristiques structurales du couvert, et de l'importance du stress hydrique.

¹Orstom, Laboratoire d'Hydrologie, B.P. 5045, 34032 Montpellier, France.

INTRODUCTION

La télédétection dans le domaine spectral de l'infrarouge est couramment utilisée pour déterminer la température des surfaces naturelles et estimer la partition de l'énergie disponible en chaleur sensible et latente, aussi bien à l'échelle de la parcelle qu'à l'échelle régionale. La méthode habituellement utilisée consiste à estimer le flux de chaleur sensible (H) directement à partir de la température de surface mesurée radiométriquement (T_r) et à calculer le flux de chaleur latente comme terme résiduel de l'équation du bilan d'énergie. L'équation qui exprime le flux de chaleur sensible s'écrit :

$$H = \rho c_p \frac{T_r - T_a}{r_a + r_r} \tag{1}$$

 ρ étant la masse volumique de l'air, c_p la chaleur massique de l'air à pression constante, T_a la température de l'air à une hauteur de référence. r_a est la résistance aérodynamique entre la surface du couvert et la hauteur de référence. La surface du couvert est représentée par la hauteur de source, c'est-à-dire le niveau $d+z_o$, z_o étant la hauteur de rugosité pour la quantité de mouvement et d la hauteur de déplacement du plan de référence. r_p est une résistance additionnelle qui rend compte du fait que la température radiométrique est souvent beaucoup plus élevée que la température jusqu'au niveau $d+z_o$. Cette résistance additionnelle est communément exprimée en fonction du paramètre adimensionné B^{-1} utilisé par CHAMBERLAIN (1968)

$$r_{r} = B^{-1} / u_{*} \quad avec \quad kB^{-1} = ln(z_{0} / z_{0}') \tag{2}$$

où u_* est la vitesse de frottement, k est la constante de Karman (0,4) et z'_0 une hauteur de rugosité pour le transfert de chaleur, liée à l'utilisation de T_r au lieu de T_o (STEWART et al., 1994). $d+z'_0$ peut être défini comme le niveau fictif auquel le profil de température doit être extrapolé pour atteindre la valeur T_r . PRÉVOT et al. (1994) ont utilisé des modèles micrométéorologiques complexes pour étudier le déterminisme de la température radiométrique et les ajustements à faire (via le facteur kB^{-1}) pour calculer le flux de chaleur sensible à partir de cette température. Les données expérimentales montrent que la résistance additionnelle est particulièrement élevée sur végétation éparse (KALMA et JUPP, 1990) et que son omission a pour conséquence une importante surestimation du flux de chaleur sensible. STEWART et al. (1994) ont calculé la valeur du kB^{-1} pour 8 types de végétation en milieu semi-aride et ont trouvé qu'elle variait de 3,8 à 12,4. À partir de mesures réalisées sur une végétation naturelle éparse en Californie, KUSTAS et al. (1989) ont montré que la quantité kB^{-1} pouvait être estimée par une relation empirique du type $kB^{-1} = a u_a(T_r - T_a)$, u_a étant la vitesse du vent à une hauteur de référence et a un coefficient constant (égal à 0,17). Parallèlement, des approches bicouche, basées sur le modèle conceptuel de SHUTTLEWORTH et WALLACE (1985), ont été développées pour les couverts épars (KUSTAS, 1990 ; LHOMME et al., 1994a) et appliquées avec succès en région sahélienne (LHOMME et al., 1994b). Cependant l'utilisation de ce type d'approche est difficile avec les observations satellitaires existantes, parce qu'elle met en jeu deux températures de surface (végétation et substrat) au lieu d'une seule. Dans cette communication nous présentons un modèle qui établit un pont entre les approches uni et bicouche. La résistance additionnelle de l'équation (1) (ou sa forme équivalente kB^{-1}) est exprimée en fonction des caractéristiques de l'approche bicouche, et sa réponse aux variations des caractéristiques de la végétation et du climat est analysée.

DÉVELOPPEMENT DU MODÈLE

Le modèle unidimensionnel et bicouche, originellement développé par SHUTTLEWORTH et WALLACE (1985) puis légèrement modifié par SHUTTLEWORTH et GURNEY (1990), est utilisé pour décrire la partition d'énergie dans un couvert épars (figure1). À ce modèle est ajoutée l'hypothèse de linéarité qui stipule que la température radiométrique de surface, telle qu'elle est mesurée par un radiomètre à visée verticale, peut être considérée comme la moyenne des températures du feuillage (T_f) et du substrat (T_s) , pondérées par les surface relatives (KALMA et JUPP, 1990)

$$T_r = a_f T_f + \left(1 - a_f\right) T_s \tag{3}$$

le coefficient a_f représentant l'aire relative de la surface du sol couverte par la végétation principale. LHOMME *et al.* (1994a) ont montré que le flux de chaleur sensible pouvait s'exprimer de la manière suivante :

$$H = \rho c_p \frac{\left(T_r - T_a\right) - c\delta T}{r_a + r_e} \tag{4}$$

avec

$$\delta T = T_s - T_f \quad et \quad c = \frac{r_{as}}{r_{af} + r_{as}} - a_f \tag{5}$$

 r_{as} étant la résistance aérodynamique entre le substrat et le niveau $d+z_{q}$, et r_{af} la résistance de couche limite globale du feuillage par unité de surface de sol. La résistance r_{a} est une combinaison de ces deux résistances élémentaires

$$r_e = \frac{r_{as} \cdot r_{af}}{r_{as} + r_{af}} \tag{6}$$

En combinant les équations (1) et (4), il est possible d'exprimer la résistance additionnelle de la manière suivante :

597



Figure 1 : Schéma général du modèle bicouche de Shuttleworth et WALLACE.

$$r_r = B^{-1} / u_* = \frac{r_e + r_a c m}{1 - c m} \quad avec \quad m = \frac{T_s - T_f}{T_s - T_a} \tag{7}$$

En éliminant T_r dans l'expression de *m* au moyen de l'équation (3), le paramètre adimensionné B^{-1} peut s'écrire :

$$B^{-1} = u_s \frac{r_s + r_a c / (q - a_f)}{1 - c / (q - a_f)} \quad avec \quad q = \frac{T_s - T_a}{T_s - T_f}$$
(8)

Nous montrons ci-dessous comment le modèle de SHUTTLEWORTH et WALLACE permet d'exprimer le rapport q en fonction des paramètres intrinsèques du modèle (résistances) et des entrées climatiques. L'énergie disponible totale est notée A, $(A=R_n-G \text{ avec } R_n \text{ le rayonnement net du couvert et } G \text{ le flux de chaleur dans le$ $sol}, et A_s est l'énergie disponible au niveau du substrat, <math>(A_s=R_{ns}-G \text{ avec } R_{ns} \text{ le$ $rayonnement net du substrat})$. Nous poserons :

$$\omega_{s} = \left[1 + \frac{s}{\gamma} + \frac{r_{ss}}{r_{as}}\right]^{-1} \quad et \quad \omega_{f} = \left[1 + \frac{s}{\gamma} + \frac{r_{sf}}{r_{af}}\right]^{-1} \tag{9}$$

où γ est la constante psychométrique, s la pente de la courbe de pression de vapeur saturante à la température de l'air, r_{ss} la résistance à l'évaporation de la surface du sol et r_{sf} la résistance stomatique globale du feuillage. L'application de l'équation du bilan d'énergie à la couche représentant le substrat conduit à :

$$T_s - T_0 = \omega_s \left[\left(r_{as} + r_{ss} \right) A_s / \rho c_p - D_0 / \gamma \right]$$
⁽¹⁰⁾

où D_0 est le déficit de pression de vapeur à la hauteur de source du couvert (niveau $d+z_0$). Pour la couche représentant le feuillage, on obtient de la même manière

$$T_f - T_0 = \omega_f \left[\left(r_{af} + r_{sf} \right) \left(A - A_s \right) / \rho c_p - D_0 / \gamma \right]$$
(11)

Le numérateur de $q(T_s - T_a)$ est obtenu en écrivant qu'il est égal à $T_s - T_0 + T_0 - T_a$, et en remplaçant $T_s - T_0$ par son expression (10), et $T_0 - T_a$ par son expression en fonction des flux $T_0 - T_a = Hr_a / \rho c_p$

$$T_s - T_a = \omega_s \left[\left(r_{as} + r_{ss} \right) A_s / \rho c_p - D_0 / \gamma \right] + (A - \lambda E) r_a / \rho c_p \tag{12}$$

Le dénominateur de $q(T_s - T_f)$ est calculé en soustrayant l'équation (11) de l'équation (10)

$$T_s - T_f = \omega_s \left(r_{as} + r_{ss} \right) \frac{A_s}{\rho c_p} - \omega_f \left(r_{af} + r_{sf} \right) \frac{(A - A_s)}{\rho c_p} - \frac{D_0}{\gamma} \left(\omega_s - \omega_f \right)$$
(13)

Le déficit de saturation à la hauteur de source D_0 et l'évaporation totale du couvert λE sont donnés par Shuttleworth et WALLACE (1985) (respectivement les équations (8) et (11) de cet article)

$$D_0 = D_a + [sA - (s + \gamma)\lambda E]r_a / \rho c_p \qquad (14)$$

où D_{a} est le déficit de pression de vapeur à la hauteur de référence, et

$$\lambda E = C_f P M_f + C_s P M_s \tag{15}$$

où les différents termes sont détaillés dans l'appendice. De cette manière q s'exprime en fonction de l'ensemble des résistances élémentaires de l'approche bicouche, du déficit de saturation au niveau de référence D_a et des énergies disponibles A and A_s .

PRÉDICTIONS DU MODÈLE

La résistance aérodynamique au-dessus du couvert (r_a) est calculée en utilisant la formulation proposée par Choudhury *et al.* (1986), et utilisée par Lhomme *et al.* (1994a,b). *d* et z_o sont calculés d'après Choudhury et Monteith (1988), qui ont ajusté des fonctions simples aux courbes obtenues par Shaw et Pereira (1982) à partir d'une théorie basée sur une fermeture au deuxième ordre. La résistance de couche limite globale du couvert (r_{af}) est calculée en intégrant la conductance de couche limite foliaire sur la hauteur du couvert et en supposant que la surface foliaire est uniformément distribuée sur toute cette hauteur (CHOUDHURY et MONTEITH, 1988 ; LHOMME *et al.*, 1994a). La résistance aérodynamique entre le substrat et la hauteur de source du couvert (r_{as}) est définie comme l'intégrale de l'inverse de la diffusivité turbulente sur le segment $[0, d+z_0]$ (CHOUDHURY et MONTEITH, 1988 ; LHOMME *et al.*, 1994a). Le rayonnement net au niveau de la surface du sol R_{as} est calculé en utilisant la loi de Beer avec un coefficient d'atténuation de 0,7 (SHUTTLEWORTH et WALLACE, 1985), et le flux de chaleur dans le sol est pris égal à 20 % du rayonnement net au niveau du sol. Quant à la résistance stomatique globale du feuillage r_{gp} elle est liée à la résistance stomatique moyenne des feuilles r_{st} par $r_{sf}=r_{sf}/(2LAI)$, pour des feuilles amphistomatiques.

L'objectif de cette section est d'illustrer le comportement général du paramètre kB^{-1} tel qu'il peut être prédit par le modèle décrit ci-dessus. Pour cette illustration nous avons choisi un couvert dont les caractéristiques sont approximativement celles d'un couvert de mil en région sahélienne à la fin de la saison de culture (une hauteur de 2 mètres, un LAI de 2 et un pourcentage de recouvrement de 0,3) avec une résistance stomatique foliaire moyenne (r_{st}) de 300 sm⁻¹ et une résistance moyenne du sol (r_c) de 1 000 sm⁻¹. Nous avons pris des conditions météorologiques typiques du milieu d'une journée claire en région sahélienne. À une hauteur de référence de 10 mètres, la température de l'air (T_a) est de 30°C, la pression de vapeur d'eau de l'air (e_a) est de 2 000 Pa, la vitesse du vent (u_a) de 3 ms⁻¹, et le rayonnement net de 500 Wm⁻². La figure 2 donne l'évolution de kB^{-1} en fonction de la fraction de sol couverte par la végétation pour différents LAI. kB^{-1} décroît linéairement en fonction du pourcentage de recouvrement a, et pour une valeur constante de a, kB-1 est une fonction croissante non-linéaire du LAI (lorsque le LAI passe de 2 à 3, kB^{-1} croît beaucoup plus que lorsqu'il passe de 1 à 2). Le comportement en fonction du pourcentage de recouvrement est facilement compréhensible, puisque plus une végétation est fermée, moins la différence entre température aérodynamique et radiométrique est censée être grande. Quant au comportement en fonction de l'indice de surface foliaire, pour un même pourcentage de recouvrement, il peut être expliqué par le fait que l'accroissement du LAI signifie une augmentation de la transpiration, et donc, le sol étant maintenu sec, une plus grand différence entre les températures des deux sources de chaleur. Dans la figure 3, kB⁻¹ est porté en fonction de la hauteur de la végétation pour différents LAI. kB⁻¹ apparaît comme une fonction croissante de la hauteur du couvert, mais le taux d'accroissement est beaucoup plus faible à LAI=1 qu'à LAI=3. Dans la figure 4 l'influence du stress hydrique est examiné. La première constatation est que kB⁻¹ peut croître ou décroître en fonction de la résistance du sol à l'évaporation (r_{ss}) suivant la valeur de la résistance stomatique du feuillage. Généralement, pour une valeur donnée de la résistance stomatique, le kB^{-1} reste relativement constant quand la résistance du sol à l'évaporation dépasse 1 000 sm⁻¹. Et pour une valeur donnée de la résistance du sol, le kB⁻¹ est

une fonction décroissante non-linéaire de la résistance stomatique (la variation du kB^{-1} est beaucoup plus grande lorsque la résistance stomatique moyenne des feuilles passe de 200 à 300 sm⁻¹ que de 300 à 1 000). La figure 5 montre l'influence de la vitesse du vent sur kB^{-1} pour différentes valeurs du déficit de saturation de l'air (D_a) . kB^{-1} augmente avec la vitesse du vent, mais plus ou moins rapidement suivant la valeur de D_a .



Figure 2 :

Variation du kB⁻¹ en fonction de la fraction de sol couverte par la végétation (a_p) pour différents indices de surface foliaire (LAI). Conditions climatiques: $T_a = 30^{\circ}C$, $e_a = 2000 Pa$, $u_a = 3 ms^{-1}$, $R_n = 500 Wm^{-2}$. Caractéristiques du couvert : h = 2 m, $r_{st} = 300 sm^{-1}$, $r_{st} = 1000 sm^{-1}$.



Figure 3 : Évolution du kB⁻¹ en fonction de la hauteur du couvert (h) pour différents LAI. Mêmes conditions que pour la figure 2.



Figure 4 : Évolution du kB⁻¹ en fonction de la résistance du sol à l'évaporation (r_s) pour différentes valeurs de la résistance stomatique foliaire (r_s). Mêmes conditions que pour la figure 2.



Figure 5 :

Évolution du kB⁻¹ en fonction de la vitesse du vent pour différentes valeurs du déficit de saturation de l'air (D.). Mêmes conditions que pour la figure 2.

CONCLUSION

L'objectif de cet article était de mieux comprendre le déterminisme du paramètre kB^{-1} , qui sert classiquement à exprimer la résistance additionnelle dans l'équation du flux de chaleur sensible. L'utilisation conjointe du modèle bicouche de SHUTTLEWORTH et WALLACE et de l'hypothèse de linéarité sur la température radiométrique a permis d'obtenir une expression analytique relativement simple de kB^{-1} en fonction du pourcentage de recouvrement, des paramètres caractéristiques de l'approche bicouche (c'est-à-dire essentiellement un système de cinq résistances élémentaires), et des paramètres climatiques. Il apparaît clairement que kB^{-1} n'est pas une constante, mais varie à la fois en fonction des caractéristiques structurales du couvert, du niveau de stress hydrique et des conditions climatiques. Au-delà de cette analyse, il convient maintenant, d'une part de confronter les prédictions du modèle à des jeux de données expérimentales, en particulier ceux d'Hapex-Sahel, et d'autre part d'essayer d'obtenir une paramétrisation simple et opérationnelle de kB^{-1} pour une meilleure estimation des flux à partir de la température radiométrique.

APPENDICE : EXPRESSION EXPLICITE DE L'ÉVAPORATION

L'équation de Shuttleworth et Wallace se détaille de la façon suivante :

$$PM_{f} = \frac{sA + \left(\rho c_{p}D_{a} - sr_{af}A_{s}\right) / \left(r_{a} + r_{af}\right)}{s + \gamma \left[1 + r_{sf} / \left(r_{a} + r_{af}\right)\right]}$$
(A1)

$$PM_{s} = \frac{sA + \left[\rho c_{p} D_{a} - sr_{as} \left(A - A_{s}\right)\right] / \left(r_{a} + r_{as}\right)}{s + \gamma \left[1 + r_{ss} / \left(r_{a} + r_{as}\right)\right]}$$
(A2)

et les coefficients s'écrivent :

$$C_f = \left[1 + \frac{R_f R_a}{R_s \left(R_f + R_a\right)}\right]^{-1} \quad \text{et} \quad C_s = \left[1 + \frac{R_s R_a}{R_f \left(R_s + R_a\right)}\right]^{-1} \tag{A3}$$

avec :

$$R_a = (s+\gamma)r_a, \quad R_s = (s+\gamma)r_{as} + \gamma r_{ss}, \quad R_f = (s+\gamma)r_{af} + \gamma r_{sf} \qquad (A4)$$

REMERCIEMENTS

Cette recherche a été conduite avec un appui financier du PNTS (Programme National de Télédétection Spatiale).

BIBLIOGRAPHIE

- CHAMBERLAIN A.C., 1968. Transport of gases to and from surfaces with bluff and wave -like roughness elements. Q.J.R. Meteorol. Soc., 94: 318-332.
- CHOUDHURY B.J., REGINATO R.J., IDSO S.B., 1986. An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux. *Agric. For. Meteorol.*, 37 : 75-88.
- CHOUDHURY B.J., MONTEITH J.L., 1988. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. Q.J.R. Meteorol. Soc., 11: 373-398.
- KALMA J.D., JUPP D.L.B., 1990. Estimating evaporation from pasture using infrared thermometry: evaluation of a one-layer resistance model. *Agric. For. Meteorol.*, 51: 223-246.
- KUSTAS W.P., 1990. Estimates of evapotranspiration with a one- and twolayer model of heat transfer over partial canopy cover. J. Appl. Meteorol., 29: 704-715.
- KUSTAS W.P., CHOUDHURY B.J., MORAN M.S., REGINATO R.J., JACKSON R.D., GAY L.W., WEAVER H.L., 1989. Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data. *Agric. For. Meteorol.*, 44 : 197-216.
- LHOMME J.P., MONTENY B., AMADOU M, 1994a. Estimating sensible heat flux from radiometric temperature over sparse millet. *Agric. For. Meteorol.*, 68 : 77-91.
- LHOMME J.P., MONTENY B., CHEHBOUNI A., TROUFLEAU D., 1994b. Determination of sensible heat flux over Sahelian fallow savannah using infra-red thermometry. *Agric. For. Meteorol.*, 68: 93-105.
- PRÉVOT L., BRUNET Y., PAW U, K.T., SEGUIN B., 1994. Canopy modelling for estimating sensible heat flux from thermal infrared measurements. Workshop on « Thermal Remote Sensing of the Energy and Water Balance over Vegetation in Conjonction with other Sensors ». La Londe — les Maures, France, 20-30 septembre 1993.

- SHAW R.H., PEREIRA A.R., 1982. Aerodynamic roughness of a plant canopy : a numerical experiment. Agric. Meteorol., 26 : 51-65.
- SHUTTLEWORTH W.J., GURNEY R.J, 1990. The theoretical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 116 : 497-519.
- SHUTTLEWORTH W.J., WALLACE J.S., 1985. Evaporation from sparse crops — an energy combination theory. Q.J.R. Meteorol. Soc., 111: 839-855.
- STEWART J.B., KUSTAS W.P., HUMES K.S., NICHOLS W.D., MORAN M.S., DE BRUIN H.A.R., 1994. Sensible heat flux-radiometric surface temperature relationship for 8 semi-arid areas. J. Appl. Meteorol., 33: 1110-1117.

i.

MODÉLISATION DU FONCTIONNEMENT ET OBSERVATION SATELLITAIRE DE LA VÉGÉTATION HERBACÉE SAHÉLIENNE

D. Lo SEEN¹, E. MOUGIN², A. CHEHBOUNI^{3*}, B. MONTENY³, Y. KERR⁴, T. LEBEL³, P. BESSEMOULIN⁵

Résumé

Un modèle de fonctionnement développé pour la végétation herbacée sahélienne simule de facon réaliste l'évolution saisonnière de la biomasse épigée. Il nécessite en entrée, principalement des mesures météorologiques standards, et en particulier la pluviométrie au pas journalier. Une première validation a été effectuée sur deux régions test au Sahel (le Ferlo au Sénégal et le Gourma au Mali).

L'objectif de cette étude est premièrement, de vérifier la validité du modèle sur la végétation herbacée de la région où s'est déroulée l'expérience Hapex-Sahel au Niger, et ensuite d'étudier la possibilité d'utiliser l'information satellitaire (NOAA/AVHRR) pour contrôler les simulations du modèle. Pour un site test, les mesures météorologiques et la pluviométrie recueillies pendant la saison 1992 sont utilisées par le modèle de fonctionnement pour simuler l'évolution de la biomasse. La comparaison de ces simulations aux mesures de biomasse effectuées au courant de cette saison confirme la validité du modèle.

Ensuite, une modélisation de la réflectance du paysage sahélien utilisant en entrée une description de la végétation fournie par le modèle de fonctionnement est utilisée pour simuler l'évolution sur la saison des réflectances dans les canaux visibles et proche infrarouge du capteur AVHRR de NOAA. Les réflectances observées sont comparées aux réflectances simulées, et les différences sont interprétées.

¹Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, USA.

²CESR (CNRS-UPS), Toulouse, France.

³Orstom, Monpellier, France.

⁴LERTS (CNES-CNRS), Toulouse, France.

⁵Météo France, Toulouse, France.

INTRODUCTION

L'observation satellitaire est aujourd'hui considérée comme un outil indispensable pour le suivi de la végétation à l'échelle régionale, permettant une vue régulière et globale de zones étendues. Une application intéressante et prometteuse de cet outil a été proposée il y a plus de dix ans par TUCKER *et al.* (1983), où la sommation temporelle d'un indice de végétation, le NDVI (la différence normalisée des réflectances acquises dans les canaux visible et proche infrarouge du capteur AVHRR à bord des satellites météorologiques de la NOAA), a pu être reliée à la biomasse épigée herbacée produite au cours d'une saison de croissance. Cependant, une relation linéaire entre la biomasse produite et le NDVI intégré sur la saison ne se justifie que pour les couverts homogènes tels que les cultures, pour lesquels il existe une relation quasi-linéaire entre le NDVI et l'efficience d'interception du rayonnement solaire photosynthétiquement actif (KUMAR et MONTEITH, 1982).

Appliquée à la végétation herbacée sahélienne, la relation proposée par Tucker a donné des résultats plus ou moins satisfaisants à l'échelle de la saison de croissance (JUSTICE et HIERNAUX, 1991; DIALLO *et al.*, 1991; PRINCE, 1991), mais d'une manière générale, elle n'est pas utilisable au pas mensuel ou décadaire. De plus, une relation obtenue pour un site et une saison donnés peut difficilement être généralisée à d'autres sites ou d'une année à l'autre.

Une approche alternative qui se précise depuis quelques années repose sur la modélisation du fonctionnement de la végétation, où les données satellitaires interviennent pour contrôler les simulations du modèle.Cette approche met en relation les modèles physiques de réflectivité et les modèles decrivant le fonctionnement de la végétation, et évolue graduellement vers l'assimilation de données satellitaires dans la modélisation des processus.

Une première application de cette approche a été effectuée sur la végétation herbacée sahélienne en utilisant les données visibles et proches infrarouge du capteur NOAA/AVHRR. Comme étapes importantes de l'application :

- un modèle qui simule de façon réaliste l'évolution saisonnière de la biomasse épigée a été développé ;
- le modèle a été validé sur deux régions test au Sahel (le Ferlo au Sénégal et le Gourma au Mali);
- une modélisation des réflectances utilisant en entrée une description de la végétation fournie par le modèle de fonctionnement a été proposée pour simuler l'évolution sur la saison des réflectances dans les canaux visibles et proches infrarouge du capteur NOAA/AVHRR.

L'objectif de la présente étude est de vérifier l'applicabilité du modèle de fonctionnement à un site provenant d'une région autre que celles pour lesquelles le modèle a été validé. Ensuite il s'agira d'étudier la possibilité d'utiliser l'information satellitaire pour contrôler les simulations du modèle. Dans ce but, une modélisation de la réflectance du paysage sahélien avec en entrée une

608

description de la végétation fournie par le modèle de fonctionnement est utilisée pour simuler l'évolution sur la saison des réflectances dans les canaux visibles et proche infrarouge du capteur AVHRR de NOAA. Les réflectances observées sont alors comparées aux réflectances simulées et les différences interprétées.

Cette étude s'appuie sur des données (météorologiques, pluviométrie, mesures de biomasse et télédétection) acquises sur un site choisi (13°34'N, 2°41'E) au Niger, pendant l'expérience Hapex-Sahel en 1992.

LE MODÈLE DE FONCTIONNEMENT DE LA VÉGÉTATION HERBACÉE SAHÉLIENNE

Le modèle de fonctionnement de la végétation herbacée sahélienne baptisé STEP (Sahelian Transpiration Evaporation and Productivity model) s'inspire d'un modèle développé pour une steppe sud tunisienne (RAMBAL, 1980), et a été adapté pour une utilisation à l'échelle régionale sur l'écosystème sahélien (MOUGIN et al., 1994). La modélisation de l'écosystème ne prend en compte que la couche de végétation prédominante, celle des herbacées, pour laquelle la croissance et la mortalité de la végétation sont avant tout contrôlées par la disponibilité en eau. Les processus modélisés les plus importants sont :

- les flux d'eau dans le sol ;
- l'évaporation du sol nu ;
- la transpiration;
- la photosynthèse ;
- la respiration et la sénescence.

Parallèlement, les paramètres caractérisant la structure de la végétation (LAI, f_v, e_i , hauteur) sont simulés pour pouvoir être utilisés comme paramètres d'entrée dans des modèles physiques de réflectivité. Le modèle fonctionne à un pas de temps journalier. Toutes les variables simulées sont donc des moyennes journalières et représentatives d'une surface à l'échelle régionale (ce qui peut conduire à considérer des grandeurs qui ont un sens physique inhabituel *i.e.* le potentiel hydrique moyen journalier d'un couvert).

La modélisation se présente en deux parties distinctes mais totalement interactives : la modélisation de la croissance végétale et le bilan hydrique. La biomasse totale herbacée épigée est divisée en trois compartiments : la fraction verte, la fraction sèche et la litière. Jour après jour, l'importance de chaque compartiment est calculée en résolvant une équation différentielle obtenue en faisant le bilan des apports et des pertes. Ainsi, la variation de la biomasse verte, par exemple, est le résultat du bilan de la photosynthèse brute moins la respiration et la sénescence. La photosynthèse est calculée de façon à prendre en compte les effets de l'alimentation hydrique, de la température, du rayonnement global, de la capacité qu'a la végétation à capter ce rayonnement, et d'une certaine façon, de la richesse du milieu en ressources minérales. Dans l'utilisation du modèle, ce dernier effet est considéré comme caractéristique du milieu et est pris constant pendant plusieurs années pour tous les sites d'une même région.

L'effet de l'alimentation hydrique sur la photosynthèse se traduit par une fermeture des stomates qui à la fois limitent les pertes en eau par transpiration et l'assimilation du gaz carbonique. Dans ce modèle, la fermeture des stomates est directement contrôlée par le potentiel hydrique foliaire Ψ_1 . L'extraction de l'eau du sol à travers les racines dépend de la différence entre Ψ_1 et Ψ_s le potentiel hydrique du sol. Ψ_1 est calculé de façon itérative, en exprimant l'hypothèse que la plante régule sa transpiration en compensant par l'eau qu'elle peut extraire du sol à travers ses racines. L'évaporation et la transpiration réelles sont calculées à partir de l'évapotranspiration potentielle en utilisant le concept de résistance du sol et du couvert végétal. La résistance du sol à l'évaporation dépend de l'humidité dans les premiers centimètres du sol, et la résistance du couvert à la transpiration dépend de son potentiel hydrique.

Le sol est divisé en plusieurs couches (ou horizons). La courbe caractéristique du potentiel hydrique en fonction de l'humidité de chaque couche de sol est paramétrée à partir de la texture. L'eau transite d'un horizon à l'autre en remplissant les horizons successifs jusqu'à la capacité au champ. Chaque horizon perd une partie de son eau par extraction racinaire et aussi par évaporation selon une méthode proposée par VAN KEULEN (1975) pour simuler la migration de l'eau vers la couche de surface où l'évaporation a réellement lieu.

Les paramètres de structure du couvert (LAI, f_v , ε_i , hauteur) sont tous estimés à partir de la biomasse épigée, cette dernière étant la seule variable mesurée à l'échelle régionale. Parmi eux, le taux de recouvrement f_v représente le paramètre central intervenant à la fois dans le bilan hydrique et le modèle de croissance, et semble bien indiqué pour être accessible par télédétection.

La validation du modèle a été effectuée en utilisant des mesures de biomasses réalisées sur sol sableux pendant plusieurs années dans le Ferlo au Sénégal (1975-1987) et le Gourma au Mali (1986-1992). Des données météorologiques et des relevés pluviométriques correspondant à ces périodes ont aussi été réunies pour alimenter le modèle. Comme la pluie représente le facteur prépondérant, il est souhaitable d'utiliser la pluie journalière, mais une pluie décadaire peut encore donner une estimation acceptable. Une description plus détaillée du modèle et de sa validation sont données dans MOUGIN *et al.* (1994).

Application & un site de Hapex-Sahel et comparaison aux mesures de biomasse

Lors de la campagne intensive Hapex-Sahel au Niger pendant la saison de croissance de 1992, un important dispositif de mesures a été deployé au sol, et a fourni parmi d'autres, les données utilisées dans la présente étude. Le jeu de données utilisé comprend des mesures météorologiques (température, humidité,

б10

vitesse du vent, rayonnement incident) moyennées sur des périodes de 20 minutes, des relevés pluviométriques journaliers et des mesures de biomasse qui suivent l'évolution de la végétation herbacée. Le site pour lequel les mesures ont été recueillies présente peu ou pas de relief, et accueille principalement une strate herbacée composée d'annuelles. Le recouvrement de la strate ligneuse, quoique faible, peut atteindre 15 %.

Comme le modèle STEP fonctionne avec un pas journalier, les valeurs journalières de la température de l'air, du rayonnement global et de l'évapotranspiration potentielle sont déduites des mesures météorologiques. La figure 1 montre la distribution de pluie utilisée en entrée du modèle. La saison de pluie s'étale de la mi-juin à la mi-septembre avec un total de 410 mm bien réparti sur les trois mois. Le sol est paramétré comme un sol sableux avec un faible pourcentage d'argile. La première couche dans laquelle puise les trois-quarts du système racinaire a une épaisseur égale à 30 cm. La figure 2 montre l'évolution du contenu en eau dans cette couche pendant la saison. On remarque qu'à partir du démarrage de la végétation (voir figure 3) au mois de juillet, l'humidité de cette couche ne descend pas en decà du point de flétrissement, indiquant que la distribution de la pluie a été plutôt favorable. L'évolution de la biomasse épigée verte, sèche, totale (verte + sèche), ainsi que celle de la litière produite durant la saison sont montrées dans la figure 3. Les biomasses mesurées sont indiquées par des croix. Bien que les différences entre les biomasses mesurées et simulées peuvent atteindre 200 kg MS/ha, l'évolution de la biomasse sur la saison est simulée de façon satisfaisante, et en particulier, il n'y a pas de déphasage entre l'évolution observée et simulée.



Figure 1 : Histogramme de la saison 1992.


Figure 2 : Évolution de la biomasse épigée verte, sèche, totale et litière. Valeurs mesurées (croix).



Figure 3 : Évolution du contenu en eau de la première couche de sol (0-30cm).

MODÉLISATION DE LA RÉFLECTANCE

La modélisation de la réflectance du paysage sahélien proposée est basée sur des modèles existants de la réflectance du sol et de la végétation. Seule la strate herbacée est modélisée, car à l'échelle régionale sur le Sahel sablonneux, l'influence des arbustes peut en général être négligée. Par contre, la végétation n'est jamais totalement couvrante, de sorte que le sol a toujours une influence importante sur le signal satellitaire. La méthode couramment utilisée pour calculer la réflectance d'un paysage composé de plusieurs ensembles homogènes ayant des propriétés optiques différentes est d'effectuer une moyenne des réflectances des différentes composantes du paysage, pondérées par leurs surfaces respectives. Dans le cas du Sahel, les composantes considérées sont, la végétation verte, sèche, et le sol nu. L'influence de la litière n'est pas prise en compte directement, mais intégrée dans celle du sol.

La réflectance bidirectionnelle du sol est calculée à l'aide d'un modèle dérivé de celui de Hapke (HAPKE, 1981 ; PINTY *et al.*, 1989), et validé sur des sols différents (JACQUEMOUD *et al.*, 1992). L'un des paramètres importants en entrée, l'albédo de simple diffusion est choisi pour faire coïncider le signal simulé au signal observé avant la saison de croissance, c'est-à-dire, en l'absence de végétation herbacée verte.

Le modèle retenu pour la simulation de la réflectance bidirectionnelle de la strate herbacée est le modèle SAIL (VERHOEF, 1984, 1985) qui a déja servi dans de nombreuses études, et a été validé sur des cultures (GOEL et THOMPSON, 1984). Les paramètres décrivant la végétation sont : le LAI (exprimant la quantité de végétation présente), le LAD (exprimant la distribution verticale du feuillage dans le couvert), et les propriétés optiques des feuilles. Le modèle est utilisé séparément pour le compartiment vert et sec. L'évolution temporelle des paramètres du couvert, LAI et taux de recouvrement f_v , est fournie par le modèle STEP.

COMPARAISON DES RÉFLECTANCES SIMULÉES ET OBSERVÉES

Les données satellitaites utilisées dans cette étude sont extraites d'une base de données comprenant une série d'images acquises l'après-midi sur le degré carré d'Hapex-Sahel par le capteur AVHRR de NOAA11 pendant une période couvrant toute la saison de croissance. Les images archivées ont déja subi un traitement au préalable qui comprend des corrections géométriques (pour ramener les images dans un repère cartographique) et des corrections atmosphériques (diffusion par les molécules, absorption par l'ozone et la vapeur d'eau). À ce propos, il convient de préciser que les effets dus aux aérosols et à la vapeur d'eau sont très variables dans l'espace et dans le temps. Les aérosols ont dû être ignorés lors des corrections atmosphériques, tandis que la correction pour la vapeur d'eau a été faite en utilisant des simulations du Centre météorologique européen (Reading, GB) sur une grille d'un demi degré carré de résolution. Le profil temporel du pixel correspondant au site où les simulations ont été faites est extrait de la base et subit encore deux traitements supplémentaires : les jours où le pixel est soit contaminé par les nuages (température de surface très basse) ou soit vu dans des configurations géométriques défavorables (angle zénithal solaire > 60° ou de visée > 40°) sont supprimés du profil.

Comme il s'agit ici de comparer le profil temporel (des réflectances ou d'indice de végétation) observé par satellite à un profil simulé à l'aide des modèles décrits précédemment, la simulation des réflectances est effectuée avec les configurations de visée des jours retenus dans le profil. Les figures 4 et 5 montrent les profils d'indice de végétation et des réflectances, simulés (lignes tiretées) et observés (symboles). Sur le profil du NDVI, une assez bonne concordance est obtenue jusqu'aux environs du jour julien 250 qui correspond à peu près au pic du profil observé. Le pic du profil simulé intervient lui une vingtaine de jours après, et correspond plutôt au pic de biomasse simulé et mesuré. Il est clair qu'il y a ici un décalage entre le profil du NDVI observé et celui de la biomasse, et l'utilisation tel quel du profil observé peut amener à une sous-estimation importante de la biomasse produite pendant la saison.

En examinant directement les réflectances simulées et observées (figure 5), on peut relever quelques informations supplémentaires, utiles pour tenter d'expliquer les différences obtenues entre les profils NDVI. Par exemple, les différences obtenues pour les jours 233 et 234 dans les deux canaux vont dans le même sens, et pourraient être expliquées par la présence d'aérosols. Similairement, pour le jour 265, une plus grande différence dans le canal 2 par rapport au canal 1 pourrait être expliquée par une absorption plus importante dans le proche infrarouge que dans le visible. Par contre pour les jours 273 et 281, les simulations sous-estiment de manière importante les réflectances dans le visible, mais semblent convenir pour le proche infrarouge. Ces différences ne peuvent être attribuées uniquement aux aérosols ou/et à la vapeur d'eau compte tenu de leurs effets respectifs dans les deux canaux. On peut aussi noter que cette tendance est à l'origine du décalage important entre les profils de NDVI simulés et observés. Elle débute vers le jour 260 et s'accentue pendant les semaines qui suivent.

Une explication possible provient du fait qu'après le dernier jour de pluie (ici jour 258), la végétation très verdoyante perd graduellement de son éclat avant de commencer à jaunir. Cette senescense est simulée dans le modèle par le passage graduel de la biomasse d'un compartiment vert à un compartiment sec, les propriétes optiques de chaque compartiment étant fixes, alors que dans la réalité, lors du passage du vert au sec, ce sont les propriétés optiques de la végétation elles mêmes qui varient. Donc, dans l'exemple montré le contrôle des simulations du modèle de fonctionnement ne pourrait se faire en utilisant la partie descendante du profil de NDVI observé.



Figure 4 : Profils temporels NDVI observé (symboles) et simulé (trait tireté).



Figure 5 : Profils temporels, réflectances VIS et PIR, observées (symboles) et simulées (traits tiretés).

CONCLUSION

Des mesures météorologiques, des relevés pluviométriques, des mesures de biomasses et des données satellitaires de la NOAA/AVHRR acquisent de manière simultanée lors de l'expérience Hapex-Sahel ont constitué un jeu de données très intéressant pour étudier la possibilité d'utiliser l'information satellitaire pour contrôler les simulations d'un modèle de fonctionnement. Un modèle de réflectance adapté au paysage sahélien couplé au modèle de fonctionnement a permis de simuler pour un site choisi les profils temporels des réflectances et d'indice de végétation, pour être comparés à ceux observés par satellite. La comparaison a montré un décalage d'une vingtaine de jours entre le pic du profil NDVI observé et simulé. En examinant directement les réflectances observés et simulés, des explications possibles pour ces différences ont été proposées. En général, les différences obtenues sont probablement dûes à plusieurs causes simultanées, liées à la fois aux corrections atmosphériques insuffisantes, et aux simplifications utilisées dans la modélisation qui s'avèrent parfois réductrices. Néanmoins, il est très important de pouvoir évaluer l'information utile contenue dans un produit satellitaire, et la modélisation du fonctionnement couplée aux modèles physiques peut fournir une base de réflexion assez objective.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été effectué au Jet Propulsion Laboratory sous contrat avec la National Aeronautics and Space Administration (Nasa). D. Lo Seen et A. Chehbouni ont bénéficié du support de la National Research Council.

BIBLIOGRAPHIE

- DIALLO O., DIOUF A., HANAN N.P., NDIAYE A. and PRÉVOST Y., 1991. AVHRR monitoring of savanna primary production in Senegal, West Africa: 1987-1988, International Journal of Remote Sensing, 12(6): 1259-1279.
- GEL N.S., THOMPSON R.L., 1984. Inversion of vegetation canopy reflectance models for estimating agronomic variables IV : Total inversion of the SAIL model, Remote Sensing of Environment, 15 : 237-253.
- HAPKE B., 1981. Bidirectional reflectance spectroscopy. I. Theory, Journal of Geophysical Research, 86: 3039-3054.
- JACQUEMOUD S., BARET F., HANOCQ J.F., 1992. Modeling spectral and bidirectional soil reflectance, *Remote Sensing of Environment*, 41: 123-132.
- JUSTICE C.O., HIERNAUX P.H.Y., 1991. Monitoring the grasslands of the Sahel using NOAA AVHRR data : Niger 1983, *International Journal* of Remote Sensing, 7(11) : 1475-1497.
- KUMAR M., MONTEITH J.L., 1982. Remote sensing of plant growth, in *Plants* and the daylight spectrum, Smith Ed., London Academic Press, 133-144.
- MOUGIN E., LO SEEN D., RAMBAL S., GASTON A., HIERNAUX P., 1994. A regional sahelian grassland model to be coupled with satellite multispectral data. I. Validation. (submitted to *Remote Sensing of Environment*).
- PINTY B., VERSTRAETE M.M., DICKINSON R.E., 1989. A physical model for predicting bidirectional reflectances over bare soil, *Remote Sensing of Environment*, 27 : 273-288.
- PRINCE S.D., 1991. Satellite remote sensing of primary production : comparison of results for Sahelian grasslands 1981-1988, *International Journal of Remote Sensing*, 12(6) : 1313-1330.

- RAMBAL S., 1980. Modélisation de l'utilisation de l'eau et de la production végétale d'une steppe à *Rhanterium Suaveolens Desf.* de la zone aride sud Tunisienne, Thèse Docteur Ingénieur, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
- TUCKER C.J., VANPRAET C.L., BOERWINKEL E., GASTON A., 1983. Satellite remote sensing of total dry matter accumulation in the Senegalese Sahel, *Remote Sensing of Environment*, 13 : 461-474.
- VAN KEULEN H., 1975. Simulation of water use and herbage growth in arid regions. Simulation monographs, Wageningen, Pudoc, 176 p.
- VERHOEF W., 1984. Light scattering by leaf layers with application to canopy reflectance modelling : the SAIL model, *Remote Sensing of Environment*, 16 : 125-141.
- VERHOEF W., 1985. Earth observation modelling based on layer scattering matrices, *Remote Sensing of Environment*, 17: 165-178.

VEGETATION COVER STUDY OVER ARID SEMI-ARID AREAS : USE OF ERS1 WIND SCATTEROMETER

R. D. MAGAGI¹, Y. H. KERR¹

ABSTRACT

The ERS-1 wind scatterometer (5.3 Ghz) operates in VV polarization with a resolution of 50 km. For a particular target, it measures three backscattering coefficients (σ^0) from its 3 antennas. The aim of this study is to use the information delivered by the wind scatterometer over land surfaces in arid and semi-arid environments to infer soil moisture. The rationale of the approach presented is that, if we assume that the soil/vegetation interaction term can be ignored, the signal is the sum of soil and vegetation contributions. The soil contribution is driven by the soil's dielectric properties and surface roughness. In the presence of vegetation, this contribution is attenuated by a factor which depends on canopy characteristics (water content, shape, height, density) and radiometer viewing characteristics. To assess and monitor soil moisture, a knowledge of the vegetation characteristics is thus required. In order to quantify the influence of vegetation on the signal, we will use a semi-empirical model (first order radiative transfer model), extract canopy optical thickness (τ) and simple scattering albedo (ω) using the angle dependence. The different contributions of the signal will be compared within different angular ranges. The semi-empirical model will be applied at low incidence angles to retrieve soil moisture.

¹LERTS 18 avenue E. Belin, 31055 Toulouse.

INTRODUCTION

Vegetation is an important factor affecting radiometric signals. Its effect is known through numerous studies (ULABY *et al.*, 1979; 1982; 1986; BRUNFELDT; ULADY, 1984). It was shown that, like surface roughness, vegetation can be considered as a noise in term of soil moisture estimation. Over land surfaces, microwave (passive/active) due to their aptitude to penetrate the medium were used to monitor surface characteristics. These *properties* depend on radiometer viewing conditions (frequency, polarization, incidence angle) and the medium wetness. If the signal measured by the sensor includes some information coming from several surface characteristics, in most cases sensor parameters were used to separate the different contributions. In a recent study (KERR, MAGAGI, 1994), we have shown that from the σ^0 triplets corresponding to different viewing conditions it is possible to :

- derive for any acquisition the slope and the intercept of the σ^0 vs angle relationship and relate it to surface roughness (slope) and vegetation biomass/soil moisture (intercept);

P

— monitor using the temporal variations and variety of view angles obtained by WSC as well as data obtained in the visible near-infrared (NOAA/ AVHRR), soil moisture and surface roughness in the absence of vegetation.

Over arid and semi-arid areas, soil moisture is a limiting factor for vegetation growth. Besides, soil moisture influences radiative budget due to its effect on surface hydrology (runoff/infiltration). For this reason, within the Hapex-Sahel framework (GOUTORBE et al., 1994), we intended to estimate and monitor soil moisture. The approach used in this study is based on remote sensing. As Hapex-Sahel is a large field experiment, we will work at satellite scale considering ERS-1 wind scatterometer (WSC) and NOAA-11 AVHRR data. Through a synergistic approach (KERR, MAGAGI, 1994) between active microwave (WSC) and optical data (NOAA/AVHRR, visible and near-infrared) we have shown that WSC data can be used to assess vegetation. Under vegetation cover the signal coming from underlying soil was altered by some mechanisms (absorption, scattering) into the canopy. However it is useful to determine vegetation characteristics (optical thickness (τ) , simple scattering albedo (ω)) to study vegetation effect on the signal and then correct its influence in term of soil moisture estimation. A semi-empirical model (ATTEMA, ULABY, 1978) combined with WSC data will be used in our investigation.

STUDY AREA

The area is about 50 by 50 km square around Banizoumbou (13°31'08"N-02°39'37"E), the East super site of Hapex-Sahel experiment. One major aspect of this region which characterises Sahelian zone is the duration of rainy season

(4 months) from June to September. Annual rainfall is about 550 mm (figure 1) with strong spatial and temporal variabilities. This repartition drives vegetation growth and its distribution (sparse). The vegetation is very heterogeneous and is represented by fallow, millet, tiger bush and savannah. Millet is the most important crop. Millet being of erectophil (vertical) structure, soil is never completely covered by vegetation. With regards to relief, it is generally flat but may be altered by agricultural practices and rain events. Most of the soils are lateritic, sandy or sandy-clay. It is worth noting an important problem : the temporal and spatial heterogeneity of soil type which modifies the dielectric properties of the soil and thus its response.



Figure 1 : Temporal evolution of rainfall(x) in mm, MSAVT*100(0).

DATA

During the Hapex-Sahel experiment (August to September 1992), ground data were collected over the study area. We will use in this study volumetric soil moisture measurements (MONTENY et al., 1993; VAN OVELEN et al., 1992) in the depth 0-5 cm and daily rainfall acquired with Epsat (TAUPIN et al., 1993) network to develop and validate a method for soil moisture estimation over a long period.

Satellite data consisted of NOAA/AVHRR and ERS-1 WSC data from April to October 1992.

NOAA11/AVHRR (1.1 KM OF RESOLUTION)

The visible (ρ_1) and near-infrared (ρ_2) daily reflectances were used to compute MSAVI (QI *et al.*, 1993), a vegetation index adapted to estimate vegetation cover over semi-arid areas. To have smoothed temporal evolution, we filtered the MSAVI values using a sliding temporal window (figure 1). The reflectances ρ_1 and ρ_2 have been corrected from atmospheric effects by using SMAC algorithm (RAHMAN, DEDIEU, 1994). The vegetation fractional cover will be deduced from this index.

ERS-1 WSC

The sensor is briefly described as : 50 km of resolution, high temporal repetitivity, operation at 5.4Ghz, VV polarization, incidence angle ranging from 18° to 56°. WSC measures quasi-simultaneously the backscattering coefficient σ^0 coming from the target with its 3 antennas (fore, mid and aft). We will take advantage of this *multiangular* observations to develop our inversion method. A complete description of WSC is given in ESA SP-1148., 1993.

To reduce the angular effects on WSC data, an analysis will be done within different angular ranges. Figure 2 is the temporal evolution of σ^0 delivred by the mid beam antenna at [18°, 30°], [30°, 40°] and [40°, 46°]. We can see a dephasing between the temporal evolution of ⁰ resulted from [18°, 30°] and the other two ranges : within this angular ranges, when vegetation cover is developing, σ^0 decreased due to the canopy attenuation. In the same time, for the high incidence angles the backscattering coefficient reached its maximum. The high difference which occurs for some dates between [30°, 40°] and [40°, 50°] responses is not an angular effect only, but corresponds to rain events. If we remember that, the vegetation fractional cover never reached 50 %, we understand easily the importance of soil even for great incidence angles.



Figure 2 : Temporal evolution and angular signatures of o[®] during the study period.

BACKGROUND

As shown by many authors (ULABY et al., 1979 : 1982 : 1986 : BRUNFELDT. ULADY, 1984) the angular behavior of σ^0 is related to target characteristics (soil moisture, roughness, vegetation properties) for any configuration (polarization, frequency, incidence angle) of scatterometer. In presence of vegetation, two processes appear : surface scattering coming from underlying soil (wet soil) and volume scattering in the vegetation layer. The result is that σ^0 decreases slowly with incidence angle due to the attenuation of soil contribution by vegetation. The predominant process depends on soil moisture (ULABY, ASLAM, DOBSON, 1982). if the sensor configuration is chosen as : frequencies about 5 Ghz, and ranging from 7° to 17° (ULABY et al., 1986). Recently, a theoretical model of canopy backscatter MIMICS (ULABY et al., 1990) has been developed. But due to its important number of parameters, this model is cumbersome to use. In this paper, we will use a semi-empirical « water-cloud » model (ATTEMA, ULABY, 1978). which parameterizes the backscattering coefficient within canopy as a function of volumetric soil moisture (sm in Kg/m³), plant water content (W in Kg/m³) and plant height (h in m). In this model, the vegetation is represented by identical water particles characterised by their height and their density related to the volumetric water content of plant; only single scattering is considered. Consequently, this model represented the first-order radiative transfer solution. The backscattering coefficient of the whole canopy includes vegetation contribution and soil signal attenuated by vegetation :

$$\sigma^{0}_{can}(\theta) = \sigma^{0}_{ves}(\theta) + \gamma^{2}(\theta) * \sigma^{0}_{soil}(\theta) \tag{1}$$

$$\sigma^{o}_{soil}(\theta) = A(\theta) * exp(B * sm)$$
(2)

$$\gamma^{2}(\theta) = \exp(-D^{*}W^{*}h^{*}sec(\theta))$$
(3)

$$\sigma^{0}_{voo}(\theta) = C^{*}cos(\theta)^{*}(1 - \gamma^{2}(\theta))$$
(4)

Where γ^2 is the canopy two-way transmitting factor. As we used the VV polarization, we assumed that the surface-volume interaction term can be neglected (ULABY *et al.*, 1986). A and B depend on surface roughness for a given configuration of the sensor. C and D depend on frequency and vegetation type (FUNG, EOM, 1985). Later, describing the canopy as a Rayleigh scattering medium (FUNG, EOM, 1981a), the expressions (3) and (4) were modified using two parameters : the simple scattering albedo and the optical thickness of vegetation.

$$\gamma^{2}(\theta) = exp(-2*\tau*sec(\theta)) \tag{5}$$

$$\sigma_{veg}^{0}(\theta) = 0.75 * \omega * \cos(\theta) * (1 - \gamma^{2}(\theta))$$
(6)

quantified the importance of single scattering with regard to absorption in canopy. According to the low values (<0.2) of the albedo of vegetation cover, the assumption of weak scattering medium can be reasonably used. τ contained together absorption and scattering mechanisms and represented the extinction factor in the cover. To take into account of spatial heterogeneity of natural areas, some authors (ULABY *et al.*, 1982; KERR, NJOKU, 1990) include in their equations the term of vegetation fractional cover C_{ν} . The backscattering coefficient can then be expressed by :

$$\sigma^{0}(\theta) = (1 - C_{v})^{*} \sigma^{0}_{coil}(\theta) + C_{v}^{*} \sigma^{0}_{coil}(\theta)$$

$$\tag{7}$$

Considering equations (1) and (2), equation (7) becomes

$$\sigma^{0}(\theta) = (1 - C_{v}(1 - \gamma^{2}(\theta))) * A(\theta) * exp(B * sm) + C_{v} * \sigma^{0}_{v \neq o}(\theta)$$

$$\tag{8}$$

SIMULATION STUDY

The precedent equation expressed the water-cloud model over semi-arid areas. To define the possibility to invert this model, we study the sensitivity of σ^0 to vegetation parameters (τ and ω) for different values of soil moisture and different viewing conditions through the simulation analysis (figure 3).

As we can see on figure 3 (line), for a low value of vegetation simple scattering albedo (=0.05) and soil moisture equals to 5, 10 and 20 % volumetric, σ^0 decreased with optical thickness even if incidence angles increased. This behavior explains that the predominent process in this case is surface scattering expressed as soil contribution attenuated by vegetation.

For a higher value of ω ($\omega = 0.18$), if we keep the other parameters equal to the precedent, figure 3 (dashed curve) shows that the sensitivity (positive or negative) of σ^0 to τ depended on incidence angles and soil moisture availability. Consequently for the same viewing conditions, soil moisture determined the signal partition. Also as soil moisture increased, the transition from surface scattering to volume scattering appeared at larger incidence angles. It is important to note that both in surface or volume scattering mechanism, the backscattering coefficient is sensitive to optical thickness; but around the boundary between the two processes, σ^0 lost its sensitivity to optical thickness is necessary to retrieve soil moisture.



Figure 3: Model behavior over semi-arid areas for $\omega = 0.05$ (-) and $\omega = 0.18$ (---).

INVERSION METHOD

Equation (8) is governed by soil (roughness, moisture) and vegetation (τ, ω) characteristics. The analysis of equation (2) shows that $A(\theta)$ is the contribution of dry soil (sm=0). For this reason, $A(\theta)$ is computed through empirical relations using $\sigma^{0}(\theta)$ data in dry season (April-May). As $A(\theta)$ is linked to surface roughness, this means that we assume the roughness parameters constants during the study period. In order to reduce the number of parameters in (8), we consider for each pixel, fore and mid beam data; subscripts 1 and 2 denote fore and mid beam data respectively. Using (8), if we assume that the soil moisture sensitivity B is constant in fore and mid beam configurations, we can compute mid beam backscattering coefficients σ_2^{0} as :

$$\sigma_{2}^{0}(\theta_{2}) = f(\theta_{1}, \theta_{2}, C_{y}) * (A(\theta_{2})/A(\theta_{1})) * (\sigma_{1}^{0}(\theta_{1}) - C_{y} * \sigma_{veg}^{0}(\theta_{1})) + C_{y} * \sigma_{veg}^{0}(\theta_{2})$$
(9)

Where :

$$\begin{array}{l} f(\theta_{1}, \theta_{2}, C_{y}) = (1 - C_{y}(1 - \gamma^{2}(\theta_{2})))/(1 - C_{y}(1 - \gamma^{2}(\theta_{1}))) \\ A(\theta_{1}) = 0.0932^{*}exp(-0.0297^{*}\theta_{1}) \\ A(\theta_{2}) = 0.1488^{*}exp(-0.0428^{*}\theta_{2}) \end{array}$$

Thus (9) is not explicitly dependent on soil moisture parameter. We inverted it to retrieve simultaneously τ and ω through γ^2 and σ^{θ}_{veg} . To this end, we need more than one observation. Thus, we supposed that the vegetation has a weak growth during a week. The minimization process was then applied for WSC data corresponding to a slight variability of vegetation cover in term of τ and ω retrieval using a non linear procedure of minimization of the root mean square error (rmse) between measured and calculated values of σ^{θ} , given by equation (9).

RESULTS AND DISCUSSION

TEMPORAL EVOLUTION OF VEGETATION PARAMETERS

To consider the path of the signal into the vegetation layer, instead of τ we will use the oblique optical thickness τ_{ob} =/ τ cos(θ). On figure 4, the temporal evolution of τ_{ob} agreed well with MSAVI behavior. This can introduce a qualitative relationship between chlorophyllian and dielectric/structural properties of plant. The advantage of such relationship is that both of chlorophyllian (vegetation index) and structural/dielectric (optical thickness) are accessible by remote sensing. Over agricultural areas, some authors have developed empirical relationships between optical thickness and plant water content (JACKSON, *et al.* 1982). But these relationships can not be rigorously applicable over semi-arid regions where vegetation is sparse and heterogeneous and they require many measurements of plants water content.

The temporal evolution of the simple scattering albedo ω (figure 4) increased with vegetation growth but remains almost constant for a moment. This is probably due to the fact that is related to the plant water content which has a slight temporal variability when vegetation is developed. Contrary to previous study (VAN DE GRIEND, OWE, 1993), we find that ω varies with vegetation.

The main objectif of and estimation is to determine the influence of vegetation dielectric and structural properties on backscattering coefficient. The result allows us to estimate soil moisture through vegetation cover within a suitable viewing conditions.



Figure 4: Temporal evolution of τ_{∞} (*) and ω (+).

COMPARISON OF DIFFERENT CONTRIBUTIONS OF THE SIGNAL

The sensitivity of the signal to surface characteristics (soil/vegetation) is linked to incidence angles. To reduce this influence on the signal, the results will be presented within given angular range : $[18^{\circ}, 30^{\circ}], [30^{\circ}, 40^{\circ}], [40^{\circ}, 46^{\circ}]$ of the mid beam antenna.

By assuming the validity of water-cloud model over semi-arid areas, the retrieval values of τ and ω were used to compute the second part of equation (8). Then from WSC mid beam antenna data and σ^0 expression given by water cloud model over semi-arid areas we deduced the soil contribution which is the first term of equation (8).

Figures 5.1, 5.2 and 5.3 are the comparison between σ^0 measured by the sensor and its two components given by equation (8). We can see that the predominant process between surface and volume scattering depends on angular range; besides for [30°,40°] and [40°, 50°] angular ranges, vegetation stages during the growing season affects strongly the signal partition.

- Within [18°, 30°], the soil contribution is approximately equal to the measured values of $\sigma^0(\theta)$ up to DOY (day of year) 223. After that date, the soil response decreased slightly due to vegetation growth (see figure 1). In this case, the signal weakly attenuated by the canopy penetrated the vegetation layer and thus included some information

coming from the underlying soil. Consequently, even at $[18^\circ, 30^\circ]$ range for a relatively small vegetation cover, the soil has a important role in the observed signal.



Figure 5.1: Comparison between measured signal (+-) and its two components in m²/m² for [18°, 30°] range.

- For [30°, 40°] range, during the growing season the soil contribution is about the 2/3 of the measured signal.



Figure 5.2 : Comparison between measured signal (+-) and its two components in m²/m² for [30°, 40°] range.

 Within [40°, 50°] range, when vegetation is at its maximum ; soil and vegetation contributions are approximately equal.



Figure 5.3 : Comparison between measured signal (+-) and its two components in m²/m² for [40°, 50°] range.

To summarize these results if we analysed simultaneously the temporal evolution of soil contribution within the three angular ranges, we find that this signal decreased strongly with incidence angles. On the other hand, the temporal evolution of vegetation part varied slightly with incidence angles. These results are in agreement with surface and volume scattering theory.

APPLICATION TO SOIL MOISTURE ESTIMATION

At this frequency (C band), WSC data were sensitive to land surface features : soil moisture, surface roughness and vegetation cover. Over the study site, the available surface roughness measurements are not sufficient to quantify this parameter. However, as it was underlined in the section related to the inversion method, we made the assumption of constant surface roughness. The knowledge of vegetation parameters is also useful to have an accurate estimation of soil moisture. At low incidence angles, volume scattering can be neglected and optical thickness is the vegetation parameter responsible of the signal attenuation coming from the underlying soil. The retrieval optical thickness will be used in this section to correct the signal from vegetation effects. During the Hapex-Sahel experiment some soil moisture measurements were made in coincidence to the satellite dates overpasses. We used these data to compute the sensitivity of the signal to soil moisture ($d\sigma^0/dsm$).

Figure 6.1, 6.2 and 6.3 represent this quantity vs incidence angles, oblique optical thickness and day of year respectively. As expected, we note a loss of sensitivity when incidence angles and optical thickness increases. This resulted from the increasing of the signal attenuation by vegetation. Figure 6.3 shows that the temporal trend of $d\sigma^0/dsm$, decreased with vegetation growth; this is in agreement with figure 6.2. After rainy season when there is no green vegetation, the sensitivity of the signal to soil moisture increased. But the value of $d\sigma^0/dsm$ computed on DOY 278 seemed too large.

r



Figure 6 : $d\sigma^0/dsm$ as a function of incidence angles (6.1), optical thickness (6.2) ; temporal behavior of $d\sigma^0/dsm$ (6.3).

SOIL MOISTURE RETRIEVAL

With these sensitivity values, we deduced from equation (2) the soil moisture using WSC (mid beam antenna) data which were less affected by vegetation effects. To do this over the study period, for each incidence angle we used the corresponding $d\sigma^0/dsm$.

Figure 7 is the temporal evolution of the estimated soil moisture and ground measurements done by three teams over the study site.

Considering the ground measurements, we have an idea about the spatial and temporal distributions of soil moisture over the study area. We can see an overestimation of some retrieval soil moisture at the end of rainy season when the surface is slightly wet. Another source of error resultes from the radar penetration depth of the soil which is not necessarily equal to the depth of soil moisture measurements (0-5cm). Besides, soil moisture measurements and satellite overpassess are not synchronous. It should also be stated that the optimal radar incidence angles [7°, 17°] (ULABY *et al.*, 1986) are not available to estimate soil moisture. So, it is certain that surface roughness affects the values of retrieval soil moisture. Although the angular dependance of $d\sigma^0/dsm$ have been taken into account, we must be care of the assumption of constant surface roughness.





CONCLUSION

Over natural areas the signal measured by remote sensing includes the response of whole target without any discrimination between soil and vegetation contributions. A semi-empirical model water-cloud combined with NOAA/AVHRR and WSC data permitted to extract vegetation optical thickness (τ) and simple scattering albedo (ω). These two parameters modified the signal coming from the underlying soil and decreased the signal sensitivity to soil moisture. Through an angular and temporal behavior, it appeared that the magnitude of attenuation within the canopy is strongly linked to incidence angle. This property influenced soil moisture estimation. In this paper, synergistic study between optical and radar data allows us to subtract vegetation contribution from WSC measurements for soil moisture estimation. The sensitivities to soil moisture ($d\sigma^0/dsm$) computed for the IOP (Intensive Observation Period) data of Hapex-Sahel experiment and for some given areas have been used for studied period over the 50 x 50km square. This involves an assumption of constant surface roughness. Therefore the problem of spatial and temporal variabilities of surface roughness appeared. For this reason, efforts are devoted to improve this algorithm for an varied surface roughness.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank : Dr. J. P. Wigneron (INRA Avignon) for helpful discussions ; Esa, Cersat, Agrhymet for providing us satellite data, T. Lebel for Epsat data, T. Valero and S. Wagner for the data base and satellite data pre-processing. The authors are indebted to all those who took part in soil moisture and surface roughness measurements during Hapex-Sahel Experiment : A. Chanzy, P. Van Ovelen, L. Laguerre and A. Chehbouni.

BIBLIOGRAPHIE

- ATTEMA E.P.W., ULABY F.T., 1978. Vegetation modeled as a water cloud. Radio Science, Volume 13, No. 2, pages 357-364, March-April 1978.
- BRUNFELDT D.R., ULABY F.T., 1984. Measured Microwave Emission and Scattering in Vegetation Canopies. IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sensing, vol. Ge-22, No. 6, November 1984.
- Esa SP-1148, ERS-1 USER Handbook, revision 1, September 1993.
- FUNG A.K., EOM H.J., 1985. A Comparison Between Active and Passive Sensing of Soil Moisture from Vegetated Terrains. IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sensing, vol. GE-23, No. 5, September 1985.
- FUNG A.K., EOM, H.J., 1981a. A theory of wave scattering from an inhomegeneous layer with irregular interface. IEEE Trans. Antennas Propagation 29: 899-910.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BESSEMOULIN P., BROUWER J., DOLMAN A.J., ENGMAN E.T., GASH J.H.C., HOEPFFNER M., KABAT P., KERR Y.H., MONTENY B., PRINCE S., SAID F., SELLERS P., WALLACE J.S., 1994. Hapex-Sahel : a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. Ann. Geophysicae, 12, 53-64.
- JACKSON T.J., SCHUMUGGE T.J., WANG J.R., 1982. Passive microwave sensing of soil moisture under vegetation canopies, water Resour. Res., 18, 1137-1142.
- KERR Y.H., NJOKU E.G., 1990. A Semiempirical Model For Interpreting Microwave Emission from semi-arid Land Surfaces as Seen From Space. IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sensing, vol. GE-28, N°. 3, May 1990.
- KERR Y.H., MAGAGI R.D., 1994. Use of ERS-1 Wind Scatterometer Data Over Land Surface : Arid and Semi-arid Lands, Proceeding Second ERS-1 Symposium, 11-14 October 1993 ESA SP-361.
- MONTENY B.A., 1993, Hapex-Sahel 1992 Campagnes de mesures, Editions Orstom, 200p.

- QI J., CHEHBOUNI A., HUETE A.R., KERR Y.H., SOROOSHIAN S., 1993. Modified Soil Adujsted Vegetation Index (MSAVI), part I: Modelling and examples, *Water res. Research*, accepted for publication.
- RAHMAN H., DEDIEU G. SMAC 1994. A simplified method for atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. *Int. J. Remote Sensing*, 1994, vol. 15, No. 1, 123-143.
- TAUPIN D., LEBEL T., CAZENAVE F., GREARD M., KONG J., LECOCQ J., ADAMSON M., d'AMATO N., BEN MOHAMED A., 1993, Epsat Niger, Campagne 1992, Orstom DMT, 64p+apendix.
- ULABY F.T., SARABANDI K., McDONALD K., WHITT M., DOBSON C., 1990. Michigan microwave canopy scattering model. *Int. J. Remote Sensing*, vol. 11, No. 7, 1223-1253.
- ULABY F.T., ASLAM A., DOBSON M. C. 1982. Effects of vegetation cover on the radar sensitivity to soil moisture. IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sensing, vol. GE-20, No. 4, October 1982.
- ULABY F.T., MOORE R.K., FUNG A.K., 1982. Microwave remote sensing, Volume 2, Addison Welsey.
- ULABY F.T., MOORE R.K., FUNG A.K., 1986. Microwave Remote Sensing, Volume 3, Addison Welsey.
- ULABY F.T., BRADLEY G.A., DOBSON M.C., 1979. Microwave backscattering dependence on surface roughness, Soil moisture, and soil texture : Part II-Vegetation covered soil. IEEE Trans. on Geosc. Electronics, Vol. GE-17, No. 2, April 1979.
- VAN DE GRIEND A.A., OWE M., 1993. Determination of microwave vegetation optical depth and single scattering albedo from large scale soil moisture Nimbus/SMMR satellite observations. *Int. J. Remote Sensing.* vol. 14, No. 10. 1875-1886.
- VAN OVELEN P.J., HOEKMAN D.H., VISSERS M.A.M., 1992. Soil moisture and surface roughness measurements during Hapex-Sahel 1992, ground data collection report. Rapport 38, Dept. of Water Resources, Wageningen Agricultural University : 27 p.

IMPORTANCE DES CORRECTIONS RADIOMÉTRIQUES DUES AU RELIEF POUR LES DONNÉES SAR DU SATELLITE ERS-1 : APPLICATIONS À L'HYDROLOGIE

D. TROUFLEAU¹, A. BEAUDOIN¹, A. VIDAL¹, M.S. MORAN², D.C. GOODRICH³, J. WASHBURN⁴

Résumé

Ce papier présente une méthode d'utilisation des images SAR du satellite ERS-1 pour la détermination de l'humidité de surface du sol (0-5 cm) en zone semi-aride, sur un bassin versant de l'Arizona (Walnut Gulch). Le principal objectif est de démontrer la nécessité de calibrer les données brutes de l'image en tenant compte de l'aire de rétrodiffusion de chaque pixel. Une nouvelle méthode de correction se basant sur une simulation d'aire à partir d'un MNT (Modèle Numérique de Terrain) est ainsi testée et montre que le coefficient de calibration peut alors varier dans une gamme de 8 dB sur le bassin versant. L'analyse des résultats montre qu'il est également possible de tenir compte de la dépendance angulaire du coefficient de rétrodiffusion σ^{o} avec l'angle d'incidence local.

La comparaison des rétrodiffusions brutes et calibrées avec des données terrain d'humidité du sol permet de montrer l'amélioration de la relation σ° -humidité avec les données calibrées et d'en déduire une relation statistique. Une sensibilité de 0,19 dB/% d'humidité est ainsi déterminée. Malgré la variabilité spatiale d'autres paramètres influant sur le σ° , tels que la rugosité du sol et la quantité de végétation, cette relation permet d'établir en supposant ces paramètres stables dans le temps des cartes d'évolution de l'humidité du sol à partir de ratios d'images entre différentes dates.

¹Cemagref-Engref Laboratoire Commun de Télédétection, Maison de la Télédétection, 500 rue J.F. Breton, 34093 Montpellier cedex 5.

²USDA-ARS U.S. Water Conservation Laboratory, 4331 E. broadway, Phoenix, Az., 85044 USA.

³USDA-ARS Southwest Watershed Research Center, 2000 E. Allen, Tucson, Az., 85719 USA. ⁴Univ. of Arizona, Dept. of Hydrology and Water Resources, Tucson, Az., 85719 USA.

INTRODUCTION

Les régions arides et semi-arides sont généralement soumises à un régime de précipitations très particulier, tant du point de vue spatial que temporel. De récentes expérimentations pluridisciplinaires menées dans ces zones (Hapex-Sahel 92, Monsoon 90) ont permis d'étudier précisément la distribution des pluies dans le temps et dans l'espace. Elles ont notamment montré la difficulté à prédire, mais aussi à mesurer, l'extrême variabilité spatiale des précipitations lors d'un événement pluvieux, et ce à l'échelle de quelques kilomètres seulement (GoutorBe et al., 1994, Kustas et al., 1991). Cette répartition hétérogène des pluies affecte bien entendu fortement le fonctionnement hydrologique de ces zones mais également les échanges de masse et d'énergie à l'interface sol-végétation-atmosphère pour lesquels la disponibilité en eau des surfaces joue un rôle prépondérant (MONTENY et al., 1994).

La télédétection apparaît alors comme un outil intéressant pour accéder à cette variabilité surtout si l'on considère l'apport des micro-ondes actives qui ont montré leur sensibilité à l'humidité de surface du sol dans des zones de faible couvert végétal. À cet égard, le développement récent des radars à synthèse d'ouverture (SAR), embarqués sur des plates-formes spatiales, garantit dès maintenant (ERS-1, JERS-1) ou dans un futur proche (ERS-2, Radarsat) l'acquisition d'images radar dans des configurations multiples (bande, angle d'incidence, polarisation) et complémentaires du point de vue d'une exploitation thématique. Pourtant, l'un des aspects limitants de ces images, en zone de relief est la présence de distorsions radiométriques et géométriques particulièrement sévères résultant essentiellement de la configuration des pentes vis-à-vis de la géométrie de visée du radar. Ainsi, ces distorsions rendent la plupart du temps impossible la comparaison du signal radar entre différents points de l'image et encore moins entre des images acquises dans des configurations distinctes.

L'objectif principal de cette présentation est donc de montrer qu'il est possible d'obtenir des données de rétrodiffusion radar calibrées en terrain accidenté à partir des images SAR ERS-1 et d'un modèle numérique de terrain (MNT). L'algorithme utilisé pour cette calibration a été récemment développé pour le suivi de forêts tempérées en zones de relief (BEAUDOIN *et al.*, 1994) et a produit des résultats prometteurs à cette occasion. Il nous permettra ici de montrer l'importance des corrections radiométriques induites par le relief puis d'introduire les possibilités d'exploitation des données calibrées dans une thématique et un contexte différents : la cartographie de l'humidité superficielle du sol en zone semi-aride.

SITE D'ÉTUDE ET DONNÉES

LE BASSIN VERSANT DE WALNUT GULCH

Le site d'étude choisi est un bassin versant instrumenté par l'USDA-ARS (US Department of Agriculture, Agricultural Research Service) dans la partie sud-est de l'Arizona près de Tombstone. De nombreuses expérimentations menées sur ce site (Monsoon 90, Walnut Gulch 92) ainsi qu'un suivi hydrologique continu ont fourni un jeu de données important permettant la caractérisation hydrologique, biologique et climatique de ce milieu semi-aride. L'environnement climatique est notamment caractérisé par une saison de « mousson » en juillet et août qui concentre les 2/3 des précipitations annuelles (entre 250 et 500 mm) et où la température de l'air dépasse souvent 45°. La végétation est de type désertique, la strate herbacée étant dominante dans la partie Est et associée à divers buissons et épineux dans la partie Ouest. Le sol de texture sableuse est caractérisé par une capacité au champ relativement faible (entre 20 et 25 % d'humidité volumique) et une quantité variable d'éléments grossiers en surface modifiant sa rugosité (tableau 1).

Tableau 1

Principales caractéristiques de surface (sol et végétation) mesurées en 1990 sur 8 sites de mesure distribués sur le bassin versant de Walnut Gulch

	biomasse	% buisson	détritus	fraction de	fraction de	texture		
sites	sèche	(biomasse)		couvert	rocks en	sable	limon	argile
	(g/m²)		(g/m²)	(%)	surface (%)	(%)	(%)	(%)
MF1	228,7	99	96,8	28	46	66	24	10
MF2	289,9	72	94,8	51	48	69	20	11
MF3	228	89	32,3	42	45	71	20	9
MF4	224,8	24	48,6	62	59	73	22	5
MF5	102,3	33	57,4	44	54	69	20	11
MF6	458,6	92	57,1	38	52	67	25	8
MF7	140,2	67	155,2	32	10	80	14	6
MF8	1033	99	95,8	40	58	72	20	8

Quant au MNT utilisé, celui-ci à été réalisé par l'USDA d'après les cartes topographiques de l'USGS au 1/10000° au pas de 40 m et référencé dans le système UTM zone 12. Les altitudes sont globalement croissantes d'Ouest en Est et s'échelonnent entre 1 200 m et 1 900 m.

Les données SAR ERS-1

À l'occasion de l'expérimentation Walnut Gulch 92, sept images radar d'ERS-1 ont été acquises durant la saison humide pour deux configurations différentes correspondant à deux traces différentes du satellite en orbite descendante (figure 1). Dans la configuration 1 (jours 135, 170, 240, 275, 310), seule la partie ouest du bassin versant est visible et l'angle d'incidence moyen au niveau du site est de 21,4 degrés. Dans la configuration 2 (jours 116, 291), la totalité du bassin versant est couverte par l'image radar pour un angle moyen de 25,8 degrés. La figure 2 situe la date d'acquisition des images par rapport à l'évolution de l'humidité du sol et l'occurrence des pluies.



Figure 1 : Cadres des images ERS-1 utilisées pour l'étude. Config. 1 = jours 135, 170, 240, 275 et 291 Config. 2 = jours 116 et 310.





Humidité du sol [0-5 cm] (ligne continue) et précipitations (points sur un des sites du bassin versant. L'acquisition des images radar ERS-1 est symbolisée par un carré vide pour la configuration 1 et par un carré plein pour la configuration 2.

Pour chaque configuration, une composition colorée multitemporelle peut être obtenue en superposant les images par simple translation (ligne, colonne) avec un RMS (Root Mean Square) entre les points de contrôle, généralement inférieur à un pixel.

MÉTHODE DE CORRECTION DES IMAGES RADAR

LE SIGNAL RADAR

Les produits SAR PRI (SAR PRecision Image) fournis par l'ESA sont des images radar codées en amplitude de telle sorte que l'intensité du signal rétrodiffusé se déduit du compte numérique CN de chaque pixel par :

$$I = CN^2 = \overline{I}.S \tag{1}$$

I étant l'intensité du pixel mesurée par le capteur et *S* un bruit multiplicatif (de moyenne unitaire) résultant des interférences entre les ondes rétrodiffusées par les multiples diffuseurs au sein d'un même pixel et qui peuvent agir de manière constructive ou destructive (speckle). L'équation radar permet alors de faire apparaître que l'intensité du pixel soit proportionnelle au coefficient de rétrodiffusion radar σ° et à l'aire de la cible :

$$\overline{I} = K \int \frac{G^2(\theta) \sigma^0(\eta) dA}{R^3}$$
⁽²⁾

où R est la distance cible-capteur, $G(\theta)$ la variation angulaire du gain d'antenne et dA un élément d'aire à l'intérieur du pixel vu sous un angle par le capteur (d'où un angle d'incidence local équivalent η) possédant un coefficient de rétrodiffusion propre $\sigma^{\circ}(\eta)$ (figure 4). Les données PRI de l'ESA étant déjà corrigées depuis le ler septembre 1992 de R et de $G(\theta)$ et σ° pouvant être considéré comme constant à l'intérieur d'un pixel, l'équation (2) se simplifie suivant :

$$\bar{I} = K\sigma^{0}(\eta) \int dA \tag{3}$$

En terrain plat, l'angle d'incidence (entre la direction d'incidence et le rayon terrestre) est égal à l'angle d'incidence local η (entre la direction d'incidence et la normale au lieu) (figure 4) et l'aire totale de rétrodiffusion peut alors être simplement estimée par :

$$\int dA = A(\alpha) = \frac{\delta_a \delta_r}{\sin \alpha} \tag{4}$$

avec δa et δr les dimensions azimutales et radiales du pixel (12,5 m pour ERS-1). Ainsi l'ESA fournit-elle une constante de calibration $K_{ESA} = K.A_{ref}$ incluant ce facteur d'aire calculé pour un angle de référence $\alpha_{ref} = 23^{\circ}$ (i.e. A_{ref} 400 m²). En combinant (3) et (4), l'intensité d'un pixel est alors reliée à σ° en n'importe quel point de la scène caractérisé par son angle d'incidence α :

X^e journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994

$$\bar{I} = K_{ESA} C_{ESA} \sigma^{0}(\eta), \qquad C_{ESA} = \frac{A(\alpha)}{A_{ref}} = \frac{\sin \alpha_{ref}}{\sin \alpha}$$
(5)

En terrain accidenté par contre, l'équation (4) n'est plus valable et l'aire totale de rétrodiffusion varie non seulement avec la position radiale du pixel dans l'image mais également avec la pente locale et la courbure de cette pente. Le facteur de correction C_a est donc cette fois défini tel que :

$$\bar{I} = K_{ESA} C_a \sigma^0(\eta), \qquad C_a = \frac{\int dA}{A_{ref}} \tag{6}$$

On peut ainsi en combinant cette équation avec (1) obtenir l'expression finale de σ° en dB à partir des comptes numériques de l'image :

$$\sigma^{0}(\eta) = 10 \log\left(\frac{CN^{2}}{K_{ESA}}\right) + C'_{a} + S' \qquad (dB)$$
(7)

avec

$$= -10 \log(C_a) = 10 \log\left(\frac{A_{ref}}{\int dA}\right) \qquad (dB) \qquad (8)$$

et

$$S' = -10\log(S) \qquad (dB) \qquad (9).$$

Relativement peu d'auteurs se sont intéressés à l'estimation de l'aire de rétrodiffusion en zone de relief (JUNG, 1990 ; HOLECZ *et al.*, 1993 ; VAN ZYL *et al.*, 1993). La méthode proposée ici se base sur des simulations d'image d'aire dans l'espace radar (axes radial et azimuthal) à partir d'un modèle numérique de terrain et des paramètres orbitaux d'ERS-1.

SIMULATION DE L'IMAGE D'AIRE

 C'_{a}

L'algorithme utilisé se base sur le concept « *d'intégration de facettes* » décrit par BEAUDOIN *et al.* (1994) et auquel on pourra se reporter pour plus de détails. Le principe en est illustré dans les figures 3 et 4 et brièvement décrit ci-dessous :



Figure 3 :

Les différentes étapes d'une simulation d'image d'aire.

— le MNT dans une projection cartographique donnée (ici UTM zone 12) est tourné et rééchantillonné dans l'espace radar (axe y parallèle à l'axe azimutal i.e. à la trace du satellite et axe x parallèle à l'axe radial (range), grille de 12,5x12,5m) par interpolation bilinéaire;

— le nouveau MNT est projeté dans un système cartésien d'origine le centre de la terre, ce dernier étant assimilé à une sphère. La figure 4 décrit alors la configuration dans laquelle est calculée la simulation de la surface contribuant au signal rétrodiffusé. Une ligne « azimutale » de l'image radar est située entre deux lignes du MNT et chacun des pixels de cette ligne correspond au signal intégré entre deux « portes » radar consécutives (i.e. sur la durée d'échantillonnage du capteur) interceptant le MNT en X_{min} et X_{max} . Suivant la forme du terrain et la valeur des pentes, le pixel inclut donc un nombre variable de facettes du terrain dans la direction radiale. La pente de chaque facette *i* peut être décomposée en une composante radiale θ_{ri} et azimutale θ_{ai} données par le MNT alors que l'aire de base de chaque facette est fixe et égale à $\delta_a \delta_r$. La surface élémentaire de chaque facette est alors estimée par :

$$\Delta A_{i} = \frac{\delta_{r}}{\cos(\theta_{ri})} \frac{\delta_{a}}{\cos(\theta_{ai})} \tag{10}$$

et l'angle d'incidence local est défini comme l'angle entre la normale au lieu et la direction d'incidence :

$$\eta_{i} = \arccos\left(\frac{\vec{n}.\vec{i}}{|n||i|}\right) = \arccos\left(\frac{\tan\theta_{i}\sin\alpha_{i} + \cos\alpha_{i}}{\sqrt{\tan^{2}\theta_{i} + \tan^{2}\theta_{ai} + 1}}\right)$$
(11)

L'intégrale de l'équation (3) est alors approchée par une sommation discrète des N facettes élémentaires ΔAi inclues dans ce pixel tandis que l'angle d'incidence local est moyenné sur ces mêmes N facettes :

$$A = \sum_{i=1}^{N} F_i \Delta A_i \tag{12}$$

$$\eta = \sum_{i=1}^{N} F_i \eta_i \tag{13}$$

où F_i est la fraction de facette réellement inclue dans le pixel. L'angle d'incidence local n'intervient pas dans le calcul du facteur de correction C'_a mais sera utilisé par la suite pour analyser certains résultats, notamment la dépendance angulaire du coefficient de rétrodiffusion $\sigma^o(\eta)$.



Figure 4 : Représentation de la méthode d'intégration par facettes à partir d'un modèle numérique de terrain.

— Une pseudo-image radar est ainsi produite pixel par pixel dans l'espace radar (azimut x radial). La valeur de chaque pixel représentant l'aire totale de rétrodiffusion, cette pseudo-image correspond en fait d'après l'équation (3) à une image radar codée en intensité, sans effet de speckle et sur une surface de σ° constant.

— La dernière étape consiste à superposer l'image d'aire obtenue à l'image radar initiale à l'aide de quelques points d'amer par une transformation polynomiale d'ordre un et une interpolation bilinéaire.

CORRECTION RADIOMÉTRIQUE ET GÉOMÉTRIQUE

La correction radiométrique permet d'obtenir des comptes numériques calibrés indépendant de l'aire de rétrodiffusion contribuant au signal radar et dont le carré, aux effets de speckle près, est directement proportionnel à σ° (équations (1) et (6)) :

$$CN' = \frac{CN}{\sqrt{C_a}} \tag{14}$$

Enfin, une correction géométrique correspondant à l'étape E de la figure 3, peut alors être effectuée afin de géoréférencer chacun des pixels dans le système cartographique de départ (UTM zone 12). Cette étape étant encore en cours d'implémentation, la correction a été effectuée en utilisant le modèle analytique de GUINDON et ADAIR (1992) disponible sur un logiciel commercial. Ce géoréférencement nous sera utile par la suite pour situer certains sites où ont été effectuées les mesures au sol.

RÉSULTATS

CALIBRATION DES IMAGES SAR

La figure 5 présente un extrait de l'image ERS-1 acquise le jour 170 avant et après la calibration résultant de l'équation (14) ainsi que la simulation d'aire issue du MNT. Il apparaît clairement que l'image non calibrée fait avant tout ressortir les distorsions dues au relief, matérialisées sur l'image par les nombreux liserés blancs. Ceux-ci correspondent aux flancs exposés au radar, où la radiométrie est saturée et la géométrie comprimée (d'où l'aspect de liseré) alors que les flancs opposés voient leur radiométrie diminuer et leur géométrie dilater.

L'image d'aire, pseudo-image radar sans speckle sur une zone de σ° constant, reproduit parfaitement ces figures et la superposition entre les deux images peut être réalisée avec une RMS de moins de un pixel. L'image calibrée fait alors disparaître ces artefacts et homogénéise les tons de l'image. Le peu de contraste de l'image dans cette zone, ajouté à l'effet de speckle, rend difficile l'interprétation visuelle, mais l'utilisation d'un filtre adaptatif de type Frost permet de faire apparaître certaines zones homogènes.

Les statistiques réalisées sur l'ensemble du bassin versant montrent ainsi que l'aire de rétrodiffusion moyenne peut varier de 160 m² à plus de 4 000 m² avec une valeur moyenne de 440 m² pour la configuration 1 et de 365 m² pour la configuration 2. Le coefficient de calibration C'_a exprimé en dB, qui se déduit de l'aire de rétrodiffusion (équation (8)) est représenté en fonction de l'angle d'incidence local dans la figure 5 sous la forme d'un histogramme bidimensionnel (grisé proportionnel au nombre de points représentés).

Cette figure montre clairement l'erreur qui peut être commise en négligeant la correction d'aire sur le σ° . Une gamme de 8 dB au total est observée sur cette zone, le facteur de calibration variant de -4 dB pour les pentes orientées face au radar à +4 dB pour les pentes opposées, en passant par 0 lorsque η s'approche de 23° (terrain plat). La courbe d'ajustement au nuage de points est très proche d'une courbe 10log[sin(η)/sin(23)] qui serait la généralisation du facteur de correction donné par l'ESA en terrain plat (équation (5)) et où α serait remplacé par η . Néanmoins, la dispersion des points autour de cette valeur moyenne (gamme de 3 dB à 20°) illustre le fait que des variables autres que η interviennent dans le coefficient C'_{a} , ne serait-ce que par l'effet de la courbure du terrain sur l'aire de rétrodiffusion qui ne peut être pris en compte par un η moyen.





Extrait d'une image ERS-1 (jour 170) 700 x 400 pixels dans la géométrie radar initiale (azimutal, radial) avec illumination de la droite (orbite descendante). a) image brute, b) image calibrée, c) image d'aire issue du MNT. d) représente la totalité du bassin versant obtenue su l'image du jour 116 après calibration et filtre de Frost (fenêtre 9 × 9); le cadre délimite la zone extraite dans les images a, b, c. La ville de Tombstone, Az. est repérable au centre du cadre en blanc.

journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994

DÉPENDANCE ANGULAIRE DU G°

Le calcul simultané d'une image d'angle d'incidence local nous permet d'étudier le comportement angulaire du coefficient de rétrodiffusion après calibration. Sur la figure 5 on peut en effet constater que le passage de l'image brute à l'image corrigée ne s'accompagne pas partout d'une disparition complète des effets du relief, notamment dans le cas des flancs exposés au radar qui conservent une radiométrie légèrement plus forte que leur environnement immédiat. Ces zones, où la correction d'aire est la plus forte (\approx -4 dB), correspondent à un angle d'incidence particulièrement faible (\approx 10°), ce qui semble confirmer la théorie et les résultats expérimentaux ayant démontré la tendance générale de σ° à décroître avec η (ULABY *et al.*, 1986). La forme des courbes dépend de nombreux paramètres et, à configuration radar constante, l'humidité et la rugosité de surface du sol ainsi que la quantité de végétation sont les paramètres essentiels de ces relations.

Ne disposant pas de suffisamment de données terrain pour maîtriser la variabilité de ces trois paramètres, une zone « visuellement » homogène d'environ 100 000 pixels a été sélectionnée sur une image radar pour extraire l'histogramme bidimensionnel de $\sigma^{\circ}(\eta)$ (figure 7). Malgré une dispersion assez forte des points, celui-ci illustre parfaitement le comportement attendu de σ° en fonction de η . Deux familles de courbes semblent ainsi se dessiner correspondant vraisemblablement à des conditions de surface différentes. Des données terrain complémentaires pourront nous permettre par la suite de mieux quantifier sur ce type de milieu les effets d'angle d'incidence local et d'ajouter une étape supplémentaire de correction aux données ERS-1 tenant compte de la relation $\sigma^{\circ}(\eta)$.



Figure 6 : Histogramme bidimensionnel du facteur de correction C'_a (dB) en fonction de l'angle d'incidence local η pour la configuration 1.



Figure 7 : Histogramme bidimensionnel de σ⁰ (η) en fonction de l'angle d'incidence local sur une zone extraite de l'image calibrée (jour 116, configuration 2) après un filtre de Frost 9 × 9.

ASPECTS HYDROLOGIQUES

Des prélèvements gravimétriques d'humidité du sol ont été effectués sur certains des sites, mentionnés au paragraphe : le bassin versant de Walnut Gulch, à l'occasion de quelques passages du satellite. Ces sites ont pu être repérés sur les images géoréférencées et le coefficient de rétrodiffusion calibré a été extrait sur chacun d'eux en moyennant le carré des comptes numériques sur une cible d'une centaine de pixels pour diminuer l'incertitude sur la détermination de σ° due au speckle. Les résultats sont reportés sur la figure 8.

La comparaison des deux graphiques de cette figure permet de mettre en évidence une diminution de la dispersion des points après calibration. La dispersion résiduelle résulte vraisemblablement de la non correction d'angle d'incidence local (paragraphe : aspects hydrologiques) mais surtout des variations de paramètres de surface auxquels le σ° est également sensible. La biomasse étant très faible sur l'ensemble du bassin versant (tableau 1), c'est essentiellement la rugosité du sol qui est susceptible de modifier la sensibilité du signal radar à l'humidité du sol. En attendant de pouvoir quantifier plus précisément ces effets, une relation statistique peut être établie (figure 8) donnant une sensibilité de 0,19 dB/%. Il est alors possible de produire des ratios d'images entre deux dates et de relier l'évolution de σ° en dB à une variation d'humidité du sol. À ce stade de l'étude, une telle carte a été produite entre les dates 170 (conditions sèches) et 240 (conditions humides) et l'évolution du signal entre ces deux dates varie de +1 dB à +5 dB (soit une variation d'environ 20 % d'humidité), suivant des zones bien délimitées. La suite de l'étude permettra alors de déterminer si ces zones



Figure 8:

o° en fonction de l'humidité volumique de surface 0-5 cm, d'après les prélèvements gravimétriques effectués sur les sites 1 à 8 et les images des jours 135, 240, 275, 310 (configuration 1) et 291 (configuration 2).

peuvent être reliées à la distribution des pluies intervenues entre les deux dates ainsi qu'aux caractéristiques hydrologiques de surface (capacité de rétention du sol, drainage, ruissellement).

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Cette étude a avant tout démontré la nécessité d'inclure une procédure de calibration rectifiant les effets de variation d'aire de rétrodiffusion pour les données radar acquises en zone de relief. La gamme de 8 dB du facteur de correction obtenue sur Walnut Gulch est en effet de l'ordre de grandeur de la variabilité initiale du signal radar sur une image. Cette méthode de calibration permet ainsi d'obtenir des images corrigées du relief quelle que soit la géométrie de visée du capteur et d'exploiter alors pleinement des données multi-temporelles (traces différentes, orbites descendantes ou ascendantes) et multi-sources (SAR aéroportés ou sur d'autres plates-formes satellitaires). Néanmoins, l'algorithme
utilisé nécessite une comparaison avec les méthodes de calibration existantes (bien que peu nombreuses : méthode du plan tangent, VAN ZYL *et al.*, 1993) pour démontrer pleinement les avantages apportés par cette méthode. Une correction de l'évolution de σ° en fonction de l'angle d'incidence local semble également nécessaire pour compléter la procédure de correction.

L'utilisation des données calibrées dans un cadre hydrologique a alors montré qu'il était possible de relier le σ ° à l'humidité superficielle du sol en zone semiaride par une relation statistique simple révélant ici une sensibilité de 0,19 dB/% d'humidité. Les cartes d'évolution de l'humidité du sol obtenues par ratio d'images devront être validées à partir d'autres données terrain (répartition des pluies) afin de tester la réelle influence d'autres paramètres de surface tels que la rugosité du sol et la quantité de végétation.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé grâce aux images SAR ERS-1 fournies par Guy Duchossois de l'Agence Spatiale Européenne. Il rentrait également dans le cadre de financements du Nasa Interdisciplinary Research Program in Earth Sciences (Nasa Ref. Num. IDP-88-086), Nasa Eos Program (Nasa Ref. Num. NAG-W2425) et NSF (BSC-8920851). Enfin, les auteurs tiennent à remercier Sylvain Labbe (LCT) pour sa précieuse collaboration à l'élaboration du poster.

BIBLIOGRAPHIE

- BEAUDOIN A., PIET L., STUSSI N., DESHAYES M., 1994. Use of multi-temporal ERS-1 SAR data for the monitoring of temperate forests on hilly terrain. Proc. Progress In Electromagnetic Research Symposium (PIERS), Nordwijk, Holland, 11-15 Jul 1994, in press.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BESSEMOULIN P., BROUWER J., DOLMAN A.J., ENGMAN E.T., GASH J.H.C, HOEPFFNER M., KABAT P., KERR Y.H., MONTENY B., PRINCE S., SAID F., SELLERS P., WALLACE J.S., 1994. Hapex-Sahel : a large scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Annales Geophysicae*, 12 : 53-64.
- GUINDON B., ADAIR M., 1992. Analytic formulation of spaceborne SAR image geocoding and « value-added » product generation procedures using digital elevation data. *Canadian Journal of Remote Sensing*, jan 92, 18(1): 2-12.
- HOLECZ F., MEIER E., NÜESH D., 1993. Post-processing of relief induced radiometric distorted spaceborne SAR imagery, in *SAR Geocoding : data and systems*, Chap. 14, Gunter Shreier Éd., 298-352.
- JUNG C., 1990. Étude et correction de l'influence du relief sur la radiométrie d'une image radar à ouverture synthétique par simulation de la réponse radar à partir d'un modèle numérique de terrain. Thèse de doctorat de l'université de Paris VII, Paris, juin 1990, 164 p.
- KUSTAS W.P. et al., 1991. An interdisciplinary field study of the energy and water fluxes in the atmosphere-biosphere system over semi-arid rangelands : description and some preliminary results. *Bulletin American Meteorological Society*, nov. 91, 72(11) : 1683-1705.
- MONTENY B., LHOMME J.P., CHEBOUNI G., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LOYD C., SAID F., 1994. Les interactions surface continentale-atmosphère en milieu sahélien. Passage de l'échelle stationnelle à l'échelle régionale. Journées Hydrologiques de l'Orstom, 13-14 sept. 1994.

- ULABY F.T., MOORE K., FUNG A.K., 1986. Microwave remote sensing. Artech House, Nordwood, MA.
- VAN ZYL J.J., CHAPMAN B.D., DUBOIS P., SHI J., 1993. The effect of topography on SAR calibration. *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*, sept. 93, 31(5): 1036-1043.

Contribution du SAR de ERS1 à l'analyse hydrologique en milieu tropical humide : résultats du programme ppF12 en Guyane

M. LOINTIER¹, J.P. RUDANT²

Résumé

Un projet d'étude soutenu par l'ESA et mené conjointement entre le BRGM, l'université P. et M. Curie et l'Orstom, s'est concrétisé par la première couverture totale du département de la Guyane par le radar imageur du satellite européen ERS1. Acquises en grande partie pendant la saison des pluies de l'année 1992, les données ont été analysées par rapport à leur contribution originale en hydrologie. Deux aspects ont été abordés :

- une analyse d'un document constitué par une mosaïque de 18 images, apportant une vision globale des bassins versants et permettant leur description morphologique à petite échelle;
- une approche de détail, sur des petits bassins versants côtiers (100 km²), pour lesquels les données hydrologiques sont disponibles depuis 1990.

Nous décrivons dans ce papier les éléments morphologiques et structuraux que l'on peu détecter sur le document de synthèse qui couvre une surface de plus de 140 000 km², avec une résolution au sol légèrement dégradée par rapport aux données brutes (100 m). L'acquisition sur la retenue de barrage de Brokopondo au Surinam, voisin de la Guyane, donne l'occasion d'envisager quelques aspects opérationnels dans la cartographie et le suivi d'un grand réservoir artificiel, en milieu tropical.

¹Orstom, Maison de la télédétection, 500 rue J.F. Breton, 34093 Montpellier, France. Tél : (33) 67 61 75 12 ; fax : (33) 67 41 18 06 *email* : lointier orstom@teledetection.fr.

²UPMC lab. de Géologie et Géomorphologie structurale et télédétection, boîte 129, T26, E1, 4 place Jussieu, 75252 Paris 05, France.

tél : (33) 1 44 27 50 87 ; fax : (33) 1 44 27 50 85 email : jpr@osiris.lgs.jussieu.fr.

L'analyse de détail (pixel de 12,5 mètres, résolution 30 mètres) sur les petits bassins côtiers, permet d'identifier quelles cibles peuvent être reconnues en tant que types d'occupation du sol, dans une optique thématique, et de comparer trois modes d'acquisition combinant deux angles d'incidence (23° et 35°), et deux fréquences différentes, avec la bande « C » de ERS1 et la bande « L » obtenue récemment avec JERS1.

Enfin, en saison des pluies, une approche dynamique du comportement hydrologique des savanes et des marais côtiers a pu être faite avec trois documents ERS1, acquis dans le même mode, à 3 semaines d'intervalle. On propose une *carte fonctionnelle* de ces zones selon des critères de circulation et de stockage de l'eau.

INTRODUCTION

Les données du satellite européen ERS1, fonctionnant en bande C (5,3 GHz), ont été obtenues dans le cadre d'un projet pilote de l'ESA (ppF-12 de l'Agence Spatiale Européenne) *environnement littoral et fluvial Guyanais*. Celui-ci a permis un travail d'analyse morphologique sur les bassins versants ainsi qu'une spatialisation des phénomènes hydrologiques pendant la saison des pluies, sur des sites déjà prospectés.

Deux échelles d'analyse ont été choisies pour ce travail :

- une petite échelle qui permettra de décrire certains traits morphologiques des bassins versants (RUDANT et al, 1994);
- une grande échelle, focalisée sur la plaine côtière, dans une zone à petits bassins versants (100 km²), soumis à des contraintes d'aménagement.

Les données radar ont été exploitées, soit sous leur forme d'origine, soit après moyennage et filtrage par la méthode du maximum à posteriori (Ggmap - LOPEs et al., 1993; NEZRY et al., 1993).

Un aspect original vient s'ajouter à cette analyse, par l'obtention récente des données radar en bande « L » (1,3 Ghz) sur la zone d'étude, grâce au satellite japonais JERS1.

Zone d'étude

Le département de la Guyane (90 000 km²) appartient au plateau des Guyanes (figure 1), de superficie égale à 467 000 km². La surface totale drainée par les bassins versants du département représente 28 % de cette entité géographique, sachant que deux fleuves, le Maroni et l'Oyapok sont frontaliers, respectivement avec le Surinam et le Brésil (figure 2). L'ensemble des rivières et des fleuves coulent vers l'Atlantique, marquant ainsi leur individualité par rapport au bassin Amazonien, géographiquement voisin.

б52



Figure 2 : Données ERS1 (avril à décembre 1992) et principales zones étudiées.

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Données hydrologiques (pour l'étude locale)

Les deux bassins versants de la Karouabo (de 83,3 km² à la station et qui se jette en mer) et la Passoura (de 109 km² et qui se jette dans l'estuaire du Kourou) ont été équipés de limnigraphes en 1990. Un pluviographe électronique a été installé la même année, afin de compléter les observations de la station météorologique du Centre Spatial Guyanais (CSG). Cet appareil a été installé sur la ligne de partage des eaux des deux bassins, dont l'altitude est à vingt mètres au dessus du niveau de la mer. Trois années de mesures (LOINTIER, 1992, 1994) permettent de faire une synthèse des régimes et de disposer ainsi d'une série de hauteurs d'eau et de débits au pas de temps journalier sur ces deux bassins, tout comme des données pluviométriques couvrant les périodes d'acquisition.

Données satellitales

Les données du SAR (synthetic aperture radar) de ERS1 ont été acquises en 1992, entre avril et décembre (figure 2).

POUR L'INTERPRÉTATION GLOBALE

Une mosaïque a été réalisée sur l'ensemble du département de la Guyane par le laboratoire de l'École Nationale Supérieure des Télécommunications. Composée de 18 *images* (Rosaz *et al.*, 1994), dégradée à 100 mètres de résolution (pixel de 40 mètres), celle-ci a été utilisée pour une analyse à l'échelle globale. Toutes les données radar sur la partie continentale (données PRI), ont été acquises sur 5 orbites, et homogénéisées pour l'assemblage (RUDANT *et al.*, 1994). Le traitement a consisté en des corrections géométriques (translation et rotation), et des corrections radiométriques, uniquement sur la partie continentale, visant à annuler les effets de la variation de l'angle d'incidence entre le bord *est* (19°) et le bord *ouest* (26°), à l'intérieur d'une même trace.

POUR L'INTERPRÉTATION LOCALE (TABLEAU 1)

- une première série de données ERS1 est en mode RTM (roll tilt mode), acquise le 9 avril 1992 (à 02:15 mn TU, soit 23:15 mn locales), sous un angle de 35°, sur la région de Sinnamary-Kourou, selon une orbite ascendante;
- les autres données sont en mode standard (PRI), sous un angle d'incidence moyen de 23°, en polarisation VV. Les orbites sont descendantes, les acquisitions ayant eu lieu à 14:15 TU, les 17 avril, 3 mai et 22 mai 1992. La résolution spatiale de ces données est de 30 mètres (pixel de 12,5 mètres).

- Pour des raison orbitales lors des acquisitions, l'éclairage des cibles à terre par l'émetteur radar est opposé dans le mode RTM à celui du mode PRI. Dans le cas de légers reliefs détectés, il en résulte des effets d'ombre inversés ;
- les données du satellite JERS1 en bande « L », polarisation HH, angle de 35°, acquises le 13 février 1993 à 14:00 TU, en orbite descendante, visée à droite.

Tableau 1 Données radar disponibles sur la zone Karouabo et Passoura

Satellite	Date	Résolution	Bande/polarisation	Incidence
ERS1(RTM)	09 avril 1992	30 m (pixel = 12,5 m)	C (5,3 GHz) - VV	35°
ERS1 (PRI)	17 avril 1992 (G5.2)	id.	id.	23°
ERS1 (PRI)	03 mai 1992 (G2)	id.	id.	23°
ERS1 (PRI)	22 mai 1992 (G5)	id.	id.	23°
JERS1	13 février 1993	id	L(1,3 GHz) - HH	<u>35°</u>

CALIBRATION ET MESURES SUR LES DONNÉES DU MODE PRI

Le fichier de données brutes (codé sur 2 octets) du 3 mai 92 a été calibré selon les informations fournies par LAUR (1992). Le résultat a été comparé aux données originales, afin de juger de l'opportunité de cette correction par rapport aux objectifs de l'étude.

Pour effectuer cette comparaison nous avons réalisé un transect de l'océan à la forêt, sur les principaux thèmes présents dans la plaine côtière. À partir des mesures de rétrodiffusion effectués sur des microfenêtres de 100 pixels, on constate que les données calibrées présentent peu de différences par rapport aux données brutes. Les écarts maximum sont de 15 % sur le fichier image nommé G2, qui a servi pour la calibration. La comparaison avec les données du 22 mai montre que les variations multitemporelles sont plus importantes (surtout sur les thèmes *savane*) que les différences produites par la calibration. Nous avons donc choisi de travailler sur les données non calibrées.

TRAITEMENTS

Tous les traitements de calibration et de filtrage Ggmap ont été réalisés au Centre Commun de Recherches de la CEE à Ispra en Italie (laboratoire du professeur Sieber). Les autres traitements ont été effectués avec les logiciels Planète et Géoimage.

UTILISATION DE DONNÉES OPTIQUES POUR LA SPATIALISATION DES RÉALITÉS DE TERRAIN

En l'absence de piste, la plupart des prospections ont été faites en canot et à pied dans les savanes et les marais avec une progression lente et difficile. Chaque relevé a été localisé par GPS (global positionning system) avec une précision de l'ordre de 50 mètres. Un fond de carte thématique a été établi en s'appuyant sur la carte IGN au 1 : 25 000 et sur les résultats de traitements de données optiques (Spot, Landsat) de 1986 et 1988, où nous avons retenu sept thèmes d'occupation du sol.

Ce type de synthèse des données de terrain s'est révélé indispensable pour identifier les différentes cibles détectées par le radar.

ł-

1~

Lai-

RÉSULTATS, DISCUSSION

À L'ÉCHELLE GLOBALE (MOSAÏQUE, FIGURE 3)

La distinction entre la plaine littorale, sur laquelle nous reviendrons, et le socle précambrien recouvert de forêt est nettement visible : avec un type d'occupation du sol essentiellement composé de marais, de savanes et d'îlots de forêt secondaire, la plaine littorale oppose des rétrodiffusions très contrastées, à l'inverse de la forêt où la radiométrie est essentiellement modulée par le relief et le réseau hydrographique. Le fait que les pentes soient assez faibles, et le couvert forestier dense et homogène, y compris sur les reliefs, autorise l'observation directe de la géomorphologie dans des conditions satisfaisantes. Les flancs des collines orientés vers le satellite apparaissent en clair, et les côtés opposés en sombre (RUDANT, 1994).

Ce mécanisme d'éclairement par l'antenne est propice à la détection des criques et rivières qui présentent une orientation nord-sud, c'est-à-dire perpendiculaire à la direction de l'émission. Dans ces conditions, des criques d'une vingtaine de mètres de large sont détectables sur la mosaïque. Par contre, l'orientation est-ouest des affluents (rive droite de la Mana par exemple) les fait presque disparaître.

Les fonds de vallée, dont la rétrodiffusion est un peu plus élevée que celle de la forêt, marquent parfaitement les lits majeurs des rivières, lorsqu'ils existent comme sur la rivière Comté, en amont du village de Cacao. Ces zones ont une texture très lisse et correspondent généralement aux zones d'inondation sous forêt, lors des fortes crues de la saison des pluies.

Au delà d'une largeur de 50 mètres, les rivières apparaissent comme un fin liséré noir, traduisant la réflexion totale sur le plan d'eau. La présence des rapides (sauts) sur les grands fleuves se traduit par une forte rétrodiffusion, due aux nombreux blocs de rochers et aux fortes turbulences qui augmentent la rugosité de surface. Certains grands sauts montrent leur complexité d'organisation, par la bonne détection des divers bras anastomosés de la rivière (saut Pina-Tabiki, sur le fleuve Maroni).



LA GUYANE A TRAVERS LES NUAGES

Figure 3 :

La mosaïque radar a été réalisée sur l'ensemble de la Guyane, par le laboratoire de l'École Supérieure des Télécommunications. Composée de 18 images (RUDANT, 1994), dégradée à 100 mètres de résolution (pixel de 40 mètres), celle-ci a été utilisée pour une analyse à l'échelle globale. Toutes les données sur la partie continentale (données PRI) ont été acquises sur 5 orbites, et homogénéisées pour l'assemblage. L'image permet aussi la cartographie de nombreuses zones de cisaillement et de fractures, alors que celles-ci ne sont connues que le long des fleuves. On notera le remarquable contrôle structural du fleuve Oyapok, par une faille de plus de 200 km. Au sud-ouest, dans les monts Tumuc Humac, près du point de trijonction (Brésil-Surinam-Guyane), l'imagerie radar permet de déceler une organisation du réseau hydrométrique originale, mal représentée sur les cartes : la haute vallée du Litani est perpendiculaire sur 50 km, au système d'organisation global, d'orientation nord-sud, dans une zone où l'on observe un faisceau croisé de fracturation.

Enfin, la structure du relief en *demi-orange* (Boyé, 1978), est bien visible, surtout lorsqu'il y a contraste entre les diamètres des mailles d'altération du socle : au niveau d'Apatou sur le Maroni, il est possible d'identifier les boutonnières de granite Caraïbe dans les schistes de la série Orapu.

À l'ouest, au Surinam, le lac de retenue (en noir) du barrage de Brokopondo montre la dendritisation importante des berges dans ce type de relief, en contraste assez fort avec son environnement, qui permet de mesurer automatiquement les caractéristiques géométriques (périmètre, surface) par traitement numérique. Cette observation globale par imagerie radar d'une retenue de barrage a été programmée sur le site du barrage de Petit-Saut, pendant sa phase remplissage, entre janvier et juillet 1994.

Ces quelques exemples tirés de l'analyse de la mosaïque, dont la résolution spatiale est dégradée (pixel de 40 mètres au lieu de 12,5 mètres sur les données brutes), montre que ce type de document paraît adapté à la description morphologique des bassins versants sous forêt, de surface supérieure à 500 km². Dans ces conditions, le tracé des limites du bassin et de ses caractéristiques morphologiques est possible à une échelle du 1 : 200 000. L'information sur le relief contenue dans l'imagerie radar permet de situer la ligne de partage des eaux avec une bonne sécurité, de déterminer l'extension du lit majeur lorsqu'il existe, et de suivre l'évolution du réseau par rapport aux dimensions des mailles d'altération, de 100 de diamètre pour les plus petites, à 500 mètres pour les plus grandes.

À GRANDE ÉCHELLE

Les données traitées sont dans leur format de base (pixel de 12,5 mètres) ou moyennées (pixel de 25 mètres) afin d'adoucir le chatoiement (speckle).

Le lac de retenue du barrage de Brokopondo au Surinam (figure 4)

On obtient ici une bonne cartographie d'un plan d'eau artificiel, dont on peut mesurer la surface, le périmètre et cartographier les nombreuses îlots dont probablement ceux qui possèdent encore des troncs émergeants (gris foncé) et ceux qui sont exondés (gris clair). Le filtrage Ggmap (à droite) permettra une

classification classique, par seuillage des données, et la localisation automatique des îlots de 200 mètres de diamètre au minimum. On notera une légère perte d'information sur la détection de ces petits îlots, par rapport à la donnée non filtrée. L'échelle raisonnable de travail sera le 1 : 50 000.

Ce type de document montre qu'il est possible de suivre l'évolution d'une surface en eau, soit en mode d'exploitation normale de la retenue pendant l'année (avec une dizaine de documents par an), soit lors de la mise en eau d'une retenue nouvelle (barrage de Petit-Saut).

LES SAUTS (FIGURE 5)

Situés à 130 kilomètres de l'embouchure, le saut Pina-Tabiki est un bon exemple d'obstacle à la navigation sur ce fleuve tropical. Le moyennage (3*3) de la figure de gauche est destiné à adoucir le chatoiement, ces mêmes données ont été filtrées (à droite) afin d'apprécier le gain dans la détection des anastomoses du saut. Les zones blanches en saturation permettent de localiser les nombreuses roches nues qui affleurent dans le fleuve. Le filtrage Ggmap restitue avec plus de sécurité, la continuité des *filets* d'eau. On distingue également mieux, dans la partie sud du document les hauts fonds rocheux situés dans le lit du fleuve.

ANALYSE MULTITEMPORELLE DES DONNÉES DE ERS1

Pour le thématicien, certains aspects contraignants rencontrés dans le traitement et l'interprétation des données radar par rapport aux données optiques, est largement compensé par la possibilité d'obtenir un nombre important d'images de la même zone. Deux usages peuvent en être faits :

- amélioration de la qualité du document thématique, d'un facteur qui croît avec la racine carrée du nombre d'images de départ ;
- étude de phénomènes dynamiques à des pas de temps plurihebdomadaires.

C'est ce dernier aspect que nous avons testé sur trois acquisitions ERS1, au cours de la saison des pluies de 1992, sur la zone du bassin de la Karouabo.

CONDITIONS HYDRO-PLUVIOMÉTRIQUES PENDANT LES ACQUISITIONS

On dispose de trois images acquises les 17 avril, 3 mai et 22 mai 1992, dans les mêmes configurations de système satellite. L'année pluviométrique 92 a été déficitaire avec une période retour estimée à 15 ans (LOINTIER, 1994).

La pluviométrie journalière cumulée sur les 15 jours précédant ces dates montre un seul événement notoire de 40 mm, trois jours avant l'image du 17 avril. Dans les deux autres cas, la pluviométrie cumulée ne dépasse pas les 10 mm dans les cinq jours précédents.



Barrage de Brokopondo au Surinam – ERS1 du 10 juin 1992 – (données PRI, moyennées 3*3 à gauche, puis filtrées Ggmap à droite). On obtient ici une bonne cartographie d'un plan d'eau artificiel, dont on peut mesurer la surface. le périmètre et cartographier les nombreux îlots encore présents dont probablement ceux qui possèdent encore des troncs émergeants (gris foncé).

Å journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994



Le Saut Pina-Tabiki sur le fleuve Maroni – ERS1 du 10 juin 1992 – (données PRI moyennées 3*3 à gauche, puis filtrées Ggmap à droite). Situé à 130 km de l'embouchure, ce saut est un bon exemple d'obstacle à la navigation sur ce grand fleuve tropical. Les parties les plus claires, au centre du saut, indiquent la présence d'éléments à forte rugosité : ce sont les nombreux blocs de rochers qui « perdent » le lit principal dans de multiples sinuosités sous forêt.

Les débits moyens journaliers ont été respectivement de 12,0, 5,37 et 4,65 m³/s, aux trois dates d'acquisition (figure 6).

Malgré la proximité de l'océan (3 km), et des phénomènes de marnage de 2,5 mètres en moyenne, dans un milieu très plat, aucun signal océanique (variation de hauteur d'eau et salinité) n'a été observé à la station de mesure. Quels sont donc les mécanismes hydrodynamiques qui pourraient expliquer ce phénomène ? Peut-on identifier et localiser en aval, des zones de stockage, assurant un éventuel effet *tampon* ?



Figure 6 : Conditions hydrologiques lors des acquisitions ERS1 (pluie et débits sur le bassin de la Karouabo).

Profils

Afin d'isoler les variations de signal entre les trois dates, plusieurs profils sur les données brutes ont été réalisés en tenant compte des principaux types d'occupation du sol. Le calcul de l'énergie relative rétrodiffusée a été effectué en référence à une zone de texture homogène. Notre choix s'est porté sur une zone en forêt primaire qui présente ces caractéristiques. Pour expliquer les variations de signal dans ces écosystèmes de savanes et de marais, il faut revenir sur les deux principaux phénomènes physiques responsables de la diffusion de l'onde : la rugosité de surface qui sera interprétée ici par rapport à la végétation, et la conductivité électrique des sols qui dépend de leur humidité. En pleine saison des pluies, il existe une transformation de la végétation. Les savanes (GRANVILLE DE, 1978) comportent en général une couverture à joncs *(Eleocharis mutata)*, denses, vert-sombre, ces plantes atteignant entre 0,60 et 1,50 mètre de hauteur. Sont aussi associés à ce milieu : Jussieua leptocarpa (petits buissons à inflorescences jaunes), Jacquemontia violacea (qui grimpe sur les tiges des joncs), Hydrocotyle umbellata et des touffes d'Achrosticum aureum (fougère des marais). Dans les marais saumâtres, il y a Nymphoea ampla, Azola caroliniana, Lemna minor, le passage aux marais d'eau douce est souvent marqué par l'apparition de Chrysobalanus icaco (prunier savane), Eleocharis interstincta, Montrichardia arborescens (moucou-moucou, aninga). Dans les espaces d'eau libre apparaissent alors Leersia hexandra, Eicchornia crassipes (jacinthe d'eau) et Salvinea auriculata (lentille d'eau).

Le second facteur conditionnant ces transformations est lié la pluviométrie : par les variations d'humidité des sols qu'elle entraîne, les savanes montreront des valeurs d'autant plus élevées, que le sol sera humide.

Ne pouvant séparer en toute rigueur les contributions du couple végétation/humidité, nous raisonnerons en termes de *changement*.

CARTE DE SYNTHÈSE FONCTIONNELLE

En s'appuyant sur les données du transect, une composition colorée des trois fichiers ERS1 et la connaissance du terrain, nous avons essayé de spatialiser ces informations de saison des pluies, en fonction du rôle que chaque milieu peut jouer vis-à-vis du stockage de l'eau et de sa circulation (figure 7).

Les premiers sont constitués de marais assurant un stockage permanent $(n^{\circ}1)$, ou temporaire $(n^{\circ}2, 3)$. Les zones codées 1 sont des plans d'eaux, sans végétation. Les zones codées 2, qui appartiennent au système de plans d'eau, se distinguent par de faibles changements. Ces zones seront classées à inondation temporaire, à l'échelle mensuelle.

La zone n°3, circonscrite à l'aval de la crique Karouabo, s'individualise le 17 avril, à la suite de la crue survenue deux jours auparavant. Cette observation est importante car elle confirme la présence de possibilités de stockage de l'eau, en aval, sur une période de quelques jours seulement. Il semble réaliste dans ce cas, d'évoquer un phénomène d'amortissement par ces milieux, soit des crues, avant qu'elles n'arrivent en mer, soit des remontées salines biquotidiennes. On explique ainsi l'absence des remontées salines à la station de jaugeage, mais aussi certaines anomalies hydrauliques observées pendant les crues.

Enfin, le milieu n°4, qui contient les zones précédentes, est caractérisé par les multiples cheniers, recouverts de végétation. Ceux-ci font obstacle aux écoulements, mais laissent également circuler l'eau à des endroits où ils sont affaiblis. C'est une zone de transition, à double fonction de circulation et de stockage.



Figure 7 :

Zone de la Karouabo : classification fonctionnelle à partir de la photo-interprétation des données multitemporelles ERS1.

La seconde catégorie est celle des zones de circulation (n° 5 à 10) :

- la zone de mangrove de front de mer (n°5), où les effets de marée sont importants, et où les criques deviennent des chenaux de marée ;
- la zone n° 6 s'identifie par des signaux élevés, sans variations aux trois dates. C'est la forêt galerie sous laquelle circulent les eaux de crique (Malmanoury, Karouabo).

L'analyse multitemporelle met nettement en évidence deux types de savane, l'un dont la rétrodiffusion est très élevée et constante aux trois dates (n°8), l'autre dont la rétrodiffusion est plus basse le 22 mai, après les pluies (n°7). On peut faire l'hypothèse d'une circulation absente ou trop rapide pour être observée pour le milieu 8, et une transformation plus lente du milieu n°7 à l'échelle de la saison des pluies (échelle de temps mensuelle). La zone mixte de savane et de forêt (n°9) et la zone de forêt dense sur socle (n°10) ne présentent aucune différence de rétrodiffusion aux trois dates. En termes de dynamique de circulation de l'eau sur le sol, il n'est pas possible d'obtenir une information pertinente, puisque le domaine d'investigation des micro-ondes en bande « C » ne concerne que le toit de la végétation.

Les micro-ondes actives de plus grande longueur d'onde, comme en bande $\ll L \gg$, pourraient apporter des informations nouvelles, par leur plus grand pouvoir d'investigation.

Analyse qualitative selon des critères thématiques : premières comparaisons ERS1, JERS1.

Acquises le 13 février 1993, c'est-à-dire un an après les données ERS1, les données radar de JERS1 en bande « L » sont représentatives d'un épisode climatique sec. La pluviométrie des 15 jours précédants est faible, avec seulement une pluie de 10 mm deux jours avant l'acquisition. Le débit moyen journalier à la station de la Karouabo est alors de 1,42 m³/s.

Nous allons passer en revue les réponses de chaque système d'acquisition par rapport aux thèmes que nous avons cherché à identifier, ainsi que les réponses originales propres :

- relief : la zone de faibles reliefs ($\Delta h = 40m$), sur la ligne de crête du bassin de la Karouabo, est vue dans les trois configurations. Le mode RTM semble néanmoins être plus sensible, en mettant en évidence des ondulations sous couvert forestier au centre des bassins ($\Delta h = 20$ m). Probablement que l'on tire parti ici de la polarisation VV et du fort angle d'incidence du mode RTM ;
- structures linéaires naturelles (cheniers) : peu visibles dans les modes ERS1, c'est avec JERS1 que ces structures apparaissent le mieux. C'est sans doute l'avantage tiré de la fréquence plus basse de la bande « L »;
- zones anthropisées : les structures linéaires telles que pistes, routes, lignes électriques qui nécessitent des déboisements en forêt de l'ordre de 50 mètres de large sont parfaitement détectées, dans les trois configurations. Le contraste étant plus faible en milieu de savane, on note une meilleure détection avec JERS1. Les pistes forestières de 20 mètres de large ne sont pas détectées ;
- -- eau libre : bonne détection des plans d'eau dans les trois configurations ;
- systèmes inondés en permanence avec végétation : le mode PRI et JERS1 apportent des informations très pertinentes avec de nombreuses nuances. Le mode RTM montre une confusion avec le thème savane;
- savanes : expliquant la confusion précédente, la discrimination des zones non boisées est très pertinente en mode RTM. Les deux autres modes par contre, montrent de nombreuses nuances, détectant trois types de

savanes en mode PRI et JERS1, mais au point de perdre les limites de ces espaces non boisés. Ces deux modes sont donc en parfaite complémentarité ;

- mangrove : de texture homogène dans les deux modes ERS1, c'est avec JERS1 que l'on observe des contrastes marqués. Passant ici aux espaces boisés de densité moyenne, le système JERS1 semble apporter de nouvelles informations;
- végétation arbustive de la plaine côtière : la forêt galerie de la Karouabo, les îlots de forêt secondaire et les marais à palmier bâche sont identifiables dans le mode PRI, mais c'est le mode de JERS1 qui présente de forts réflecteurs (notamment sur la partie aval de la Karouabo), en contraste avec le milieu environnant. Cette forte rétrodiffusion, localisée à la forêt galerie n'a pas encore reçu d'interprétation satisfaisante, faute d'observation de terrain à cet endroit ;
- forêt primaire : sur la zone étudiée, la forêt apparaît comme un espace de texture homogène dans les trois modes.

CONCLUSION

L'analyse d'un document radar issu d'un assemblage de 18 images, à la résolution de 100 mètres, permet de décrire les grands traits morphologiques des bassins versants de Guyane. Essentiellement recouverts de forêt primaire, ces bassins ont un chevelu hydrographique qu'il est possible de cartographier jusqu'à la ligne de partage des eaux, comme à l'extrême sud du département.

Le principe même d'acquisition par une source émettrice donne des informations très pertinentes sur les principaux reliefs, mais aussi sur la taille des mailles d'altération du socle.

L'acquisition sur la retenue de barrage de Brokopondo au Surinam, est un exemple qui donne l'occasion d'envisager quelques aspects opérationnels dans la cartographie et le suivi d'un grand réservoir artificiel, en milieu tropical. Des programmations d'acquisitions ont été faites pour le suivi de la mise en eau du barrage de Petit-Saut, entre janvier et juillet 1994.

Bien qu'encore difficile à interpréter totalement au sens physique, le signal radar en pleine résolution permet d'identifier les principales réponses des écosystèmes de savanes et de marais selon des critères originaux dépendant de la nature du couvert végétal et de l'humidité des sols. La possibilité d'étudier les réponses en saison des pluies, à deux angles d'incidence différents (23° et 35°) et à deux fréquences différentes (bande « C » et « L ») devrait permettre de spatialiser des paramètres plus pertinents pour la modélisation hydrologique.

L'approche multitemporelle, sans contrainte nuageuse, favorise l'étude de la dynamique de circulation des eaux en milieu côtier, hormis les parties couvertes de forêt dense. La possibilité d'observer ces écosystèmes durant la saison des

pluies, nous a conduit à proposer une cartographie fonctionnelle selon des critères dynamiques, d'inondation, de circulation, et de durée de stockage, annuelle, mensuelle ou hebdomadaire. Il apparaît dans cette analyse qu'il nous manque encore une connaissance phénologique sur les cycles saisonniers des végétaux de savane et de marais. Cette approche nous a néanmoins permis de cerner les zones d'intérêt et de mieux programmer les objectifs des investigations *in situ*, pour tirer le meilleur parti des possibilités de l'imagerie radar, qui nous renvoie, c'est important, à la pratique du terrain et de la mesure.

BIBLIOGRAPHE

- Boyé M., 1978. Atlas des DOM La Guyane, Planche 5. Ceget/Cnrs-Orstom. n° ISBN 2-222-02501-X.
- CHOUBERT B., 1978. Atlas des DOM La Guyane, Planche 4. Ceget/Cnrs-Orstom. n° ISBN 2-222-02501-X.
- EISMA D., 1988. Dispersal of Amazon supplied particulate matter. Abstracts of the Chapman Conference on the fate of particulate and dissolved components within the Amazon Dispersal System : River and Ocean. AGU. Charleston. Wild Dunes, USA.
- GRANVILLE DE J.J., 1978. Atlas des DOM La Guyane, Planche 12. Ceget/ CNRS-Orstom. n° ISBN 2-222-02501-X.
- LAUR H., 1992. ERS-1 SAR calibration ; derivation of backscattering coefficients in ERS-1-SAR-PRI product, ESA Esrin.
- LOINTIER M., 1994. Étude hydrologique des bassins de la Karouabo et de la Passoura -lot 3- : rapport d'étude Orstom/Cnes, Cayenne, 86 p.
- LOINTIER M., RUDANT J.P., SABATIER D., PROST M.T., 1993. Contribution of ERS1 Sar data to hydrologic approach in tropical area : example in French Guiana. Second ERS1 Symposium. Hamburg. ESA Éd.
- LOINTIER M., 1992. Étude hydrologique des bassins de la Karouabo et de la Passoura -lot 2- : rapport d'étude Orstom/Cnes, Cayenne, 100 p.
- LOPES A., NEZRY E., TOUZI R., LAUR H., 1993. Structure detection and statistical adaptative speckle filtering in SAR images. *Intern. Journ.* of Remote Sensing, vol. 14, 9, 1735-1758, June 1993.
- MULLER-KARGER F., McCLAIN C.R., RICHARDSON P.L., 1988. The dispersion of the Amazon's Water, *Nature*, vol 333, n° 6168 : 55-59 nay 1988. USA.
- NEZRY E., LOPES A., DUCROS-GAMBART D., 1993. Supervised radiometric and textural segmentation of SAR images. Proceedings of IGARSS 93, Tokyo (Japan), 18-21 August 1993, IEEE 93CH3294-6, vol.3, 1426-1428.

- PROST M.T., CHARRON C., 1992. L'érosion côtière en Guyane. In « Coastal Protection : International Experiences and Porspect ». Special Issue of the cahiers nantais. Éd. A. Miossec. Univ. de Nantes. France
- ROSAZ J.M., MAITRE H., RUDANT J.P., 1994. Mosaicking ERS1 images : difficulties, solutions and results on French Guiana Proceeding of the second ERS1 symposium. Hamburg. ESA Éd. 1221-1226.
- RUDANT J.P., 1994. Earth Observation Quarterly, revue de l'ESA nº44.
- RUDANT, J.P., BALTZER F., LCL CZERWINSKI G., DEROIN J.P., LOINTIER M., MAITRE H., PENICAND C., PROST M.T., SABATIER D., 1994. Possibilités cartographiques offertes par ERS1 en contexte tropical humide (Projet pp-F12). Exemples en Guyane. Workshop ERS1 ESA, Tolède, juin 94. (à paraître).

į. i-

DISCRIMINATION DE DIFFÉRENTES COUVERTURES VÉGÉTALES PAR RADIOMÉTRIE DE TERRAIN EN SAVANE SOUDANO-SAHÉLIENNE

L. SÉGUIS¹, C. BOSCHER², J. ALBERGEL¹

Résumé

L'étude a consisté à déterminer une méthode de discrimination de différents types de végétation (mil, arachide et jachère) et de suivi de leur développement saisonnier. Ce travail s'inscrit dans la recherche des minorations à apporter aux fonctions de production (pluie-lame ruisselée) des sols nus de début d'hivernage, pour différents types de couvert se développant au cours de la saison des pluies. Durant l'hivernage 1993, les réflectances (canaux Spot) de 19 parcelles (100 m²) en milieu paysan ont été régulièrement mesurées au moyen d'un radiomètre Cimel CE310. Dix des parcelles étaient semées en mil, six en arachide, les deux dernières étaient en végétation naturelle. Pour certaines des parcelles de mil, un indice de surface foliaire a été calculé par mesure au champ. Différents indices de végétation utilisés classiquement en télédétection (N.D.V.I, P.V.I., S.A.V.I., T.S.A. V.I.) ont été comparés à l'indice de surface foliaire; le T.S.A. V.I. rend le mieux compte de l'évolution saisonnière de la végétation. Mil et arachide se distinguent surtout en fin d'hivernage, la baisse de l'indice (sénescence) étant plus rapide pour le mil que l'arachide. Quelle que soit l'importance du recouvrement, la végétation naturelle (graminées) présente en phase maximale des indices radiométriques quasiment constants durant 40 à 60 jours. Ces premiers résultats ouvrent la voie à une discrimination non plus uniquement spectrale mais spectrotemporelle des couverts végétaux. Durant l'hivernage 1994, l'expérimentation

¹Orstom B.P. 1386 Dakar - Sénégal.

²Cirad-Isra Kaolack - Sénégal.

sera renouvelée pour évaluer l'importance des fluctuations interannuelles sur la forme générale des courbes décrites. Elle se doublera de mesures de ruissellement en parcelles pour différents couverts (sol constamment dénudé, végétation naturelle, mil et arachide) afin d'intégrer un indice de végétation dans les fonctions de production. À terme, ces résultats seront transposés à l'imagerie satellitaire.

INTRODUCTION

Classiquement, l'importance et l'intensité du ruissellement, en un site restreint, sont expliquées par des facteurs relativement constants et intrinsèques (topographie, nature du sol), des facteurs contingents (hyétogramme de la précipitation, stock hydrique) et des facteurs évolutifs (état de surface, couvert végétal). Au sud du Sahel, l'évolution saisonnière du couvert végétal apparaît comme l'un des facteurs primordiaux : de nombreux auteurs (Rodier, 1986, Albergel, 1988) ont attribué les forts coefficients d'écoulement de début d'hivernage aux sols encore dénudés à cette date. Plus précisément, en zone soudanienne (précipitation annuelle comprise entre 400 et 900 mm), si le milieu naturel n'est pas surpâturé, l'activité faunique associée à l'herbe sèche de la précédente saison des pluies diminue déjà le ruissellement en début d'hivernage. Par contre, dans les zones rurales densément peuplées, les cultures occupent l'essentiel du paysage et les travaux avant semis, soit avant les premières pluies, entraînent une dénudation complète. Deux mois plus tard (mi-août), le recouvrement végétal atteint 80 à 100 %. CASENAVE et VALENTIN (1989) ont ainsi proposé de minorer les fonctions de production (pluie-lame ruisselée) pour un état de surface donné au delà d'un seuil de 50 % de couverture végétale. THEBE (1987) a directement introduit le pourcentage de couvert végétal comme variable explicative dans la fonction de production de petits bassins du Nord-Cameroun. La nature du couvert végétal à travers son port doit aussi être prise en compte : PEREZ (1994) a ainsi observé de plus faibles coefficients de ruissellement sous couvert d'arachide que de mil. Pour déterminer, quantifier et suivre l'évolution du couvert végétal, l'utilisation de l'imagerie satellitaire (Spot) par sa résolution spatiale et temporelle apparaît prometteuse. Pour élaborer une méthodologie de discrimination des couverts végétaux, la radiométrie de terrain était une étape indispensable. Dans cet article, nous présentons les premiers résultats de la campagne de mesures effectuée dans le sud du bassin arachidier sénégalais au cours de l'hivernage 1993.

SITUATION ET PROTOCOLE DE MESURE

Le site d'étude, au sud du Sine Saloum à proximité de la frontière gambienne, se caractérisait originellement par une savane arborée. Depuis une vingtaine d'années, sous les actions conjuguées d'une forte pression démographique

(68 hab./km² en 1983) et de la vulgarisation de la traction attelée, les surfaces cultivées sont devenues majoritaires aux dépens des surfaces naturelles (forêts et jachères) (79 % en 1992 contre 22 % en 1970) (MONIMEAU, 1992). En 1993, les précipitations ont été de 795 mm soit une valeur médiane sur l'échantillon des pluies annuelles 1950-1992 (ALBERGEL *et al.*, 1991). Sur toute la saison, aucune période de déficit hydrique n'a été enregistrée du fait d'un étalement homogène des précipitations (figure 1). Par conséquent, l'alimentation satisfaisante en eau des cultures a permis de bons rendements.



Figure 1 : Précipitations journalières cumulées en 1993.

L'étude a porté sur dix parcelles de mil, six d'arachide et trois caractéristiques des zones naturelles (cuirasse, surface mise en défens). Les parcelles, orientées selon les lignes de semis, mesurent $100 \text{ m}^2(5 \times 20)$. La germination s'est déroulée après la première pluie utile (supérieure à 20 mm) du 29 juin. Le mil a été récolté au début octobre et l'arachide, un mois plus tard. Les mesures radiométriques ont été réalisées mensuellement au moyen d'un radiomètre CIMEL CE310 délivrant les réflectances Spot ((Guyot *et al.*, 1984) (C1=0,50-0,59 μ m; C2=0,615-0,68 μ m; C3=0,79-0,89 μ m). La tête de mesure étant à 2,7 m du sol, la surface visée avait un diamètre d'environ 50 cm. Les mesures ont été réalisées sur des bandes transversales à 2, 7, 12 et 17 m d'un petit côté (36 points). Les valeurs moyennes de réflectance dans les trois canaux définissent la signature spectrale de la parcelle. Sur certaines des parcelles de mil, le recouvrement puis un indice de surface foliaire (I.S.F.) ont été mesurés. Le recouvrement R s'effectue à l'aide d'une corde marquée de 100 traits équidistants et tendus ont été réalisées sur des bandes transversales à 2, 7, 12 et 17 m d'un petit côté (36 points). Les valeurs moyennes de réflectance dans les trois canaux définissent la signature spectrale de la parcelle. Sur certaines des parcelles de mil, le recouvrement puis un indice de surface foliaire (I.S.F.) ont été mesurés. Le recouvrement R s'effectue à l'aide d'une corde marquée de 100 traits équidistants et tendus au-dessus des rangs de mil. À l'aplomb de chaque trait, on note la présence ou l'absence de la plante. On procède à trois répétitions. Le dénombrement est assimilé à un pourcentage de recouvrement.

Les mesures de I.S.F. sont effectuées par la méthode « longueur(L)largeur(la) ». Pour l'application de cette méthode, on distingue les feuilles du bas du poquet, celles du milieu et celles du haut. Pour chaque groupe, on compte le nombre total de feuilles N et on mesure La et L sur 5 à 6 feuilles de manière à obtenir le produit moyen $La \times L$ du groupe. La surface moyenne de chaque groupe est donnée par :

$$\overline{S}(cm^{2}) = N \times \left[0,751 \times (\overline{L \times La}) + 0,146\right] \qquad (L \ et \ La \ en \ cm)$$
(Protocole ISRA, Bambey)

La surface de feuilles d'un poquet, Sp, s'obtient en sommant les surfaces \overline{S} de chaque groupe. Pour chaque parcelle, on effectue cette mesure sur l à 3 poquets les plus représentatifs du reste de la parcelle puis on calcule la moyenne \overline{Sp} . L'indice de surface foliaire représente le pourcentage de surface de feuille par rapport à la superficie de la parcelle.

$$I.S.F. = \frac{Npoquet \times Sp}{Sparcelle}$$

RAPPEL SUR DIFFÉRENTS INDICES RADIOMÉTRIQUES DE VÉGÉTATION ET JUSTIFICATION PAR COMPARAISON AUX INDICES AGRONOMIQUES (R ET I.S.F.)

De nombreux indices radiométriques de végétation existent. Ils font intervenir le canal rouge (C2) et proche infrarouge (C3) dans des formules dont la complexité croissante vise à réduire l'influence du sol sur le signal de la végétation. Quatre indices ont été calculés : les trois premiers sont des mesures de pente (N.D.V.I., S.A.V.I., T.S.A.V.I.), le dernier est une distance (P.V.I.) (figure 2).

-N.D.V.I. (normalized difference vegetation index)

$$N.D.V.I. = \frac{R_3 - R_2}{R_3 + R_2}$$
 (PEARSON et MILLER, 1972)

N.D.V.I. est lié à la pente entre l'axe des abscisses (Rouge) et la droite reliant l'origine au point de végétation de coordonnées (R_2, R_3) ; - S.A.V.I. (soil-adjusted vegetation index)

$$S.A.V.I. = \frac{R_3 - R_2}{R_3 + R_2 + L} \times (1 + L)$$
(HUETE, 1988)

S.A.V.I. est lié à la pente de la droite qui joint le point de coordonnées (R_2, R_3) au point de coordonnées (-L/2,-L/2). Pour une végétation moyenne, L est pris égal à 0,5.

- T.S.A.V.I. (transformed soil-adjusted vegetation index)

$$T.S.A.V.I.=a \times \frac{\left(R_3 - a \times R_2 - b\right)}{\left[a \times R_3 + R_2 - a \times b + X \times \left(1 + a^2\right)\right]} \quad (\text{BARET et al.},$$

1989)

(modifié par BARET et GUYOT, 1991)

T.S.A. V.I. est lié à l'angle entre la droite reliant le point de coordonnées (R_2, R_3) au point de coordonnées (0, b) et la droite des sols nus de pente a et d'interception à l'origine b. Nous rappelons que dans le plan rougeproche infrarouge, les points de sols nus s'alignent : la pente est proche de l et l'ordonnée à l'origine proche de 0. X est pris égal à 0,08.



Figure 2 :

Lignes d'isovégétation (I.S.F.) et lignes d'isovaleurs pour différents indices de végétation (N.D.V.I., S.A.V.I., T.S.A.V.I., P.V.I.) dans le plan des réflectances. Rouge - Proche infrarouge (source : BARET et al., 1989).

Le calcul des trois derniers indices nécessitent la connaissance de la droite des sols nus (figure 3). L'équation suivante a été établie après une campagne radiométrique en fin de saison sèche (juin 1993) :

 $P.I.R. = 1,166 \times R + 0,205$ pour tous les états de surfaces de N.D.V.I. inférieur à 0,12 (assimilés à des sols nus).



Figure 3 : Droite des sols dans le plan des réflectances Rouge - Proche infrarouge (exprimées en θ'_{oo}).

Pour une parcelle de mil, la figure 4 superpose les évolutions des quatre indices de végétation sur le cycle du mil représenté par le recouvrement et l'indice de surface foliaire (*I.S.F.*). En premier lieu, on constate que la fréquence des mesures radiométriques, mensuelle, est insuffisante pour rendre compte au mieux du développement végétatif. En second lieu, *I.S.F.* n'étant calculé qu'à partir des feuilles vertes, il chute fortement en fin de cycle. Les indices radiométriques diminuent moins rapidement car en relation avec la phase de sénescence du mil, des adventices se développent et assurent au sol un nouveau couvert végétal. Comme l'indique la figure 2 et de nombreuses expérimentations en station agronomique sur des sols de brillance variée (HUETE *et al.*, 1985; HUETE et JACKSON 1987), les indices radiométriques de végétation sont imparfaits à décoréler le signal de la végétation de celui du sol. Parmi les quatre indices, *T.S.A. V.I et P.V.I.* sont les meilleurs indicateurs de l'absence de couvert en début d'hivernage. Nous avons retenu l'indice *T.S.A. V.I* pour la suite de notre travail car il recoupe une

notion d'angle comme N.D.V.I. fréquemment utilisé (à la différence de P.V.I. représentant une distance), et car des études de sensibilité (BARET et GUYOT, 1991, BARET et al., 1989) ont montré l'indépendance plus grande de cet indice à la brillance des sols.



Figure 4 :

Dynamique des divers indices radiométriques de végétation (N.D.V.I., S.A.V.I, T.S.A.V.I, P.V.I.) par rapport à l'indice de surface foliaire (I.S.F.).

ÉVOLUTION SAISONNIÈRE DE L'INDICE DE VÉGÉTATION T.S.A.V.I.

L'évolution des coefficients de variation du rouge et du proche infrarouge pour chaque culture et chaque parcelle est présentée dans les graphes de la figure 5. Les coefficients de variation des deux cultures sont faibles et présentent une dispersion moindre en début et fin de cycle. Pour les deux cultures, cette homogénéité correspond à des mesures sur sols nus en début d'hivernage et également en fin d'hivernage pour l'arachide. Le développement des adventices en fin de cycle et après récolte explique la faible dispersion des parcelles de mil. En août et septembre, la dispersion est la plus forte. Ceci résulte :

- de développements végétatifs variés en fonction de la qualité des travaux culturaux (fumure, sarclage etc.);

— de l'égalité de taille entre la surface de mesure (disque de 50 cm de diamètre) et les surfaces radiométriquement homogènes (intersillon dénudé ou poquet chlorophyllien). À l'échelle de la mesure satellitaire (surface de 400 m²), cette dispersion disparaîtra.



Figure 5 :

Évolution des coefficients de variation dans le rouge et le proche infrarouge des parcelles en mil et arachide au cours de l'hivernage 1993 (légende des parcelles sur la figure 6).

L'évolution saisonnière du T.S.A.V.I. pour chacune des parcelles regroupées dans trois thèmes (champ de mil, champ d'arachide et milieu naturel) est présentée dans la figure 6. Les trois couverts ont des évolutions similaires jusqu'au 8 septembre, les valeurs de l'indice sont légèrement plus fortes pour l'arachide que pour le mil en septembre. Mais, le signal d'une bonne couverture végétale de mil est comparable à celui d'une mauvaise d'arachide. Du 8 septembre au 5 octobre, la sénescence du mil entraîne une diminution importante de T.S.A.V.I. à la différence de l'arachide de cycle plus long. Pour l'arachide, de septembre à octobre, les valeurs de T.S.A.V.I. se maintiennent. Début octobre, le mil est récolté manuellement par couchage et prélèvement des épis. Les pailles restent au sol et des adventices se développent. T.S.A.V.I. diminue peu et augmente même légèrement pour une parcelle (PKEB).



Évolution de T.S.A.V.I. pour les couverts en mil, arachide et végétation naturelle au cours de l'hivernage 1993.

Par contre, début novembre, l'arachide vient d'être récolté par soulevage mécanisé et les fanes sont regroupées en meule. Le terrain est meuble et dénudé, le T.S.A.V.I. passe de 0,6 à 0,2 environ. Deux parcelles de mil et d'arachide s'écartent de ce schéma. La parcelle d'arachide Son1250 n'a pas été récoltée au début novembre, la faible diminution du T.S.A.V.I. d'octobre à novembre provient du flétrissement des feuilles. Le T.S.A.V.I. de la parcelle de mil 16C augmente de septembre à début octobre car l'herbe a largement supplanté le mil dans la parcelle. Les parcelles du milieu naturel correspondent à deux extrêmes : d'une part, une zone mise en défens depuis 1983 (Défens) et une prairie (Son1250) et d'autre part, une zone recouverte d'une croûte d'érosion avec des recouvrements alguaires (Cuirasse). Dans les deux cas, le maximum de couverture végétale est établie au début août. Jusqu'en fin novembre, le T.S.A.V.I. diminue faiblement.

RECHERCHE D'UNE MÉTHODE DE DISCRIMINATION DES COUVERTS

Quelle que soit la date considérée, la valeur du T.S.A. V.I. permet difficilement la détermination du couvert. Par contre, l'évolution des T.S.A.V.I. à partir du début août est distincte d'un couvert à l'autre. La classification doit donc s'effectuer selon la forme de la courbe de T.S.A.V.I. Pour des cultures de soja et de maïs, Hall et BADHWAR (1987) avaient approché la forme de la courbe par une fonction en cloche à trois paramètres (caractéristiques de la durée du cycle végétatif, de la date du maximum et de sa valeur). Les valeurs des 3 paramètres permettaient ensuite une classification. La forte dissymétrie de nos courbes d'évolution du T.S.A.V.I. était très mal rendue par cette fonction. La simple évolution des pentes du T.S.A. V.I. entre août et novembre permet de différencier les couverts (figure 7). La pente de T.S.A.V.I. entre août et septembre est fortement négative pour le mil. La décroissance est en général beaucoup plus faible pour l'arachide et pour le milieu naturel. D'octobre à novembre, la pente est forte pour les champs d'arachide et faible à nulle voire positive pour les champs de mil et le milieu naturel. Le mil de la parcelle PKEB a crû plus rapidement du fait d'une forte fumure. La pente de T.S.A.V.I. est nulle en août car la croissance s'est déroulée entre juillet et août. L'enherbement très important de la parcelle 16C explique la pente positive de T.S.A.V.I. entre septembre et octobre.

Les pentes de chacun des mois sont seuillées (3 valeurs de seuil par mois, pour séparer les pentes fortement négative, faiblement négative, faiblement positive et fortement positive). Les 12 intervalles (3×4) définies sont codifiés (tableau 1).



Figure 7 : Évolution des pentes de T.S.A.V.I. entre les mois de juillet-août (1), aoûtseptembre (2), septembre-octobre (3) et octobre-novembre (4) pour les différents couverts.

Tableau 1

Codification des pentes (T.S.A. V.I. /jour) août-septembre, septembre-octobre, octobre-novembre

Pente	Pente 08-09	Pente 09-10	Pente 10-11
=			
-0,005	D	Н	L
-0,0035			
	С	G	K
0			
	A	E	I
0,003			
		F	l
0,005			
	В		
+			

Toutes les combinaisons de pente ne sont pas envisageables. Aux combinaisons rencontrées en 1993 (en gras), nous avons ajouté dans le tableau 2 des combinaisons résultant d'une fin précoce d'hivernage entraînant une forte baisse de T.S.A.V.I. d'octobre à novembre.

Tableau 2

Classification des couverts en fonction des combinaisons de pente de T.S.A.V.I. (en gras, combinaisons rencontrés en 1993)

Mil	Arachide	Couvert naturel
BHJ	AEL	AEK
BHI	BEL	AEL
BHK	BFL	BEK
BHL	BGL	CEK
CHI	AGL	CEL
СНК	i i i i i i i i i i i i i i i i i i i	BGI
AHI		AGI
AHJ		AGK
AHK		AGL
AHL		

En 1993, la parcelle de mil 16C est codifiée BEL, elle a un comportement effectivement similaire à celui d'un couvert d'arachide. La codification de toutes les autres parcelles correspond à l'occupation.

CONCLUSION

La méthode de classification proposée n'est encore qu'une ébauche. Son principe est le suivi de la phase de sénescence du couvert. Des observations de l'hivernage 1993, il se dégage que la première mesure dans l'objectif d'une classification du couvert végétal est à effectuer début août (150 à 200 mm de précipitation cumulée). Trois autres mesures espacées d'un mois sont nécessaires, la dernière devant impérativement suivre la récolte de l'arachide (environ quatre mois et demi après le début de l'hivernage). Durant l'hivernage 1994, les observations de terrain seront reconduites sur une zone plus étendue (les parcelles s'inscrivaient dans un cercle de 2 km de rayon) afin d'évaluer la faible variabilité des formes de courbe de T.S.A.V.I. des différents couverts pour des distributions de précipitation légèrement différentes. Les seuils de codification des pentes de T.S.A.V.I devront également être vérifiés. Quatre prises de vue satellitaires serviront à transposer la méthode à l'imagerie spatiale. Parallèlement, des mesures hydrologiques en parcelles (50 m²) pour différents couverts (sol dénudé chimiquement, végétation naturelle, mil et arachide) permettront d'évaluer la possibilité d'intégrer un indice radiométrique de végétation dans la modélisation du ruissellement.

BIBLIOGRAPHIE

- ALBERGEL, J., 1988. Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso. Coll. Études et Thèses, Orstom éd., Paris, 341 p.
- ALBERGEL, J., PEREZ, P., VAKSMANN M., 1991. Amélioration des modèles du bilan hydrique sur parcelle par la prise en considération des états de surface. In Soil Water balance in the soudano-sahelian zone (Proc. of the Niamey workshop), février 1991, I.A.S.H., n°199, 483-496.
- BARET F., GUYOT G., MAJOR D.J., 1989. T.S.A.V.I. : a vegetation index which minimizes soil brightness effects on LAI and APAR estimation. in Proc. of the 12th canadian Symp. on Remote Sensing, IGARSS'90, Vancouver, Canada, 10-14 juillet 1989., 1355-1358.
- BARET, F., GUYOT G., 1991. Potentials in limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment. *Remote Sensing of Environment*, 35, 161-173.
- CASENAVE A., VALENTIN C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. Coll. Didactiques, Orstom éd., Paris, 229 p..
- GUYOT G., HANOCQ J.F., BUIS J.P., SAINT G., 1984. Mise au point d'un radiomètre de simulation de Spot. Signatures spectrales d'objets en télédétection. Bordeaux, France, septembre 1983, Éditeur Inra, 233-242.
- HALL F.G., BADHWAR G.D., 1987. Signature-Extendable Technology : Global Space-Based Crop Recognition. *IEEE Transactions on Geoscience* and Remote Sensing, GE-25, 1, 93-103.
- HUETE A.R., JACKSON R.D., POST D.F., 1985. Spectral response of a plant canopy with different soil backgrounds. *Remote Sensing of Environment*, 17, 37-53.
- HUETE A.R., JACKSON R.D., 1987. Suitability of spectral indices for evaluating vegetation characteristics on arid rangelands. *Remote Sensing of Environment*, 23, 213-232.
- HUETE A.R., 1988. A Soil-Adjusted Vegetation Index (S.A.V.I.). Remote sensing of environment, 25, 295-309.
- MONIMEAU A., 1992. Projet d'aménagement de la ravine de Sonkonrong. Perspectives pour un aménagement intégré d'un bassin versant. Siné-Saloum, Sénégal. Mémoire d'ing. Cnearc-Esat, Montpellier, 65 p. plus annexes.
- PEARSON R., MILLER L.D., 1972. Remote mapping of standing crop biomass for estimation of the productivity of the short-grass Prairie, Pawnee Nationnal Grasslands, Colorado.

ŀ

ŗ.,

- PEREZ P., 1994. Genèse du ruissellement sur les sols cultivés du sud Saloum (Sénégal). Du diagnostic à l'aménagement de parcelle. Thèse de doctorat sci. agronom., Ensa, Montpellier, 250 p.
- RICHARDSON A.J., WIEGAND C.L., 1977. Distinguishing vegetation from soil background information. *Photogrammetric Engeneering and Remote Sensing*, vol. 43, n°12, 1541-1552.
- RODIER J.A., 1986. Caractéristiques des crues des petits bassins versants représentatifs au Sahel. *Cah. Orstom, sér. Hydrol.*, vol. XX1, n°2, 3-26 plus annexes.
- THEBE B., 1987. Hydrodynamique de quelques sols du Nord-Cameroun. Bassins versants de Mouda. Contribution à l'étude des transferts d'échelles. Thèse de doctorat sci. hydrol., U.S.T.L. Montpellier, 306 p.

UTILISATION D'UNE SÉRIE TEMPORELLE DE DONNÉES-SATELLITE NOAA-AVHRR POUR LE SUIVI HYDROLOGIQUE DES GRANDS FLEUVES EN AFRIQUE DE L'OUEST

S. GEFFARD¹

Résumé

L'intérêt d'utiliser les informations tirées des données-satellite NOAA-AVHRR dans le cadre du suivi du régime hydrologique des fleuves en Afrique de l'Ouest est évalué au travers de la confrontation entre la dynamique saisonnière des indices radiométriques et le bilan hydrologique annuel. Les bassins versants étudiés, répartis dans 3 domaines bioclimatiques d'Afrique de l'Ouest, présentent des superficies de l'ordre de 3 000 km² à 17 000 km². Les indices radiométriques utilisés pour suivre la dynamique des états de la surface sont l'indice de végétation NDVI et le compte numérique du canal 3. La série des données GAC (résolution 4 km) permet de comparer 5 années d'observations. Deux paramètres traduisant l'évolution saisonnière de la végétation sont comparés à la différence annuelle entre précipitations et écoulement, assimilée dans le cas présent à l'évapotranspiration annuelle. Le premier paramètre est le cumul des moyennes mensuelles de NDVI en début de saison des pluies ; le second est le gradient du compte numérique du canal 3 en fin de saison des pluies. Le cumul des moyennes mensuelles de NDVI peut permettre d'estimer un intervalle dans lequel situer, à l'échelle régionale, la valeur moyenne interannuelle du déficit d'écoulement. La pente d'évolution du compte numérique du canal 3 en fin de saison des pluies traduit les valeurs annuelles de la différence entre précipitations et écoulement.

¹Laboratoire d'Hydrologie, Orstom, BP 5045, 34032 Montpellier cedex 1, France.

INTRODUCTION

En Afrique de l'Ouest, l'intensification des activités humaines ajoutée aux récentes catastrophes climatiques se traduit par des modifications profondes de l'environnement qui risquent d'avoir, à plus ou moins long terme, une forte influence sur la disponibilité des ressources en eau de surface. La compréhension du rôle que jouent les états de surface dans les processus de transformation pluiedébit est de fait un des principaux axes de recherche de l'hydrologie. Parallèlement aux travaux qui sont entrepris sur les petits bassins versants –où il est possible de mettre en place et de maintenir des réseaux de mesure et d'observation complets– il apparaît également nécessaire d'aborder le problème à l'échelle où s'appréhendent ces phénomènes de transformation (déforestation, disparition de la forêt sèche, progression de la savane herbeuse sur la savane arborée, ...), c'est-à-dire, à une échelle régionale. Ce type d'étude est aujourd'hui envisageable grâce aux satellites d'observation de la Terre qui peuvent fournir des informations sur la dynamique des éléments de la surface du bassin versant.

Parmi tous les satellites existants, le satellite NOAA-AVHRR a été choisi pour cette étude car il allie une haute répétitivité (une image par jour) à une résolution relativement fine en regard de celle des satellites géostationnaires tout en conservant une vision régionale. De plus, en raison du faible coût des images, il est possible de constituer des banques de données continues sur plusieurs années, fournissant alors une information sur la dynamique des surfaces observées. C'est ce qu'a réalisé l'Institut des Applications de la Télédétection (IATD) du Centre Commun de Recherche d'Ispra qui fournit, sous contrat avec l'Orstom, les données-satellite utilisées dans cette étude. ٤.

Il s'agit alors de développer une méthodologie d'utilisation de ces données avec pour finalité de les intégrer dans des modèles de fonctionnement hydrologique déjà existants ou à imaginer. La première étape de cette étude a été de constituer une banque de données opérationnelles sur plusieurs bassins versants situés dans des domaines bioclimatiques différents (GEFFARD *et al.*, 1992) et de vérifier sur les années d'observation satellitaires disponibles (1987/1988 et 1988/1989) la concordance entre le bilan hydrologique annuel et l'analyse des données-satellite. La dynamique temporelle des indices radiométriques étant liée à la composition du couvert végétal (ACHARD, BLASCO, 1990; LAPORTE, 1990), on a également tenté de relier des paramètres traduisant cette dynamique avec les coefficients de la relation linéaire pluie-débit, au pas de temps annuel (GEFFARD, 1992).

L'exploitation de la banque de données-satellite GAC qui couvre 5 années d'observation, 1984 à 1988, permet d'étudier la possibilité d'estimer les écoulements à partir d'informations sur les précipitations et la dynamique saisonnière des indices radiométriques représentatifs du couvert végétal. Les résultats de cette démarche sont présentés ici.

686

SUPPORT THÉORIQUE DE LA MÉTHODE

À l'échelle annuelle, sur les bassins versants étudiés présentant un substratum géologique imperméable et des étiages marqués, on admet que les précipitations P se répartissent entre l'écoulement de surface E et l'évapotranspiration ETR. On peut alors assimiler l'ETR à la différence P-E, ou déficit d'écoulement.

La répartition des précipitations entre écoulements et ETR varie d'une année sur l'autre et dépend étroitement des caractéristiques des précipitations parmi lesquelles : l'état de saturation du sol avant les événements pluvieux, donc leur chronologie, l'intensité des averses, leur répartition spatiale sur le bassin versant, Or, on ne peut pas obtenir ces paramètres sur des bassins versants de plusieurs milliers de km². Rappelons en effet que pour les grands bassins versants, seuls les réseaux météorologiques fournissent facilement des données continues sur de longues périodes et que ces réseaux sont peu denses, espacés de 10 à 20 km dans les meilleurs cas, plus souvent de 100 à 150 km. Les caractéristiques des précipitations sur l'ensemble du bassin sont complètement inconnues.

Cependant, les différents facteurs qui conditionnent la répartition entre ruissellement et infiltration définissent également la quantité d'eau qui se trouve stockée dans le sol et qui est alors disponible pour la transpiration du couvert végétal. Le comportement du couvert végétal durant son cycle de développement est le reflet de cette quantité d'eau disponible.

On propose donc de s'appuyer sur des caractéristiques du développement saisonnier de la végétation pour évaluer la différence P–E qui peut être assimilée dans le cas des bassins versants étudiés à l'ETR annuelle.

La zone d'étude et les caractéristiques des bassins versants

Cette étude porte sur trois grands bassins versants :

- la Falémé, affluent du Sénégal situé en domaine soudanien ;
- --- le haut Niger à Kouroussa en Guinée situé en zone de transition guinéosoudannienne ;
- le bassin supérieur du Sassandra en Côte d'Ivoire à cheval sur la zone de transition guinéo-soudannienne et le domaine guinéen.

Ces trois grands bassins ont été découpés en sept sous-bassins (figure 1).

Les sous-bassins de la Falémé D et C constituent le cours supérieur de la Falémé. Leur superficie respective est de 5 720 km² et 2 370 km². La moyenne des précipitations sur la période de 1980 à 1988 est d'environ 1 000 mm. D'après la carte de la végétation (LAVENU, 1987), le couvert dominant sur ces deux bassins versants est essentiellement de type savane arborée et arbustive au nord et savane boisée et forêt sèche au sud. On observe également de manière localisée des zones de cultures.

EF est le bassin supérieur du Niger à Kouroussa en Guinée. Sa superficie est de 16 280 km². Les précipitations sont en moyenne d'environ 1 450 mm sur la période 1980 à 1988. La formation végétale dominante est l'association de savane boisée et forêt sèche. On trouve également la savane arborée et arbustive au nord, des îlots de forêt sèche et des zones de cultures.

Les bassins versants G, H, J et L sont des sous-bassins du Sassandra qui correspondent respectivement au bassin de la Férédougouba à N°golodougou (5 020 km²), au bassin de la Boa à Vialadougou (5 770 km²), au bassin du Bafing à Bafindala (6 230 km²) et au bassin du N'zo à Kahin (4 300 km²). Les précipitations moyennes (1980 à 1988) vont de 1300 pour H à 1 600 mm pour L. Le couvert dominant est la savane boisée et la forêt sèche pour G. Sur H, ce type de couvert alterne avec la savane arborée et arbustive. Le bassin versant J est à cheval sur la zone de transition et le domaine guinéen. De fait, sur la rive gauche, le couvert dominant est la savane boisée et la forêt sèche, et sur la rive droite, la forêt dense primaire dégradée. Le bassin versant L, quant à lui, situé dans le domaine guinéen, est couvert en majorité de forêt primaire dégradée.



ţ:

Figure 1 : Situation géographique des bassins versants étudiés.

Les données-satellite NOAA-AVHRR

Acquisition et traitements des donnees-satellite

Les données-satellite brutes correspondent à 4 minutes d'enregistrement au sein d'une orbite du satellite NOAA et couvrent un espace géographique allant du Golfe de Guinée au Sud Mauritanien et du Sénégal au Togo (4°N18°W, 4°N6°E ; 16°N18°W, 16°N6°E).

Chaque enregistrement contient l'information radiométrique correspondant aux bandes spectrales du capteur AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) installé à bord des satellites de la série NOAA (tableau 1).

Tableau 1 Principales caractéristiques des satellites NOAA et du senseur AVHRR

Satellite	Mise en service	Caractéristiques
NOAA-7	24.08.1981	cycle orbital : 9 jours
NOAA-9	25.02.1985	période orbitale : 102 minutes
NOAA-11	08.11.1988	inclinaison sur l'orbite : 102 degrés
		altitude : 825 km
		noeud ascendant : 14h30
		noeud descendant : 2h30
Canal	Bande en µm	Domaine
AVHRR 1	0.58-0.68	rouge (visible)
AVHRR 2	0.73-1.10	proche infrarouge
AVHRR 3	3.55-3.93	infrarouge moyen
AVHRR 4	10.30-11.30	infrarouge thermique
AVHRR 5	11.50-12.00	infrarouge thermique

Les données transmises en temps réel appelées HRPT (High Resolution Picture Transmission) sont en pleine résolution : la taille du pixel est de 1.1 km au nadir. Ce type de données n'a pu être acquis sur l'Afrique de l'Ouest que depuis la mise à niveau de la station de réception de Mas Palomas aux Canaries, en 1987. Auparavant, les enregistrements réalisés sur l'Afrique de l'Ouest étaient stockés à bord du satellite pour être retransmis aux Etats-Unis. Compte-tenu des faibles capacités de stockage, les données en pleine résolution appelées LAC (Local Area Coverage), n'ont été acquises que sur demande et en quantité limitée. Les données disponibles pour la période 1981 à 1987 sont des données échantillonnées appelées GAC (Global Area Coverage). Cet échantillonnage s'accompagne d'une perte d'information de 75 % de la surface du sol qui rend délicate leur utilisation (BELWARD, MALINGREAU, 1989). Chaque image subit des corrections radiométriques et géométriques nécessaires à leur inter-comparaison (Vogt, 1990; Belward *et al.*, 1992). Deux grandeurs, calculées par l'IATD, et caractéristiques de l'état du couvert végétal, ont été retenues pour cette étude :

- l'Indice de Végétation Normalisé (NDVI), combinaison des enregistrements dans le rouge et le proche infrarouge. Cet indice est un bon indicateur de la densité du couvert végétal chlorophyllien (TOWNSHEND et JUSTICE, 1986) à la surface du sol ;
- le signal, en compte numérique, enregistré dans la bande AVHRR 3. Ce canal infrarouge moyen (3.55–3.93 µm) enregistre à la fois des rayonnements solaires réfléchis et des rayonnements terrestres émis. Les contributions respectives de ces deux composantes du signal reçu sont mal connues, avec semble-t-il une dominance de la composante réfléchie pour les températures moyennes du sol (<50°C). D'après Guyor (1992), le sol est plus réfléchissant que la végétation dans l'infrarouge moyen et la réflectance de la végétation chlorophyllienne augmente lors de la sénescence. Ce signal réfléchi permet de mettre en évidence les zones de sol nu ou de végétation jaunie lors des périodes de transition entre la saison des pluies et la saison sèche (GRÉGOIRE, 1990; GRÉGOIRE, FERRARI, 1990).</p>

i.

į.

Constitution des séries temporelles

Dans une première approche, on a choisi de caractériser le couvert végétal des différents bassins versants de façon globale. Les surfaces des bassins versants ont été numérisées puis recalées par point d'amer sur les images. Elles sont utilisées comme des polygones d'entraînement et permettent de calculer une moyenne spatiale et un écart-type des valeurs de NDVI ou de compte numérique du canal 3 des pixels du bassin.

La série des données GAC a été acquise globalement sans sélection des images utilisables. Leur très grand nombre rend l'extraction supervisée, avec masquage des nuages, très fastidieuse. De plus, de par la taille des pixels et le mode d'échantillonnage, on ne peut pas prétendre éliminer ces nuages de façon efficace. La procédure de calcul des moyennes spatiales a été automatisée. Les séries temporelles ainsi obtenues font apparaître un bruit de fond important qu'il a été nécessaire d'atténuer en tenant compte des températures de surface et des valeurs de NDVI très sensibles à la présence d'aérosols (GEFFARD, 1994).

690

MÉTHODOLOGIE ET RÉSULTATS

1ERE PROPOSITION

Le développement de la végétation dépend beaucoup de la répartition annuelle des précipitations et de leur régime. La régularité des apports en début de saison sèche en particulier a une forte importance (FOURNIER, 1987). L'évapotranspiration annuelle –dont on admet que la différence P–E est un estimateur– dépend directement du développement de ce couvert végétal. Plusieurs auteurs ont proposé d'utiliser le cumul des valeurs de NDVI observé pendant la saison des pluies pour estimer la production de biomasse annuelle (TUCKER *et al.*, 1985 ; PRINCE, 1991 ; FRANKLIN, HIERNAUX, 1991). Sachant que la production de biomasse est liée aux échanges entre la plante et l'atmosphère, on propose de mettre en relation le cumul des valeurs de NDVI au cours de la saison des pluies et la différence P-E, traduisant l'évapotranspiration annuelle.

Pour que le cumul des valeurs de NDVI puisse être comparé de bassin à bassin, on a utilisé la moyenne mensuelle des moyennes spatiales de NDVI (figure 2). La période de juillet à septembre présentant une forte nébulosité, le cumul n'est réalisé que sur la période qui va de mars à juin. Elle correspond par ailleurs à la période d'activité maximum du couvert végétal.



Figure 2 : Série temporelle de NDVI sur le bassin versant D et moyennes mensuelles de mars à juin.

Si l'on considère séparément chaque bassin versant (figure 3), les valeurs de P-E et de NDVI mensuel cumulé sur la période mars à juin, ne montrent pas de réelle concordance. L'explication avancée ici est que l'importante nébulosité en début de saison des pluies perturbe fortement la valeur de NDVI qui ne constitue pas alors un indicateur suffisamment sensible du développement saisonnier du couvert végétal.

Le nuage de points (figure 3) laisse deviner une tendance linéaire. À l'échelle régionale, les bassins qui présentent une activité chlorophyllienne élevée en début de saison des pluies sont également ceux pour lesquels la différence P–E est la plus élevée. Ainsi, le cumul de NDVI pourrait être utilisé comme un indicateur de la gamme de valeurs dans laquelle se situe le déficit d'écoulement d'un bassin versant.



Figure 3 : Relation entre la différence annuelle P–E et le cumul de mars à juin des moyennes mensuelles de NDVI.

2^{EME} proposition

Les cycles de développement saisonnier du couvert végétal de la savane soudanienne sont étroitement associés à la répartition des précipitations, c'est-à-dire, en fait, à la disponibilité en eau au cours de la saison des pluies. On émet ici l'hypothèse que la durée de la période de sénescence du couvert végétal est liée à cette disponibilité en eau et donc par extension à la différence P–E qui traduit l'évapotranspiration annuelle. On a choisi de prendre la pente de l'évolution des indices radiométriques en fin de la saison des pluies comme paramètre représentatif de la sénescence du couvert végétal. Pour que la valeur de cette pente soit relativement indépendante du choix des dates de début et fin, elle a été calculée à partir du compte numérique du canal 3, moins variable d'une date à l'autre que le NDVI.

La pente de l'évolution du compte numérique du canal 3, que l'on appelle gradient du canal 3, a été calculée pour la période qui va du début novembre au début janvier correspondant à la diminution de NDVI. Les valeurs minimales et maximales servant à calculer cette pente sont obtenues en faisant la moyenne des valeurs comprises dans l'intervalle des 10 premiers jours de chaque mois (novembre pour le minimum et janvier pour le maximum) (figure 4).



Bassin versant D

Figure 4 :

Les graphiques de la figure 5 montrent une assez bonne correspondance entre les valeurs de gradient et de P-E pour les bassins versants situés au nord de la zone d'étude, C, D et EF. Par contre, pour les sous-bassins du Sassandra, les points sont très dispersés. Cette différence de comportement est à mettre en relation avec l'influence du front intertropical que subissent encore les bassins versants de Côte d'Ivoire après le mois de novembre.

Les observations des bassins versants C, D et EF ont été regroupées dans un même graphique (figure 6). Une bonne concordance entre les valeurs relatives de P-E et les gradients est observée, les fortes valeurs de gradient correspondant à de faibles valeurs de P-E et donc à une faible évapotranspiration. Validée sur d'autres années et d'autres bassins versants, une telle relation pourrait permettre d'estimer l'intervalle de valeurs dans lequel se situe la différence P-E pour une année donnée.

Série temporelle du compte numérique du canal 3 et gradient en fin de saison des pluies.



Figure 5 : Relation entre gradient du canal 3 et différence annuelle P-E, bassin par bassin.



Figure 6 : Relation entre gradient du canal 3 et valeur relative de la différence annuelle P–E.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Ces deux démonstrations laissent entrevoir des perspectives très intéressantes pour l'amélioration des méthodes d'estimation des écoulements et pour le suivi du régime des fleuves. En effet, bien que l'on ait utilisé des données-satellite de qualité insatisfaisante, il apparaît clairement que la dynamique temporelle des indices radiométriques exprime une réalité qui concorde avec le bilan hydrologique, à l'échelle annuelle dans le second cas et plus grossièrement à l'échelle interannuelle et régionale dans le premier cas. Tout porte à croire que l'utilisation de données de meilleure qualité, corrigées des perturbations liées à la transparence atmosphérique, ou dans une moindre mesure, de la présence des nuages, pourrait permettre d'obtenir de meilleurs résultats. L'attention devrait être concentrée sur une amélioration de la première méthode (exploitation de la dynamique du NDVI en début de saison des pluies) qui constitue un outil de prévision annuel des écoulements. Par ailleurs, l'étape suivante logique de cette étude est l'adaptation ou la réalisation de modèles au pas de temps mensuel, introduisant une information sur la dynamique des éléments de la surface du bassin versant. Cette étape a été abordée avec les données hydropluviométriques et les donnéessatellite en pleine résolution (HRPT) disponibles conjointement, c'est-à-dire, pour la période 1987 et 1988 (GEFFARD, 1994). Les résultats décevants ont confirmé, si besoin en est, la nécessité de compléter les banques de données respectives avant d'envisager la possibilité de réaliser des outils de prévision des écoulements tenant compte des transformations du milieu.

BIBLIOGRAPHIE

- ACHARD F., BLASCO F., 1990. Analysis of Vegetation Seasonal Evolution and Mapping of Forest Cover in West Africa with the Use of NOAA. AVHRR HRPT Data. *Photogrammetric Engineering and Remote* Sensing, Vol. 56, No. 10, October 1990, 1359-1365.
- BELWARD A.S., VOGT J.V., FALK-LANGEMANN A., SARADETH S., CAMBRIDGE H., 1992. Preparation of AVHRR GAC Data Sets for Global Change Studies. Proceedings of the Central Symposium of the « International Space Year » Conference, Held in Munich, Germany, 30 March-4 April 1992 (ESA SP-341, July 1992), 19-23.
- BELWARD S., MALINGREAU J.P., 1989. A comparison of AVHRR GAC and HRPT data for regional environmental monitoring. IGARSS '89/12th Canadian Symp. on Remote Sensing, University of British Columbia, Vancouver, Canada 10th to 14th July 1989, 9 p.
- FOURNIER A., 1987. Cycle saisonnier de la phytomasse et de la production herbacée sans les savanes soudaniennes de Nazinga (Burkina Faso), *Bull. Ecologie* N°18 (4) 1987, 409-430.
- FRANKLIN J, HIERNAUX P.H.Y., 1991. Estimating foliage and woody biomass in Sahelian and Sudanian woodlands using a remote sensing model. *Int.* J. Remote Sensing, Vol. 12, No. 6, 1387-1404.
- GEFFARD S., 1992. Conséquences hydrologiques des changements d'états de la surface survenant sur les bassins versants des grands fleuves d'Afrique de l'Ouest. Rapport final de la phase IIIa du contrat n°3840-89-11 ED IP F, Orstom - Commission of the European Communities Joint Research Centre (Ispra site), 41 p. ss an.
- GEFFARD S., 1994. Utilisation d'une série temporelle de données-satellite NOAA-AVHRR dans l'étude de la dynamique de systèmes hydrologiques en Afrique de l'Ouest. Thèse Sciences, Hydrologie, Univ. Paris-Sud, Orsay, 248 p.
- GEFFARD S., GRÉGOIRE J.M., PIEYNS S., 1992. Le suivi du régime hydrologique des grands fleuves de l'Ouest Africain : apport de l'imagerie satellitaire NOAA/AVHRR. Revue des Sciences de l'Eau, 5(1992), 263-289.

- GRÉGOIRE J.M., 1990. Effects of the dry season on the vegetation canopy of some river basins of West Africa as deduced from NOAA-AVHRR data. *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*, Vol. 35, N° 3, 6/1990, 323-338.
- GRÉGOIRE J.M., FERRARI G., 1990. Suivi par télédétection des changements d'état de surface sur les bassins versants du Haut-Sénégal, de la Gambie et du Rio Corubal (novembre 1987-décembre 1988). Apports de la télédétection à la lutte contre la sécheresse (Journées scientifiques de Thiés, 21-24 novembre 1989), Ed. AUPELF-UREF, John Libbey Eurotext, Paris 1990, 81-93.
- GUYOT G., 1992. Signature spectrale des surfaces naturelles. *Télédétection Satellitaire* 5, Collection dirigée par Fernand Verger, Ed. Paradigme, Caen 1992, 178 p.
- Laporte N., 1990. Étude de l'évolution spatio-temporelle de la végétation tropicale : utilisation de données satellitaires NOAA AVHRR sur l'Afrique de l'Ouest. Thèse Sciences, Ecologie tropicale, Univ. Toulouse, 231 p.
- LAVENU F., 1987. Digitized vegetation map of Africa, scale 1/5000000. Descriptive memoir and map prepared for the Department of Forestry Ressources F.A.O., Rome, 34 p.
- PRINCE S.D., 1991. Satellite remote sensing of primary production : comparaison of results for Sahelian grassland : 1981-1988. Int. J. Remote Sensing, Vol. 12, No. 6, 1301-1311.
- TOWNSHEND J.R.G., JUSTICE C.O., 1986. Analysis of the dynamics of African vegetation using the normalized difference vegetation index. *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 7, No. 11, 1435-1445.
- TUCKER CJ., VANPRAET C.L., SHARMAN M.J., VAN ITTERSUM G., 1985. Satellite Remote Sensing of Total Herbaceous Biomass Production in the Senegalese Sahel: 1980-1984. *Remote Sensing of Environment* 17, 233-249.
- VOGT J. V., 1990. Calculation of ToA Albedo, NDVI, Surface Temperature, and Precipitable Water Content of the Atmosphere from NOAA AVHRR Data. Commission of the European Communities Joint Research Centre
 Ispra site, Technical Note No. 1.90.72.

ÿ.

UTILISATION DE L'OBSERVATION SPATIALE POUR L'ESTIMATION DE L'ÉTAT HYDRIQUE DES SOLS ET LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

M. NORMAND¹, C. CANN², N. CHKIR¹, A.L. COGNARD¹, M.C. IMBERTI³, C. LOUMAGNE¹, C. OTTLÉ⁴, A. VIDAL⁵, D. VIDAL-MADJAR⁴

Résumé

L'objet de cet article est de présenter la méthodologie et les premiers résultats d'un projet d'utilisation de données de télédétection pour estimer l'état hydrique des sols en vue de l'assimilation de cette variable dans un modèle hydrologique de prévision des ressources en eau superficielles. La méthodologie consiste à déduire, à partir des données du radar d'ERS.1 et de données dans le visible et l'infrarouge thermique, l'évolution de l'état hydrique moyen de bassins versants agricoles. Pour intégrer cette variable, un modèle simulant les débits et les humidités des couches superficielle et racinaire a été mis au point en partant d'un modèle conceptuel global et d'un modèle sol/végétation/atmosphère. Les résultats présentés concernent l'étalonnage du radar d'ERS.1 en terme d'humidité de surface, effectué sur le BVRE de Naizin en Bretagne centrale. Une bonne corrélation entre les données radar et l'humidité du sol existe pendant les mois de faible couvert végétal (1992-1993). La relation obtenue sur Naizin a été extrapolée à d'autres bassins versants en Bretagne et a permis une cartographie de l'évolution de leur humidité de surface moyenne pendant l'hiver 1992. L'exploitation des données radar des mois de fort couvert végétal suppose la recherche d'une méthode de correction de l'effet dû à la végétation. Quelques résultats de l'application du modèle sur les bassins bretons sont présentés. Ils sont

¹Cemagref, Division Hydrologie, BP 121, 92185 Antony.

²Cemagref, Division Déchets solides, 17 av. de Cucillé, 35044 Rennes.

³Geosys, Parc Technologique de Toulouse, 31526 Ramonville.

⁴CETP, Centre Universitaire, 10/12, Avenue de l'Europe, 78140 Velizy.

⁵LCT, Cemagref-Engref, Maison de la Télédétection, 34093 Montpellier cedex 5.

en moyenne satisfaisants en matière de simulation de débit. On observe aussi une assez bonne concordance entre l'état hydrique de surface simulé du bassin de Naizin et l'évolution du signal radar en 1992. Ces résultats sont prometteurs pour l'utilisation des données du radar d'ERS.1, ultérieurement couplées à des données NOAA pour le suivi de l'humidité globale du sol et son assimilation dans le modèle hydrologique.

INTRODUCTION

La connaissance de l'état hydrique des sols et de son évolution temporelle et spatiale est une information importante dans la compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins versants et de sa modélisation. Les différents processus d'écoulement et de transfert dépendent en effet, au moins en partie, du degré de saturation du bassin dont l'état hydrique des sols est un bon indicateur. L'intérêt de la prise en compte de ce type de données a déjà été montré en utilisant des mesures d'humidité du sol ponctuelles au pas-de-temps journalier dans un modèle hydrologique global (LOUMAGNE et al., 1991). La télédétection offre potentiellement des moyens d'obtenir cette information à l'échelle des bassins versants soit en valeur moyenne soit de manière spatialisée : la télédétection dans le domaine des micro-ondes actives peut sous certaines conditions donner accès à l'humidité des premiers centimètres de sol (ULABY et al., 1986, BENALLÈGUE et al., 1994, BERNARD et al., 1984). La thermographie infrarouge thermique permet d'accéder à l'évapotranspiration réelle donc à l'état hydrique de la zone racinaire dans le cas d'un couvert végétal dense (CARLSON, 1986, SOARÈS et al., 1988, TACONET et VIDAL-MADJAR, 1988).

Depuis le lancement du satellite ERS.1 en 1991, il est maintenant possible d'étudier la mise au point d'une méthode d'utilisation conjointe de ces deux gammes de longueur d'onde pour le suivi de l'humidité du sol : données *tout temps* du Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) d'ERS.1 et données NOAA/AVHRR.

Cette approche fait l'objet d'un projet-pilote de l'Agence Spatiale Européenne dont le but est d'abord l'estimation de l'état hydrique de petits bassins versants agricoles à l'aide de l'observation spatiale, en vue ensuite d'une assimilation de ces données dans un modèle hydrologique. Cet article concerne la partie réalisée de cette étude relative à l'interprétation des données d'ERS.1 en terme d'humidité de surface, ainsi qu'une présentation de quelques résultats du modèle hydrologique mis au point à cette occasion.

MÉTHODOLOGIE GÉNÉRALE DU PROJET

La méthodologie générale du projet est représentée schématiquement sur la figure 1. La méthode d'estimation de l'état hydrique du sol par télédétection, évoquée en introduction, repose sur l'inversion d'un modèle décrivant le bilan énergétique de l'interface sol/végétation/atmosphère (BEN MEHREZ *et al.*, 1992a, 1992b). Ce modèle permet de simuler la température de surface, qui peut être mesurée depuis l'espace avec les capteurs en infrarouge thermique de l'AVHRR des satellites de la série NOAA. En utilisant conjointement des mesures météorologiques classiques au sol (vent, température et humidité de l'air, pluies), on a accès ensuite à l'évapotranspiration réelle et donc à l'état hydrique de la couche racinaire en période de couvert végétal important.

Cette méthode a été testée dans le cadre de l'expérience Hapex-Mobilhy (OTTLÉ et VIDAL-MADJAR, 1994) sur le bassin de l'Adour. Les auteurs ont montré que grâce à l'humidité du sol dérivée des données spatiales on pouvait réinitialiser le réservoir de surface d'un modèle hydrologique distribué et améliorer la simulation des débits, spécialement à la reprise des écoulements en fin de période estivale.

L'estimation simultanée de la température de surface, et de la teneur en eau de surface à partir de mesures par radar, peut permettre de séparer la transpiration de la végétation de l'évaporation du sol, et d'améliorer les bilans hydriques dans le cas de couvert végétal partiel. Un indice de partition peut être calculé, mais il faut connaître la densité du couvert en utilisant par exemple la mesure de l'indice de végétation normalisé (canaux visibles et proches infrarouge de l'AVHRR).

Un des premiers objectifs est donc d'étudier l'aptitude d'ERS.1 à l'estimation de l'humidité de surface, malgré des conditions d'observation radar non optimales (angle d'incidence un peu élevé en particulier).

Un second volet de l'étude est la mise au point d'un modèle hydrologique pluiedébit capable de simuler et d'assimiler les données d'état hydrique du sol obtenues par télédétection. Cette étape a été menée en parallèle avec la précédente.

Le modèle intégrant l'état hydrique du sol (GRHUM) est issu d'un modèle de base GR4J (MAKHLOUF et MICHEL, 1992) dont seule la fonction de production a été modifiée en tenant compte des acquis de l'expérience Hapex-Mobilhy (OTTLÉ et VIDAL-MADJAR, 1994). Les caractéristiques principales du nouveau modèle *couplé* GRHUM (CHKIR, 1994, LOUMAGNE *et al.*, 1994) sont les suivantes : seule une partie de la pluie alimente la fonction *sol*, la partie restante étant routée à l'exutoire via la fonction de transfert. Cette partition de la pluie dépend de l'état de saturation du sol. Celui-ci est subdivisé en deux couches, superficielle et globale ou racinaire, ayant un comportement différent vis-à-vis de l'évaporation et de l'infiltration, dépendant des caractéristiques du sol et de leur état hydrique. L'évaporation intéresse surtout la couche superficielle, la transpiration des plantes concerne la couche globale. Le contenu en eau de la couche de surface, diffuse dans la couche globale, le processus dépendant de l'humidité de la couche superficielle. Le sol dans son ensemble produit un flux d'eau qui est repris par la fonction de transfert pour contribuer à la formation des débits à l'exutoire.

Le modèle GRHUM simule les humidités des couches superficielle et globale, et les débits. Il a été mis au point sur le bassin de l'Orgeval pour ensuite être utilisé dans le cadre du projet ERS. 1. Le but recherché est de faire fonctionner le modèle en assimilation, non plus seulement à partir de données d'humidité ponctuelles, mais avec des données d'état hydrique obtenues par télédétection.



Figure 1 : Schéma méthodologique du projet-pilote.

CADRE DE L'ÉTUDE

Le choix de la région d'étude a été conditionné par la possibilité d'obtenir des images ERS.1 en phase B avec une répétitivité d'observation de 3 jours, fréquence intéressante pour les applications hydrologiques. C'était le cas pour la Bretagne centrale à la croisée des traces montante et descendante de ce satellite, avec la possibilité de travailler sur environ 35 bassins versants hydrologiques (figure 2). Parmi ces bassins, le bassin versant du Coët-Dan à Naizin (Morbihan), géré par le Cemagref de Rennes, joue un rôle particulier car il fait partie du réseau des Bassins Versants Représentatifs et Expérimentaux (BVRE) : grâce à ses équipements spéciaux, il est utilisé pour l'étalonnage du RSO d'ERS.1 et pour tester le modèle hydrologique, les autres bassins permettant ensuite de valider la méthodologie.



Figure 2 : Situation géographique des bassins versants et traces au sol des orbites d'ERS.1.

Le bassin de Naizin (figure 3) correspond à la partie amont du Coët-Dan, petit affluent de l'Evel. Il s'agit d'un petit bassin agricole de forme allongée Nord-Sud (7 km de long sur 2 à 3 km de large), de 12 km² avec un relief assez peu marqué (altitude comprise entre 136 m et 65 m). Un plateau occupe la partie amont au Nord, le réseau hydrographique drainant étant plus encaissé vers l'aval. Le substratum géologique est constitué de schistes briovériens sur lesquels reposent des sols bruns acides (plateau et pentes) avec des gleys et des semi-gleys dans les bas-fonds.

Le bassin est occupé à 92 % par des cultures : blé, maïs, cultures légumières. Les prairies temporaires s'intercalent dans les rotations des cultures. Bois (2 %), bâtiments et routes (6 %), couvrent le reste du bassin. La moyenne annuelle des précipitations sur une période de 22 ans depuis 1971 est de 711 mm (écart-type 128 mm), la lame écoulée moyenne sur la même période est égale à 303 mm. (écart-type 172 mm). La moyenne annuelle de l'évapotranspiration réelle est d'environ 330 mm. Les précipitations interviennent surtout en automne et en hiver, l'été étant une période relativement sèche, conduisant au tarissement du ru.



Figure 3 : Bassin Versant Représentatif et Expérimental (BVRE) de Naizin. Situation des parcelles témoins et des stations automatiques (pluie, débit, humidité du sol).

704

BASE DE DONNÉES

DONNÉES ERS.1

Les images radar fournies par l'Agence Spatiale Européenne sont du type P.R.I. (Precision Image Products). Les acquisitions de données radar ont commencé le 22 janvier 1992 et se sont poursuivies jusque fin mars 1994, incluant 2 cycles à 3 jours de répétitivité (phase B et D) et un cycle à 35 jours (phase C). La phase B a duré jusque fin mars 1992 ; elle a été suivie de la phase C jusque fin 1993. La phase D a pris place au cours des 3 premiers mois de 1994. Seules les données des phases B et C ont été jusqu'à présent traitées. Sur une partie de ces images on a extrait les coefficients de rétrodiffusion radar moyens correspondant aux bassins versants retenus (LAUR, 1992) : BVRE de Naizin et 34 autres bassins. Sur le bassin de Naizin les signaux radar ont aussi été extraits sur des parcelles témoin. Les résultats présentés ici ne concernent que les valeurs moyennes calculées sur les bassins versants dans leur ensemble.

Données terrain

Des opérations vérité-terrain ont été mises en place sur le BVRE de Naizin (figure 3) pour étudier la capacité d'ERS.1 à estimer l'humidité de surface. Une station automatique de mesure d'humidité a été installée au nord du bassin sur le plateau, avec 8 sondes capacitives placées de 10 à 90 cm de profondeur. Les mesures sont enregistrées toutes les 6 heures. Les sondes ont été étalonnées par la méthode gravimétrique. La station a été complétée en cours d'expérimentation par un dispositif de mesure d'humidité du sol TDR.

Par ailleurs, nous avons sélectionné 13 parcelles représentatives des différents types de cultures et de couverts végétaux présents sur le bassin, pour y effectuer des campagnes de mesures extensives (13 au total en 1992-1993). Dans ces parcelles témoin, nous avons prélevé des échantillons dans l'horizon 0-5 cm (20 à 40 dans des parcelles de 2 à 6 hectares) pour mesurer l'humidité par la méthode gravimétrique, avec en complément des mesures de densité apparente par la méthode gamma-neutronique.

Excepté pour le BVRE de Naizin, les pluies et les débits proviennent de la banque Pluvio de Météo-France et de la banque Hydro du Ministère de l'Environnement. Météo-France fournit également les données d'ETP-Penman.

Résultats obtenus

Étalonnage du SAR/ERS.1 en terme d'humidité de surface

Les comparaisons entre les données radar et les vérités-terrains ont été faites à différentes échelles (LOUMAGNE *et al.*, 1994). Les résultats présentés ici concernent les données radar moyennées sur l'ensemble du bassin de Naizin, échelle convenant à l'approche globale du modèle hydrologique.

La figure 4 rassemble les résultats des mesures d'humidité au sol et des données radar obtenues pour la période 1992-1993 ainsi que les précipitations journalières au cours de la même période. Des dysfonctionnements sur les sondes capacitives ont parfois entraîné des lacunes dans le suivi de l'humidité du sol.

Au cours de la phase B (cycle à 3 jours) des trois premiers mois de l'année 1992, on remarque une évolution rapide du signal radar avec un maximum correspondant à l'épisode pluvieux centré sur le 12 février. Le signal radar suit les variations d'humidité enregistrées par les sondes capacitives. Les deux baisses brutales du signal radar observées en février peuvent s'expliquer par des fortes gelées entraînant une chute de la permittivité électrique du sol en surface (LOUMAGNE *et al*, 1993)

Au cours de la phase C, cycle à 35 jours, les variations du signal radar semblent plus atténuées mais suivent relativement bien l'évolution de l'humidité du sol. Il est cependant patent que la décroissance de l'humidité du sol en été ne provoque pas une diminution très marquée du signal radar.

Le parallèle avec les événements pluvieux n'est plus possible car le pas-de-temps de 35 jours est inadapté. En considérant les deux années dans leur ensemble, il est possible de distinguer deux périodes.

La première correspond aux époques de faible couvert végétal (janvier à avril 1992 et novembre 1992 à avril 1993), au cours desquelles les évolutions respectives du signal radar et de l'humidité du sol paraissent en bon accord. Pendant la seconde période qui va approximativement des mois de mai à octobre, la forte densité de végétation semble avoir une influence non négligeable sur la réponse radar.

La figure 5 représente les résultats des corrélations entre les mesures radar et les teneurs en eau volumiques (sonde capacitive à 10 cm) pour chacune de ces périodes. La période de faible densité de végétation se traduit par un bon coefficient de corrélation et une bonne sensibilité du radar aux variations d'humidité. La seconde période est caractérisée par un faible coefficient de corrélation et par une forte diminution de la sensibilité.

Ces observations montrent qu'il serait nécessaire de rechercher le moyen de corriger les mesures radar de l'effet dû à la végétation en utilisant par exemple les valeurs de NDVI obtenues avec les images optiques des satellites NOAA, pour espérer avoir une amélioration du suivi de l'humidité du sol par radar tout au long de l'année.

70б



Figure 4 : Évolution du signal radar rétrodiffusé moyen (ERS.1) sur le BVRE de Naizin et résultats des mesures d'humidité du sol pour les années 1992-1993.



HUMIDITE VOLUMIQUE (%) (sonde 5)

Figure 5 :

Corrélation entre les données radar (signal rétrodiffusé moyen sur le BVRE de Naizin) et les mesures d'humidité du sol (sonde capacitive à 10 cm de profondeur). Période 1 : novembre à avril ; période 2 : mai à octobre (1992-1993).

CARTOGRAPHIE DE L'ÉTAT HYDRIQUE DE SURFACE DES BASSINS VERSANTS BRETONS

Compte tenu des résultats précédents, la cartographie de l'état hydrique de surface des bassins versants situés sur la trace du satellite ERS.1 n'est envisageable dans un premier temps que pour la période de faible densité de végétation. La figure 6 donne des exemples des résultats obtenus sur 34 bassins versants en utilisant la relation d'étalonnage de cette période obtenue sur le bassin de Naizin et en faisant l'hypothèse qu'elle est transposable aux autres bassins versants situés dans la même région. Pour chaque passage du satellite les signaux radar moyens sur chaque bassin ont donc été transformés en teneur en eau superficielle.

Des cartes d'humidité de surface ont été réalisées à l'aide d'un système d'information géographique pour 21 dates sur une période allant de fin janvier à fin mars 1992 ; les trois cartes présentées, figure 6, correspondent d'abord à un maximum d'humidité le 12 février dû à un épisode pluvieux, suivi d'un ressuyage du sol (2 mars) pour atteindre le minimum observé sur cette période le 22 mars. Compte tenu de la méthode adoptée et des incertitudes qui lui sont attachées, il est difficile de vérifier, sans équipement spécifique au sol comme sur le bassin de Naizin, les valeurs absolues des teneurs en eau calculées. Certaines caractéristiques propres des bassins (relief, occupation du sol, ...) peuvent aussi influer sur la valeur du signal radar retrodiffusé.

Par contre, la représentation des variations d'état hydrique superficiel qui n'utilise que la pente de la droite d'étalonnage permet de réduire notablement ce problème.

La figure 7 présente les variations d'état hydrique superficiel des bassins versants en partant d'une date de référence, le 31 janvier 1992, située avant l'épisode pluvieux enregistré sur le bassin de Naizin. Cette figure donne 3 exemples de ces variations qui font apparaître d'abord une augmentation des teneurs en eau, le 12 février, plus sensible sur certains bassins de la moitié ouest. Ensuite, le 4 mars, le ressuyage est quasi général, et le 22 mars il est plus marqué dans la partie est des bassins.

Le mode de représentation utilisé sur les figures 6 et 7 permet une visualisation des variations spatio-temporelles d'état hydrique superficiel qui pourront ultérieurement être complétées et recoupées avec d'autres informations pouvant être cartographiées.

Exemples de résultats du modèle hydrologique

Le modèle hydrologique GRHUM (CHKIR, 1994), dont le principe a été rapidement décrit plus haut, a été testé sur le BVRE de Naizin. Il nécessite le calage de 6 paramètres dont 3 pour la fonction de production (humidités maximales des deux couches de sol et paramètre de la relation de Thomas pour le calcul des productions des deux couches du réservoir sol) et 3 pour la fonction de transfert, identique à celle du modèle de base GR4J. Pour la période de calage (1991-1992), on obtient un critère de Nash, qui évalue la capacité du modèle à reproduire les crues, de 89,3 % et une erreur de bilan en eau, qui mesure la différence entre les débits simulés et estimés intégrés sur la période de référence, de -0,5 %. Ces bons résultats sont cependant à nuancer par ceux de la période de contrôle (1989-1990) où ces critères passent respectivement à 76,3 % et -28,8 %.

Le modèle hydrologique a également été testé sur les autres bassins versants bretons faisant l'objet de cette étude. Le critère de Nash est en moyenne de 90,3 % pour la période de calage, avec une erreur de bilan de -1,1 %. Comme pour le bassin de Naizin, ces très bons résultats se dégradent sensiblement pour la période de contrôle, où le critère de Nash est en moyenne de 66,5 % et l'erreur de bilan de -3,4 %.



Figure 6 :

Cartographie de l'état hydrique de surface moyen des bassins versants bretons calculé à partir des données radar et de la relation d'étalonnage obtenue sur le BVRE de Naizin (période 1) pour trois dates de février, mars 1992.



Figure 7 :

Cartographie des variations d'état hydrique de surface moyen des bassins versants bretons, obtenues par radar, en prenant comme origine les mesures du 31 janvier 1992, et pour les mêmes dates que la figure 6.

Xº journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994

712

La figure 8 donne des exemples de résultats du modèle obtenus sur le bassin de Naizin pour l'année 1992. Les débits simulés sont très proches des débits mesurés (figure 8a) et les humidités de surface simulées, en valeur relative, sont comparées aux signaux radar moyens obtenus sur le bassin (figure 8b). On note que la comparaison est relativement satisfaisante, particulièrement pour les mois de faible couverture végétale, résultat confirmé par un coefficient de corrélation global de 0,7, et supérieur à 0,8 en excluant les points d'été. Ces résultats sont encourageants quant à la possibilité ultérieure d'utiliser les mesures radar dans un modèle de prévision hydrologique.



Figure 8 : Débits observés et simulés par le modèle GRHUM (8a), humidité de surface simulée par GRHUM et données radar ERS.1 (8b) sur le BVRE de Naizin en 1992.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les résultats présentés ici constituent la première étape d'un projet-pilote pour évaluer la capacité du radar d'ERS.1 à estimer l'état hydrique de petits bassins versants agricoles en vue de son intégration dans un modèle hydrologique de prévision.

Les données recueillies au cours des années 1992 et 1993 ont montré qu'à l'échelle d'un petit bassin versant, les évolutions du signal radar moyen et de l'humidité du sol mesurée automatiquement en un point du bassin sont en bon accord au cours des périodes de faible végétation. Au cours des mois de fort couvert végétal (fin de printemps et été) le signal radar, tout en réagissant aux pluies, ne suit pas le dessèchement du sol observé *in situ*. Si l'hypothèse d'une influence de la végétation sur le signal radar est confirmée, on peut envisager une méthode de correction utilisant les valeurs du NDVI obtenues par ailleurs.

L'étalonnage réalisé au cours des périodes de faible végétation a été appliqué aux autres bassins versants de la région d'étude pour effectuer la cartographie de leur état hydrique de surface à l'aide d'un système d'information géographique.

Cette approche permet de bien visualiser les variations d'humidité de surface intervenant au cours de la période considérée, limitée aux trois mois du cycle à trois jours de répétitivité.

En parallèle, le modèle hydrologique (GRHUM) mis au point pour la prise en compte de l'état hydrique du sol a commencé à être appliqué au bassin témoin de Naizin et aux autres bassins bretons retenus. Il donne des résultats satisfaisants en matière de simulation de débits et permet de simuler les états hydriques des couches superficielles et racinaires du sol. L'état hydrique de surface simulé par le modèle est bien corrélé avec les mesures radar sur le bassin de Naizin, surtout si on exclut les trois mois de forte densité de végétation.

Les prochaines étapes à réaliser sont l'exploitation des données ERS.1 et vérité-terrain du cycle à trois jours des trois premiers mois de 1994, l'étude d'une méthode de correction de l'effet de la végétation, la cartographie de l'état hydrique superficiel sur l'ensemble de la période d'étude, le suivi de l'état hydrique de la zone racinaire à partir des données infrarouges thermique, et l'assimilation de ces deux variables dans le modèle hydrologique.

Les résultats obtenus dans le domaine du suivi de l'état hydrique de surface et avec le modèle hydrologique sont dès à présent prometteurs. Ils répondent au moins en partie aux espoirs mis dans la télédétection radar depuis l'espace (NORMAND, 1991). Les perspectives envisagées sont représentées par le schéma (figure 9) d'un futur système opérationnel utilisant divers types de données de télédétection pour les intégrer dans un modèle de prévision des débits de bassins jaugés ou non jaugés pouvant relever de climats différents.

PERSPECTIVES



DEBITS



REMERCIEMENTS

Ce travail a reçu le soutien de l'Agence Spatiale Européenne qui a fourni les images ERS.1, du Centre National d'Études Spatiales et du Programme National de Télédétection Spatiale qui ont assuré en partie son financement. Nous remercions nos collègues du Cemagref de Rennes qui gèrent le BVRE de Naizin, ainsi que P. Ansart et tous les autres collègues et stagiaires du Cemagref qui ont contribué aux opérations vérité-terrain, ou, comme S. Dossal, à la réalisation des cartes d'état hydrique sur un système d'information géographique.

BIBLIOGRAPHIE

- BENALLÈGUE M., NORMAND M., GALLE S., DECHAMBRE M., TACONET O., VIDAL-MADJAR D., PRÉVOT L., 1994. Soil moisture assessment at a basin scale using active microwave remote sensing : the Agriscatt 88 airborne campaign on the Orgeval watershed, Int. J. Remote Sensing, 15,3,645-656.
- BEN MEHREZ M., TACONET O., VIDAL-MADJAR D., SUCKSDORFF Y., 1992. Calibration of fluxes model over bare soil during Hapex/Mobilhy experiment, Agric. For. Meteor., 58(3/4) 257-283.
- BEN MEHREZ M., TACONET O., VIDAL-MADJAR D., VALENCOGNE C., 1992. Estimation of canopy stomatal resistance during Hapex/Mobilhy experiment, Agric. For. Meteor., 58(3/4) 285-313.
- BERNARD R., MARTIN Ph., THONY J.L., VAUCLIN M., CHAPOTON A., WATTRELOT F., LEBRUN A., 1984. Comparison of three *in situ* surface soil moisture measurements and application to C-band scatterometer calibration, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, GE-22 (4), 388-394.
- CARLSON T.N., 1986. Regional scale estimates of surface moisture availability and thermal inertia. Remote Sensing, Rev., vol.1, 197-247.
- CHKIR N., 1994. Mise au point d'un modèle hydrologique conceptuel intégrant l'état hydrique du sol dans la modélisation pluie-débit. Thèse de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées de Paris, « Sciences et Techniques de l'Environnement », 327 p.
- LAUR H., 1992. Derivation of backscattering coefficient $\sigma o in ERS.1/SAR$. PRI Products, Doc. ESA, n°1, 16 p.
- LOUMAGNE C., MICHEL C., NORMAND M., 1991. État hydrique du sol et prévision des débits : J. Hydrol. 123, 1-17.
- LOUMAGNE C., CHKIR N., NORMAND M., OTTLÉ C., VIDAL-MADJAR D., 1994. Development of a conceptual rainfall/runoff model accounting for real soil hydric state. Part 1 : introduction of the soil/vegetation/atmosphere continuum in the hydrological model. Soumis à Journal of hydrology.

- LOUMAGNE C., NORMAND M., OLIVIER Ph., OTTLÉ C., VIDAL-MADJAR D., LOUAHALA S., 1993. Evaluation of ERS.1/SAR capacity to estimate surface soil moisture. First 1992 results over the Naizin. Soumis à Remote Sensing of Environment.
- MAKHLOUF Z., MICHEL C., 1992. Relation entre les paramètres d'un modèle global pluie-débit et les caractéristiques d'un bassin versant breton. 8ème journées hydrologiques de l'Orstom, Montpellier (à paraître).
- NORMAND M., 1991. Perspectives offertes par la télédétection radar dans le domaine de l'état hydrique des sols. 2ème journées de télédétection, Orstom, Bondy 4-6 Décembre 1990, 191-201.
- OTTLÉ C., VIDAL-MADJAR D., 1994. Assimilation of humidity inversed from infrared remote sensing in a hydrological model over the Hapex/ Mobilhy region. J. of Hydrology, 158: 241-264.
- SOARÈS J.V., BERNARD R., TACONET O., VIDAL-MADJAR D., WEILL A., 1988. Estimation of bare soil evaporation from airborne measurements. J. of Hydrology, 99 : 282-296.
- TACONET O., VIDAL-MADJAR D., 1988. Application of fluxes algorithm to a field campaign over a vegetated area, Remote Sens. Environ., 26, (3), 227-239.
- ULABY F.T., MOORE R.K., FUNG A.K., 1986. Microwaves Remote Sensing, 3 volumes 2162 pp., Artech house, Inc.

UTILISATION DE LA TÉLÉDETECTION MULTISPECTRALE POUR L'ESTIMATION DES COMPOSANTES DU BILAN D'ÉNERGIE ET L'HUMIDITÉ DE SURFACE : APPROCHE, POTENTIEL ET LIMITES

A. CHEHBOUNI¹', E.G. NJOKU², D. LO SEEN², F. CABOT³, Y.H. KERR³, B.A MONTENY¹, J.P. LHOMME¹

Résumé

Les données de télédétection dans le visible, l'infrarouge, ont été largement utilisées pour estimer les composantes du bilan d'énergie. L'approche la plus répandue consiste à estimer le rayonnement net, le flux de chaleur dans le sol et le flux de chaleur sensible à partir, d'une part, des données météorologiques récoltées sur le terrain, et d'autre part, des variables télédétectées : la température de surface, l'albédo et l'indice de végétation. L'évapotranspiration réelle est ensuite déduite comme étant le terme résiduel de l'équation du bilan d'énergie. Cette méthode a eu certes beaucoup de succès durant les dix dernières années, elle demeure cependant peu pertinente dans le cas des zones arides et semi-arides. En plus elle ne permet pas d'avoir accès à l'humidité du sol qui représente tout de même une des variables les plus importantes qui contrôle le cycle hydrologique. L'objectif de cette étude est de présenter une approche pour l'utilisation de la télédétection multispectrale (dans les domaines optique et micro-onde) en conjonction avec des modèles de processus et des modèles de transferts radiatifs, pour estimer les composantes du bilan d'énergie et l'humidité de surface dans le cas des surfaces hétérogènes. Les avantages et les limites associés à chacun des aspects de l'approche seront discutés.

¹Orstom, Laboratoire d'hydrologie, 911, avenue d'Agropolis, B.P. 5045, 34032 Montpellier, France.

^{1*}En affectation au Jet Propulsion Laboratory, MS 300-233, 4800 Oak Grove Drive, Pasadena, 91109, CA, USA.

²Jet Propulsion Laboratory, MS 300-233, 4800 Oak Grove Drive, Pasadena, 91109, CA, USA. ³LERTS-CNES-CNRS, 18 avenue E. Belin, 31055 Toulouse, France.

INTRODUCTION

CONTEXTE GÉNÉRAL

La menace d'une modification du climat de la terre potentiellement liée aux activités humaines mobilise de plus en plus la communauté scientifique chargée des problèmes d'environnement et trouve un impact significatif au sein de l'opinion publique. Les enjeux sont évidemment d'une importance majeure, ils débordent largement le cadre strictement écologique et concernent aussi bien les activités économiques que les conséquences au niveau social à court, moyen, et long terme (PINTY, 1991). Les études concernant le comportement des écosystèmes terrestres, leurs possibles modifications et leurs adaptations aux changements climatiques, ainsi que les effets rétroactifs de ces modifications sur les conditions climatiques. Dans ce contexte général, nous nous sommes intéressés à l'aspect des interactions entre le cycle hydrologique et les processus du climat dans les zones arides et semi-arides, dans le cadre de plusieurs programmes internationaux (EOS, Gewex, Bahc, Adeos).

DE QUELS MODÈLES HYDROLOGIQUES S'AGIT-IL?

Historiquement, les modèles hydrologiques ont été définis pour décrire les mouvements horizontaux et verticaux de l'eau à la surface et dans le sol à l'échelle du bassin versant, à partir des données de précipitation et des données de surface permettant l'estimation de la perte d'eau par les processus d'évaporation et d'infiltration. Traditionnellement, cependant, les hydrologues ont accordé beaucoup plus d'importance à la description des mouvements horizontaux de l'eau qu'à celle des mouvements verticaux. D'un autre côté, toujours historiquement, les modèles hydrologiques utilisés dans les (modèles de circulations générales) (GCMs) diffèrent complètement de ceux développés par les hydrologues, dans la mesure où l'intérêt des « atmosphériciens » se place surtout au niveau des mouvements verticaux de l'eau, plus particulièrement la proportion d'eau qui retourne vers l'atmosphère par les processus d'évapotranspiration. Ce n'est que récemment, en effet, qu'un certain consensus est apparu sur le fait que l'interprétation des changements environnementaux, en terme de leur impact hydrologique et écologique, nécessite une meilleure prise en compte de la dimension verticale et horizontale des mouvements de l'eau (SHUTTLEWORTH 1991). L'implémentation pratique de ce fait pose forcément le problème de la compatibilité des échelles de temps et d'espace.

718

LES ÉCHANGES À L'INTERFACE SOL-VÉGÉTATION-ATMOSPHÈRE : PROBLÈME D'HÉTÉROGÉNÉITE SPATIALE

Si les processus d'échange de masse et de chaleur entre la surface et l'atmosphère sont relativement bien maîtrisés, dans le cas des surfaces homogènes et à l'échelle locale, il n'en est pas de même pour les surfaces hétérogènes. Des études récentes ont en effet montré, que la variabilité spatiale de certaines caractéristiques de la surface peut induire des circulations meso-échelles qui peuvent avoir un grand impact sur les processus à grande échelle (MAHFOUF et al., 1987; Koster and Suares, 1992; Avissar et Pielke, 1989; Pinty et al., 1989). L'hétérogénéité de surface peut être due à la variabilité des caractéristiques du sol, de la topographie, et par voie de conséquence de la variabilité de l'humidité du sol, la nature de la végétation, l'albédo et la température de surface. Il est donc impératif, pour le réalisme et la crédibilité des simulations des modèles. que l'hétérogénéité de surface soit prise correctement en compte. S'il existe un accord au sein de la communauté scientifique sur la nécessité de tenir compte de l'hétérogénéité spatiale dans la paramétrisation des échanges à l'interface solvégétation-atmosphère, il n'en est pas de même sur l'approche à adopter. D'une manière générale, les atmosphériciens paramétrisent l'hétérogénéité de surface en utilisant le concept du « blending height », qui consiste à estimer une hauteur où la valeur de la vitesse du vent peut être utilisée pour calculer des valeurs effectives des différentes résistances aux transferts. Par contre, les hydrologues utilisent généralement ce qu'on appelle les approches conceptuelles. Cela consiste à estimer les flux associés à une surface hétérogène en utilisant les mêmes formulations que pour une surface homogène mais avec des paramètres effectifs représentant toute la surface hétérogène (RAUPACH, 1991 ; LHOMME, 1992, LHOMME et al., 1994; CHEHBOUNI et al., 1994b). La question qui se pose à ce niveau est comment définir ces paramètres effectifs. LHOMME et al. (1994) ont récemment montré que pour une surface caractérisée par une hétérogénéité désorganisée, il n'existe pas de méthode unique pour définir les paramètres effectifs, et que le choix de la méthode doit être dicté par l'objectif recherché (préserver les flux individuels ou préserver l'équation du bilan d'énergie). Ils ont aussi montré que l'expression des paramètres effectifs dépend de la formulation utilisée pour exprimer les flux de surface. Dans ce contexte, l'outil de télédétection spatiale peut potentiellement fournir des éléments de solutions de la problématique d'agrégation de variables de surfaces accessibles à la mesure satellitaire comme la température, l'albédo et l'humidité. Le potentiel et les limites de l'outil satellitaire seront discutés dans le paragraphe suivant.
APPORT DE LA TÉLÉDÉTECTION SPATIALE

Les satellites d'observation de la terre permettent l'accès à un certain nombre de paramètres caractérisant l'état de la surface. Les satellites avec leur vision globale et répétée sont donc un excellent moyen d'améliorer la compréhension de la dynamique spatio-temporelle du système.

Mis à part les problèmes techniques tels que la calibration ou la dérive des capteurs, la contrepartie de ces avantages réside en deux points :

— la mesure satellitaire est affectée par des conditions extérieures telles que, l'atmosphère, la géométrie de visée et d'éclairement et le bruit du sol. Ces effets sont certes plus ou moins importants selon la longueur d'onde utilisée (moins d'effets atmosphériques dans la mesure micro-onde, par exemple);

ŗ.

- la difficulté d'interprétation physique de l'information contenue dans ces mesures. Le problème est que la mesure radiative obtenue par satellite n'est pas immédiatement en rapport avec des variables pertinentes utilisées pour décrire les processus de surface.
- Deux approches d'utilisation des données de télédétection existent :
 - une première approche qui consiste à relier empiriquement la mesure satellitaire aux paramètres de surface. L'exemple le plus courant est celui des relations entre le NDVI « Normalized Difference Vegetation Index » qui correspond à une combinaison du canal du visible et proche infrarouge du capteur AVHRR, et de la biomasse ou l'indice foliaire. D'autres études ont montré l'existence d'autres relations entre la température de brillance mesurée par les capteurs micro-onde (bandes C et L) et l'humidité de surface. Par son caractère empirique, ces relations sont difficilement généralisables à d'autres conditions qui diffèrent de celles sur lesquelles elles ont été établies. De plus, leur validité pour des surfaces hétérogènes est incertaine ;
 - la seconde approche consiste à utiliser les données satellitaires en conjonction avec des modèles de transfert radiatif couplés à des procédures d'inversion pour restituer les paramètres physiques primaires de la surface qui conditionnent explicitement la luminance dans les courtes longueurs d'ondes ou l'émission dans le domaine thermique et microonde (PINTY, 1991). Cette approche est certes plus physique, son application pratique cependant, est limitée par trois facteurs :

a) les modèles de transfert radiatif existants sont loin d'être parfaits ; en particulier leur paramétrisation de l'hétérogénéité spatiale a besoin d'être améliorée ;

b) avec les capteurs disponibles, pour une condition donnée « ponctuelle » de la surface, le nombre de paramètres à inverser est souvent supérieur au nombre d'observations disponibles, mais ce problème sera, en principe, résolu avec les nouveaux capteurs (EOS);

c) les paramètres primaires qui conditionnent la signature spectrale de la surface (épaisseur optique ou orientation de la feuille, dans le visible par exemple) ne sont pas nécessairement utilisables directement dans les modèles décrivant le bilan d'eau et d'énergie de la surface par exemple.

Dans cet article, nous proposons une nouvelle approche pour l'utilisation de la télédétection multispectrale (dans les domaines optique et micro-ondes). Cette approche est motivée par les considérations suivantes :

- tout d'abord, aucun capteur ne permet d'avoir accès à tous les paramètres de surface contrôlant les échanges surface-atmosphère. Une bonne caractérisation de la surface passe nécessairement par l'utilisation simultanée d'informations extraites de plusieurs capteurs;
- la réponse spectrale d'une surface donnée représente la signature de l'état d'équilibre résultant des interactions entre les différents processus de surface (radiatif, énergétique, hydrique et physiologique). Par conséquent, le forçage de l'inversion avec des contraintes supplémentaires issues des modèles de processus doit permettre une meilleure restitution des paramètres de surface à partir de la mesure satellitaire.

Dans cette étude, nous allons présenter un schéma d'utilisation de données satellitaires dans différentes bandes spectrales en conjonction avec un modèle hydrologique dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel. En premier lieu, nous allons présenter le modèle hydrologique, ensuite le schéma permettant l'utilisation simultanée des données AVHRR (optique) et SSM/I (micro-ondes) qui ont différentes résolutions spatiales et temporelles, et en dernier lieu, la procédure de couplage. Des résultats préliminaires seront présentés, le potentiel et les limites de ce type d'approche seront discutés.

APPROCHE DE MODÉLISATION

PRÉSENTATION DU MODÈLE DU BILAN D'ÉNERGIE

Pour chaque pixel *AVHRR* (1 Km) du degré carré d'Hapex-Sahel, les flux de surface peuvent être formulés en utilisant un simple modèle à une seule couche. L'équation du bilan d'énergie peut s'écrire :

$$Rn = LE + H + G \tag{1}$$

avec Rn le rayonnement net de la surface, H le flux de chaleur sensible, LE le flux de chaleur latent et G le flux de chaleur dans le sol. Ces termes s'expriment avec un schéma monocouche comme :

$$Rn = (1 - \alpha)Rs + \varepsilon \left(R1 - \sigma Ts^{4}\right)$$
⁽²⁾

$$LE = \left(\rho C p / \gamma\right) \frac{e^{*}(Ts) - ea}{ra + rs} \tag{3}$$

$$H = \rho C p \frac{T s - T a}{r a} \tag{4}$$

$$G = Rn(k_1 \exp(-k_2 MSAVI))$$
⁽⁵⁾

avec ρ la densité de l'air, C_p la chaleur spécifique de l'air à pression constante, γ est la constante psychométrique. k_1 et k_2 sont deux constantes empiriques qui dépendent de la nature de la végétation présente dans chaque pixel. T_a et e_a représentent, respectivement, la température et la pression de vapeur de l'air, mesurées à une hauteur de référence. $e^*(T_s)$ est la pression de vapeur saturante exprimée en fonction de la température de surface T_s . R_s et R_l sont les rayonnements descendants dans les courtes et dans les grandes longueurs d'ondes. r_a et r_s représentent, respectivement, la résistance aérodynamique corrigée des effets de la stabilité et la résistance de surface au transfert d'eau vers l'atmosphère.

La température de surface, T_s , l'albédo de surface, α , et l'indice de végétation, *MSAVI*, sont exprimés à partir des données l'AVHRR corrigées atmosphériquement, selon les procédures décrites par KERR *et al.*, 1992, pour la température de surface, CABOT et DEDIEU 1994, pour l'albédo; et QI *et al.* 1994; CHEHBOUNI *et al.*, 1994a; pour le *MSAVI*.

La température de surface, l'albédo et l'indice de végétation sont donc estimés pour des pixels de 1 km pour chaque passage « du jour » du satellite NOAA-AVHRR (entre 14 et 15 h locale). Les données de température de brillance obtenues à partir SSM/I sont à une résolution spatiale de 50 km (à 37 GHz), pour des heures de passage entre 16 et 17 h locale. L'utilisation simultanée de ces deux types de données nécessite donc un schéma qui doit permettre l'accès simultané à une même résolution spatiale, aux données optiques et micro-ondes.

Approche d'agrégation spatio-temporelle des données AVHRR et des données SSM/I

AGRÉGATION TEMPORELLE

Deux procédures distinctes ont été utilisées pour « synchroniser » temporellement les données AVHRR avec les données SSM/I. Pour les données du visible et du proche infrarouge, un modèle directionnel (CABOT et DEDIEU, 1994) a été utilisé pour estimer les reflectances hémisphériques à l'heure de passage de SSM/II à partir des mesures de l'AVHRR. Ces reflectances ont été ensuite utilisées pour exprimer l'albédo de surface, et le MSAVI.

La température de surface à l'heure de passage de SSM/I a été empiriquement obtenue à partir d'une relation entre la température de surface à l'heure de NOAA et les températures de l'air correspondant aux temps de passage des deux satellites. Cette relation peut être contrainte à suivre les tendances des températures de surface obtenues à partir des sorties du modèle de prévision européen (ECMWF).

AGRÉGATION SPATIALE

Le couplage avec les données SSM/I (50 km à 37 GHz) et les données AVHRRnécessite donc une procédure d'agrégation des paramètres de surface à la résolution SSM/I (50 km). Pour chaque grille de 50 km, l'analyse des données des 12 stations météorologiques nous a permis de conclure au caractère désorganisé de l'hétérogénéité de surface. Dans ces conditions, les paramètres de forçage atmosphérique peuvent être considérés comme constants au sein d'une même grille (de 50 km) de la surface. La procédure initiée par LHOMME, 1992 et modifiée par CHEHBOUNI *et al.*, 1994b et 1994c peut donc être utilisée pour exprimer les valeurs effectives des paramètres de surface (*Ts, ra, k1, k2, \varepsilon, \alpha, <i>MSAVI*) pour chacune des 4 grilles (2 x 2) du degré carré d'Hapex-Sahel.

PROCÉDURE DE COUPLAGE ENTRE LE MODÈLE HYDROLOGIQUE ET LES DONNÉES SATELLITAIRE

La procédure du couplage entre le modèle de flux et les données de télédétection est basée sur l'hypothèse qui consiste à supposer que la résistance de surface pour chacune des grilles de 50 km, peut être formulée en utilisant l'expression suivante :

$$rs = \left(rs\min F1/LAIe \right) / \left(1 - \frac{\theta r - \theta s}{\theta fc - \theta w} \right)$$
(6)

où F1 est un terme de rayonnement (PINTY et al., 1989), LAI_{c} l'indice foliaire effectif, exprimé à partir du MSAVI effectif. θ_{r} , θ_{s} , θ_{w} et θ_{fc} représentent, respectivement, l'humidité du sol au niveau des racines, l'humidité de surface, l'humidité du sol au point de flétrissement, et l'humidité de sol à la capacité au champ.

La procédure de couplage avec les données SSM/I et le modèle de transfert radiatif dans les micro-ondes est la même que celle que nous avons présentée dans NJOKU *et al.* (1994) et CABOT *et al.* (1994). Le couplage est centré autour de la relation établie entre l'humidité de surface et le contenu en eau de la végétation. Cette relation a été établie de la façon suivante :

- tout d'abord la résistance de surface est exprimée à partir des équations 1, 2, 3, 4 et 5, où les variables de surfaces à 1 km sont remplacées par
 - leurs correspondants effectifs (à 50 km) ;
- ensuite une relation analytique entre l'humidité du sol au niveau des racines et l'humidité de surface est obtenue en utilisant simultanément les deux expressions de la résistance de surface obtenues à partir de l'étape précédente et à partir de l'équation 6 ;
- d'un autre côté, les mesures effectuées durant Hapex-Sahel ont montré l'existence d'une relation entre l'humidité du sol au niveau des racines et le contenu en eau de la végétation ;
- en combinant les étapes deux et trois, l'humidité de surface peut être analytiquement reliée au contenu en eau de la végétation.

Le contenu en eau de la végétation, l'humidité et la température de surface, sont en effet les paramètres les plus importants qui contrôlent l'émission dans les micro-ondes. La relation établie dans l'étape 4, représente la contrainte « supplémentaire » permettant de forcer l'inversion à restituer des valeurs cohérentes du contenu en eau de la végétation et donc de l'humidité de surface, à partir des données SSM/I (19 et 37 GHz H et V) en utilisant un modèle de transfert radiatif (KERR et NJOKU, 1990) couplé à une procédure de minimisation numérique (la méthode de Levenberg-Marquardt). D'un point de vue pratique, l'inversion se fait en itérant jusqu'à ce que la différence entre les valeurs simulées et observées des températures de brillance soit inférieure à une valeur qu'on s'est fixée *a priori* (voir figure 1).

(Pi et Mi sont respectivement les paramètres effectifs et les données météorologiques).



Figure 1 : Procédure de synergie.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Ce schéma a été testé en utilisant les données satellitaires et les données météorologiques (au sol, et celles de ECMWF) disponibles sur la zone de Hapex-Sahel. Les résultats, qui sont à ce stade très préliminaires, ont montré que le modèle restitue correctement le rayonnement net observé, et que le comportement spatio-temporel de la fraction d'évaporation (Evaporative Fraction, EF= LE/(Rn-G)), suit assez bien celui de l'humidité de surface obtenue par inversion du modèle. Cependant, beaucoup de travail reste à faire avant de pouvoir utiliser ce schéma de manière opérationnelle. Notre objectif pour les mois à venir est d'analyser rigoureusement des implications des hypothèses utilisées dans les différentes étapes du schéma ainsi que de comparer les différentes sorties (Rn, H, LE, G, humidité du sol et contenu en eau de la végétation) aux données réelles. En conclusion, l'approche basée sur la synergie entre la modélisation hydrologique et les données de télédétection multispecrale apparaît très prometteuse pour l'étude des interactions surface-atmosphère dans les zones arides et semi-arides.

BIBLIOGRAPHIE

- AVISSAR R., PIELKE R.A., : 1989. « A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology », *Mon. Weather Rev.*, 117 : 2113-2136.
- CABOT F., DEDIEU G., 1994. « Surface albedo from space : coupling bidirectional models and remotely sensed measurements » J. Geophys. Res., (submitted).
- CABOT F., CHEHBOUNI A., NJOKU E.G., KERR Y.H., DEDIEU G., 1994. Combined use of spectral measurements : A promise for surface parameter retrieval. Presented in IGARSS'94, *IEEE*, Vol I.
- CHEHBOUNI A., KERR Y.H., QI J., HUETE A.R., SOROOSHIAN S., 1994a. Toward the development of multidirectional vegetation index, *Water Res. Res.*, vol 30, 5, 1281-1286.
- CHEHBOUNI A., NJOKU E.G., LHOMME J.P., KERR Y.H., 1994b. An approach for Averaging Surface Temperature and Surface Fluxes over Heterogeneous Terrain, *In revision for J. of Climate*.
- CHEHBOUNI A., NJOKU E.G., KERR Y.H., LHOMME J.P., MONTENY B. M., 1994c. « On the aggregation of remotely sensed surface parameters ». Submitted to J. of Hydrology, October.
- KERR Y.H., LAGOUARDE J.P., IMBERNON J., 1992. « Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm » *Rem. Sen. Envir.*, 41, 197-209.
- KERR Y.H., NJOKU E.G., 1990. « A semiempirical model for interpreting microwave emission from semi-arid land surfaces as seen from space » *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sen.*, 28, 384-393.
- Koster R.D., SUARES M.J., 1992. « Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independant vegetation stands », *J.Geophys. R.*, 97 : 2697-2716.
- LHOMME J.P., 1992. « Energy balance of heterogeneous terrain : averaging the controlling parameters », *Agric. Meteorol.*, 61 : 11-21.

- LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., MONTENY B., 1994. Effective parameters of surface energy balance in heterogeneous landscape, *Boundary Layer Meteorology*, 1994, in press.
- MAHFOUF J.F., RICHARD E., MASCART P., 1987. « The influence of soil and vegetation in the development of mesoscale circulations », J. Climate App. Meteor., 26: 1483-1495.
- NJOKU E. G., CHEHBOUNI A., CABOT F., RAGUEB., FLEMING K., KERRY.H., 1994. « An approach to estimating surface parameters and fluxes using modeling and multispectral remote sensing », Presented in *IGARSS '94*, *IEEE*, Vol 1, August.
- PINTY B., 1991. « Atmospheric correction for AVHRR data », Internal document, LERTS, 1991.
- PINTY, J.P., MASCARD P., RICHARD E., ROSSET R., 1989. « An investigation of mesoscale flows induced by vegetation inhomogeneities using an evapotranspiration model calibrated against Hapex-Mobilhy data » J. Appl. Meteorol., 28, 976-992.
- QI J., CHEHBOUNI A., HUETE A.R., KERR Y. H., SOROOSHIAN S., 1994. « A Modified Soil Adjusted Vegetation Index : MSAVI », *Remote Sens. Environ*, 48, 119.126.
- RAUPACHM.R., 1991. « Vegetation-atmosphere interaction in homogeneous and heterogeneous terrain : some implications of mixed-layer dynamics », *Vegetatio* : 105-120.
- SHUTTLEWORTH WJ., 1991. Hydrological models, regional evaporation and remote sensing: Let's start simple and maintain perspective'. Presented in Nato Advanced research workshop : « Global environmental and land surface processes in Hydrology : the trial and tribulations of modeling and measuring », Tucson (AZ.), 17-21 May.

PROSPECTIVE EN TÉLÉDÉTECTION ET PHYSIQUE ATMOSPHÉRIQUE

M. DESBOIS¹

Résumé

Les préoccupations des physiciens de l'atmosphère et des climatologues rejoignent celles des hydrologues continentaux d'une part parce que le cycle de l'eau joue un rôle fondamental dans les bilans d'énergie de l'atmosphère ellemême, en particulier dans les tropiques, d'autre part en raison de la nécessité de comprendre et de représenter convenablement les échanges à la surface. Cependant les échelles abordées sont généralement différentes. Une rencontre plus étroite des deux domaines est souhaitable, au prix d'une adaptation des objectifs de chacun : les modèles météorologiques mésoéchelle, les radars météorologiques... peuvent atteindre des échelles applicables à l'hydrologie ; tandis que les bilans hydrologiques intégrés à plus grande échelle, utilisables dans des modèles de circulation générale, doivent pouvoir être établis en combinant télédétection et modélisation hydrologique. Pour parvenir à ces objectifs, deux types d'expérimentation sont nécessaires :

- une expérimentation « mésoéchelle », portant sur des régions et des périodes de temps relativement courtes, et combinant mesures hydrologiques et mesures atmosphériques ;
- une expérimentation « grande échelle », portant sur de plus vastes régions et des périodes beaucoup plus longues, visant à établir des bilans à l'échelle de quelques mailles de modèles de circulation générale atmosphérique. Dans ce dernier cas, ainsi que pour les échelles intermé-

¹Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS, Palaiseau, France.

diaires, la télédétection a un rôle important à jouer. Ses possibilités actuelles sont limitées, mais seront complétées par de nouvelles missions satellitaires.

INTRODUCTION

Prospective en télédétection et physique atmosphérique : ce vaste sujet doit être limité ici aux prospectives qui peuvent impliquer des interactions avec le domaine de l'hydrologie, en particulier de l'hydrologie continentale. Par ailleurs, dans le cadre des journées de l'Orstom, les phénomènes tropicaux seront privilégiés. De nombreux projets atmosphériques se concentrent sur ces régions, compte tenu de leur importance énergétique et de leur influence dans les processus climatiques globaux. Par ailleurs, il est banal de dire que la télédétection est particulièrement nécessaire dans les régions tropicales sous équipées en mesure terrain.

- Dans une première partie, les principaux problèmes liés aux phénomènes tropicaux qui intéressent les communautés météorologie et climatologie sont présentés, en fonction des échelles concernées, de leur interaction avec la surface continentale, des régions concernées.
- Dans une seconde partie, on rappelle les différents types d'expériences qui ont déjà été effectuées pour contribuer à la solution de ces problèmes, et on évoque les programmes futurs. On tente de dégager à partir de cette analyse rapide quelles sont les principales lacunes par rapport aux problèmes évoqués plus haut.
- La troisième partie est consacrée à l'apport actuel de la télédétection atmosphérique, et aux prospectives des prochaines années dans ce domaine (la télédétection des propriétés de surface n'est pas abordée). On tente en particulier de bien montrer les limitations de ces techniques, et leur complémentarité par rapport aux mesures de terrain.

Enfin, à partir de ces éléments, on cherche à dégager des thèmes de recherche où l'interaction hydrologie/atmosphère est particulièrement nécessaire, et les types de programmes qui pourraient répondre, au moins en partie, aux besoins de ces recherches.

LES PHÉNOMÈNES ATMOSPHÉRIQUES TROPICAUX : PROBLÈMES ACTUELS

Grâce aux satellites, des cartes globales moyennes de rayonnement ondes courtes ou ondes longues sortant (Erbe (BARKSTROM *et al.* 1989) - figure 1), de la nébulosité (ISCCP(Rossow et GARDER, 1993)), ou même des précipitations (GPCC (WMO/ICSU, 1990 - figure 2) et de la vapeur d'eau (SSM/I (ALISHOUSE *et*

al. 1990), canaux IR vapeur d'eau (PICON et DESBOIS, 1994)) sont maintenant accessibles. Elles montrent immédiatement le rôle essentiel des régions tropicales dans les échanges d'eau et d'énergie au niveau global. Toutes ces cartes montrent les mêmes structures de grande échelle, dont les plus marquantes sont la convection intertropicale et ses régions d'activité maximum (en particulier le « continent maritime »), les zones de mousson, les zones sèches subtropicales, coupées par des bandes plus humides. Ces structures marquent des éléments de la circulation générale bien connus tels que la convergence intertropicale et les cellules de Hadley et de Walker, les flux de mousson...





Flux ondes longues émis par le système terre-atmosphère vers l'espace, en été, d'après les mesures du satellite Nimbus 7. En sombre : moins de 230 W/m², en pointillé léger : plus de 280 W/m².



Figure 2 :

Estimation des précipitations globales pour l'été 1988 (en mm/mois) par le Global precipitation climatology centre.

Ces circulations de grande échelle sont également celles qui peuvent être le mieux représentées par les modèles de circulation générale atmosphérique, ce qui ne veut pas dire que les phénomènes associés, comprenant la représentation des systèmes nuageux et des précipitations, mais aussi l'interaction avec les océans et la surface continentale soient correctement décrits. C'est ainsi que le phénomène marquant du « El Niño Southern Oscillation » (Enso), facilement détectable sur les données conventionnelles comme satellitaires, est reproduit correctement par les modèles forcés par la température de surface de la mer, de même que les grandes variations interannuelles de la mousson indienne (LAVAL et LMD modelling group, 1994), ou celles des pluies sur le Nord Est du Brésil (FONTAINE et al., 1994) mais le couplage océan-atmosphère qui induit ces oscillations n'est pas encore compris ni représenté d'une façon satisfaisante. Pour d'autres régions, comme l'Afrique, il est plus problématique d'obtenir une réponse aussi cohérente, même en forçant le modèles par les températures de mer observées. Sur les continents, les réactions du système couplé continent-atmosphère sont beaucoup plus rapides; à long terme cependant, les modifications de la couverture

végétale (désertification (LAVAL et PICON, 1986), déforestation (POLCHER et LAVAL, 1994)) ont un rôle sur l'évolution du climat que les modèles atmosphériques ne représentent pas encore d'une façon unanime, en partie en raison de la paramétrisation des échanges d'eau et d'énergie à la surface.

Ces variations interannuelles de la circulation générale, clairement associées à des modulations des systèmes convectifs, ont également des conséquences sur les régions subtropicales et éventuellement sur les régions de latitudes tempérées. Au niveau des régions subtropicales, ce sont les grandes subsidences associées aux cellules de Hadley-Walker qui subissent des variations importantes, comme le montre notamment l'analyse des images du canal vapeur d'eau de Météosat (PICON et DESBOIS, 1990) (figure 3). Une des questions posées est celle de l'assèchement ou de l'humidification de la haute troposphère de ces régions, en liaison avec les fluctuations de la convection tropicale ; en raison de la contribution de cette vapeur d'eau à l'effet de serre. De même, les interactions avec les latitudes plus hautes par l'intermédiaire des « panaches tropicaux »(Mc GUIRK *et al.*, 1990) restent très mal connues.



Figure 3 :

Radiances moyennes vapeur d'eau Météosat pour le mois de juillet 1985. Les radiances sont exprimées en comptes numériques. Les basses valeurs indiquent des régions humides, les valeurs élevées des régions sèches.

À des échelles de temps plus courtes, les variations inter et intra-saisonnières des systèmes tropicaux suscitent également un grand intérêt. Les variations saisonnières, par exemple, ne se réduisent pas à une dérive régulière nord-sud de la bande de convection intertropicale. Elles se traduisent souvent par des passages rapides d'un état de régime à un autre, notamment dans le déclenchement des moussons, par exemple. Le rôle des masses continentales dans ces phénomènes est évident, mais encore insuffisamment compris. Quant aux variations intra-saisonnières, elles ont fait l'objet d'une attention particulière dans la dernière décennie, avec la découverte des fluctuation de 30-60 jours ou ondes de Madden Julian (MADDEN et JULIAN, 1971), qui sont associées à la propagation lente vers l'est de grosses masses convectives prenant naissance dans l'océan Indien (*Tropical Intra Seasonal Oscillation ou TISO* (EMANUEL, 1987)). Ce type de fluctuations n'a pas été mis clairement en évidence sur des continents comme l'Afrique ou l'Amérique du Sud, où différentes échelles temporelles modulent les systèmes convectifs.

Dans le cas de l'Afrique, par exemple, les ruptures parfois constatées dans la saison des pluies sont inexpliquées. À des échelles plus courtes, par contre, les ondes d'est ont été largement étudiées (REED *et al.*, 1977), mais bien des inconnues demeurent dans leurs relations avec les phénomènes convectifs.

On arrive là au niveau de la paramétrisation de la convection dans les modèles de grande échelle, c'est-à-dire à des échelles de l'ordre de la maille de ces modèles. Les paramétrisations actuellement employées sont relativement grossières, et ce n'est que dans l'étude des systèmes convectifs de moyenne échelle que résident les possibilités d'amélioration. Il faut être conscient que de multiples questions se posent au sujet des systèmes convectifs tropicaux comme :

- quels sont les paramètres déterminants de l'activité convective (convergence grande échelle d'humidité, ondes tropicales, flux locaux d'humidité, de chaleur sensible, stabilité atmosphérique...) ?
- Quelle est l'origine de l'eau condensée dans les systèmes tropicaux (provenance océanique, recyclage dans des régions continentales, évaporation locale, flux en altitude...)?
- Comment se traduisent les influences locales (orographie, zones côtières, végétation, nappes d'eau,...) sur la génération et l'évolution des systèmes ?
- Qu'est-ce qui détermine l'organisation des systèmes ?
- -- Comment fonctionne le cycle diurne des systèmes (nuages et précipitations) ?
- --- Quelles sont leurs interactions avec le rayonnement (influence des nuages sur le bilan radiatif dans l'atmosphère et au sol, influence éventuelle du rayonnement sur les nuages) ?

- Quelle est la proportion de pluie convective et stratiforme dans les différents systèmes ?
- Quelle est l'importance relative du forçage radiatif des nuages et de la libération de chaleur sensible dans les divers systèmes convectifs tropicaux?
- --- Quelle est la proportion des flux ascendants qui contribue à l'alimentation de ces cellules à grande échelle par rapport aux circulations à l'échelle du système convectif ?
- --- Une période plus sèche (plus humide) se traduit-elle par une moins (plus) grande intensité des systèmes ou un moins (plus) grand nombre ?

La plupart de ces questions se posent à des échelles qui font intervenir à la fois les conditions météorologiques synoptiques et les conditions locales ; c'est pourquoi elles sont difficiles à aborder uniquement par des expériences locales ou uniquement par des raisonnements à grande échelle.

Aux échelles encore inférieures, on en arrive à la résolution des cellules orageuses, et à considérer plus en détail la dynamique interne et la microphysique des systèmes. Ces études sont fondamentales pour la compréhension détaillée des mécanismes, mais aussi pour l'interprétation des mesures de télédétection, enfin en relation avec l'hydrologie fine de petites régions. Elles sont cependant moins prioritaires actuellement pour les atmosphériciens que les questions concernant les systèmes de mésoéchelle dans leur ensemble.

Les expériences effectuées et les programmes futurs

L'expérience de météorologie tropicale la plus fructueuse a sans conteste été Gate (HOUGTON, 1974), réalisée dans l'Atlantique tropical en 1974. Les principaux résultats ont été obtenus en particulier grâce à la couverture radar et météorologique d'une zone suffisamment grande pour que les systèmes soient décrits dans leur ensemble, et que des synergies utiles apparaissent avec les données satellitaires.

Les résultats de Gate font encore référence, par exemple pour tout ce qui concerne les précipitations tropicales océaniques : étalonnage des mesures satellitaires, modèles de variabilité spatio-temporelle des précipitations, mise au point de méthodologies radar d'estimation des précipitations... Par ailleurs, Gate a permis de documenter finement les systèmes convectifs de mésoéchelle qui, après avoir pris naissance sur l'Afrique, traversent l'Atlantique en donnant parfois naissance à des cyclones tropicaux.

Toga-Coare (WEBSTER et LUKAS, 1992), réalisée en 1993-94, devrait apporter le même type d'informations, pour une région océanique totalement différente, celle de la « warm pool » du Pacifique équatorial ouest, qui fait en même temps partie de la région du monde où la convection est la plus intense. Cependant, cette expérience comporte un volet océanique beaucoup plus développé, puisqu'elle est axée sur la réponse couplée de l'océan et de l'atmosphère. De plus, un certain nombre de méthodologies ont évolué : meilleure modélisation opérationnelle à grande échelle, meilleurs modèles mésoéchelle, meilleures données satellitaires notamment avec l'apport des instruments micro-ondes.

En ce qui concerne les expériences purement continentales, elles ont souvent porté sur des études à échelle plus fine, s'intéressant notamment à la dynamique et la thermodynamique interne de systèmes nuageux particuliers, comme les lignes de grains africaines pendant COPT 81 (Roux *et al.* 1984). Dans cette expérience, où les deux radars doppler avaient fourni d'excellentes études de cas (figure 4), les faiblesses venaient du manque d'encadrement synoptique et de l'absence de satellite géostationnaire.

Un autre objet largement étudié est le cyclone tropical, auxquels de nombreux efforts ont été consacrés, surtout aux États-Unis. Beaucoup reste cependant à faire dans ce domaine, par exemple sur les pluies associées aux cyclones, notamment lorsqu'ils rencontrent des continents ou des îles.

Il faut aussi mentionner les études sur les types de nuages particuliers dans le cadre de Fire (First ISCCP Regional Experiment). Jusqu'à présent, ces études se sont axées sur des nuages ayant une forte influence sur le bilan radiatif, mais non précipitants : les cirrus des régions tempérées et les stratocumulus océaniques. La phase III de Fire prévoit d'orienter peu à peu les études cirrus vers les cirrus des régions tropicales.



Figure 4 : Horizontal and vertical cross section of a squall line observed by a dual-Doppler radar system during COPT 81. Motions relative to the squall line are indicated, as well as radar reflectivities.

C'est plus récemment que sont apparues les préoccupations d'étude des échanges surface continentale-atmosphère, incluant les processus hydrologiques, avec notamment les expériences Hapex. Hapex-Sahel est présenté par ailleurs dans ces journées ; mais il faut noter que cette expérience était centrée sur une période d'assèchement, et n'incluait donc que peu les phénomènes de précipitations et d'interaction avec les systèmes convectifs atmosphériques. À plus grande échelle maintenant, c'est le programme GCIP qui se préoccupe des bilans hydrologiques à l'échelle d'un très grand bassin, celui du Mississippi, entièrement couvert par un réseau de radars-doppler pour la détermination des précipitations.

Dans l'avenir, l'expérience tropicale continentale prévue sur le Brésil (Lambada) sera, sous réserve d'inventaire des moyens mis réellement en œuvre, certainement profitable à la fois pour l'étude des systèmes convectifs au-dessus de la forêt équatoriale et pour les bilans de surface.

Il est malheureusement impossible d'être exhaustif dans la liste des programmes prévus. Il faut signaler toutefois que plusieurs dispositifs d'observation seront mis en place ou renforcés dans des régions tropicales pluvieuses pendant l'expérience spatiale TRMM (THEON *et al.*, 1992), qui aura lieu à partir de 1997. Nous y reviendrons ci-dessous, mais on peut déjà noter que le continent africain est absent de ces programmations.

APPORT DE LA TÉLÉDÉTECTION ATMOSPHÉRIQUE, PERSPECTIVES

L'apport de la télédétection atmosphérique pour la météorologie et la climatologie tropicale est d'ores et déjà considérable, mais reste cependant souvent qualitatif, et, est de ce fait sous-utilisé pour les applications numériques ou quantitatives, telles que l'initialisation des modèles de circulation générale ou l'établissement de bilans d'énergie atmosphériques ou de surface. Par ailleurs, beaucoup des variables recherchées sont mieux déterminées sur les océans que sur les continents :

- température : dans les régions tropicales peu pourvues en radiosondages, les profils verticaux de température, obtenus principalement grâce aux sondeurs IR (TOVS) des satellites Noaa, devraient être utiles. En fait, leur précision limitée associée à une mauvaise résolution verticale, ne permet pas de mettre en évidence des phénomènes tels que les inversions, ou de faibles changements de la stabilité de l'atmosphère. De plus, dans les régions de l'ITCZ, ou même à son voisinage, les nuages convectifs et les cirrus restreignent considérablement le domaine d'application de méthodologies développées pour le « ciel clair » ;
- humidité : les instruments micro-ondes permettent maintenant une restitution fiable de la quantité de vapeur d'eau intégrée (± 3 kg/m² pour des contenus de 50 kg/m²), mais uniquement au-dessus de l'océan. Une

estimation de la vapeur d'eau dans la haute troposphère peut être obtenue grâce aux canaux «vapeur d'eau » des satellites géostationnaires (PICON et DESBOIS, 1994) ; quant aux sondeurs IR, ils peuvent en gros actuellement séparer trois niveaux, mais leur précision absolue reste très limitée.

Pour ces deux paramètres, dont l'introduction dans les modèles de prévision est possible, on ne note d'impact positif que dans l'hémisphère sud, mais pas dans les régions tropicales.

- vent : les vents-nuages (par suivi des nuages sur les images de satellites géostationnaires) sont opérationnels depuis longtemps. En ce qui concerne les basses couches atmosphériques, ils s'avèrent très utiles audessus des océans tropicaux, où le suivi des cumulus d'alizés (ou de mousson (Desbois, 1979) - figure 5) est possible ; mais leur production est plus problématique au-dessus des continents. Pour les hautes couches, les cirrus constituent des traceurs acceptables, malgré des problèmes de sous estimation. Plus récemment, l'utilisation de vents dérivés du canal vapeur d'eau (figure 6) a permis d'améliorer et d'étendre la détermination des vents hauts ; (LAURENT et DESBOIS, 1992) ;
- bilan radiatif au sommet de l'atmosphère : l'existence d'instruments comme ceux d'Erbe, et plus récemment ScaRaB (KANDEL, 1992), permettent de mesurer les flux ondes courtes (0.2-4 μm) et ondes longues (4-200μm) provenant du système terre-atmosphère avec des précisions de quelques W/m². Le lien avec les bilans radiatifs au sol n'est pas évident, puisqu'il requiert à la fois une bonne connaissance des paramètres « ciel clair » de l'atmosphère et des propriétés des nuages ;
- propriétés de la couverture nuageuse : on regroupe sous ce terme aussi bien la couverture nuageuse elle-même (pourcentage de surface couverte par des nuages), le type de nuage présent, que l'épaisseur optique de ces nuages, la température de leur sommet, leur contenu en eau condensée, la phase (glace ou eau liquide) des particules nuageuses, voire la taille des particules. Au niveau climatique, ISCCP (Rossow et GARDER, 1993) représente le traitement optimum de l'ensemble des données IR thermique et VIS des satellites opérationnels disponibles depuis 1983. De ces données peuvent être déduites des propriétés statistiques de la couverture nuageuse, en particulier tropicale : position de l'ITCZ, identification des nuages et systèmes nuageux, taille et nombre de ces systèmes (ToLEDO *et al.*, 1992). Au niveau des déterminations instantanées plus fines, l'apport des instruments micro-ondes a été déterminant ces dernières années, mais doit encore être amélioré, notamment par une utilisation combinée avec les données IR;
- précipitations : il est clair que ce paramètre intéresse non seulement les atmosphéristes, mais aussi les hydrologues. À l'heure actuelle cependant, les besoins des hydrologues ne peuvent pas être satisfaits par les précisions atteintes :



Figure 5 : Vents basses couches mesurés le 21 juin 1979 au moyen du satellite Goes Océan Indien.



Figure 6 : Vents hautes couches (vers 200 - 300 hPa) mesurés grâce aux images « vapeur d'eau » du satellite Météosat, le 21 juin 1989.

— les méthodes à seuil IR, comme celle du Goes Precipitation Index (ARKIN, 1979), sont basées sur le nombre et/ou l'étendue des événements à sommets plus froids qu'un certain seuil se produisant sur une région donnée. Leur principe est que l'activité des systèmes convectifs, liée aux précipitations qu'ils produisent, se traduit aussi par l'extension des nuages élevés qu'ils génèrent (non seulement les nuages convectifs proprement dits, mais également les nuages stratiformes élevés qui en émanent). Par conséquent, la valeur de telles méthodes ne peut être que statistique (production de moyennes mensuelles sur des surfaces de quelques degrés carrés à l'aide d'images horaires ou bi-horaires provenant de satellites géostationnaires), et elles ne peuvent en aucun cas fournir ni des valeurs instantanées, ni même des localisations des zones précipitantes. Les mêmes remarques s'appliquent à la méthode Epsat de l'Orstom Lannion (CARN *et al.*, 1989), qui introduit un indicateur supplémentaire, la température radiative du sol (figure 7);



Figure 7 :

Pluie estimée en juillet 1993 sur les pays du Sahel par l'algorithme de l'Orstom Lannion, qui combine un indicateur de fréquence d'occurrence des nuages et un indicateur de température de la surface du sol.

- les méthodes basées sur l'absorption ou la diffusion du rayonnement microonde (SPENCER et al., 1989) par les éléments nuageux précipitants eux-mêmes sont beaucoup plus proches de la mesure physique. Cependant, la précision des mesures instantanées reste encore très discutable (une valeur d'erreur de l'ordre de 100 % de la mesure est parfois citée). Les méthodes par absorption ne fonctionnent qu'au-dessus des océans. Au-dessus des continents, peu de tests systématiques ont été effectués, car les atmosphériciens préfèrent utiliser les données du réseau pluviométrique conventionnel ou les données radar. Il est vrai que, même dans un cas de détermination correcte des valeurs instantannées, l'échantillonnage actuel des instruments micro-ondes ne permet pas d'obtenir de valeurs moyennes significatives (figure 8). C'est pourquoi un effort est actuellement fait vers le développement de méthodes combinées IRmicro-ondes qui associent l'échantillonnage correct obtenu à partir des géostationnaires en IR aux déterminations plus précises des zones précipitantes et des taux de précipitation par les instruments micro-ondes sur des satellites à orbite basse (JOBARD et DESBOIS, 1994).

Ces efforts pour améliorer la détermination des précipitations sont structurés notamment autour du programmes GPCP (WMO/ICSU, 1990) (Global Precipitation Climatology Programme) qui organise des campagnes de validation — Japon, Europe, région Toga-Coare — et développe une climatologie multi-sources au CPCC (Climatology Centre). Il existe par ailleurs une validation spécifique des algorithmes microondes de précipitation autour du programme Wetnet, dont le but est d'exploiter au mieux les données SSM/I. Enfín, des activités du même type se développent autour du programme spatial TRMM (THEON *et al.*, 1992) destiné spécifiquement à la mesure des précipitations tropicales.



Figure 8 : Précipitations moyennes sur le degré carré d'Epsat-Niger à Niamey, pendant une période de 10 jours. Les flèches indiquent les instants où une image SSM/I était disponible.

Parmi les prospectives en télédétection atmosphérique, on peut distinguer celles qui sont à relativement long terme (après 2 000) et les développements qui seront utilisables avant cette date. Par ailleurs, nous n'insisterons ici que sur les développements qui sont susceptibles d'intéresser l'interaction continent atmosphère en particulier dans les régions tropicales :

- surveillance du bilan radiatif : le programme ScaRaB (KANDEL et al., 1992) déjà en cours, sera poursuivi par un deuxième lancement en 96, qui devrait assurer une surveillance continue de ce paramètre. Les instruments américains Ceres devraient assurer leur part de surveillance, à partir du premier modèle lancé en 1997 sur TRMM;
- géostationnaires de nouvelle génération : les nouveaux géostationnaires disposeront de davantage de canaux spectraux IR, d'une meilleure répétitivité (le quart d'heure), et d'une résolution spatiale améliorée. La classification des nuages et la détermination de certaines de leurs propriétés pourra être améliorée par des méthodes similaires à celles employées actuellement avec AVHRR. En ce qui concerne la détermination des précipitations, une meilleure discrimination pourra être faite entre nuages convectifs et nuages stratiformes associés. D'autre part, des sondeurs IR existeront sur certains des géostationnaires. C'est le cas pour GOES-I, qui est maintenant opérationnel ; GMS nouvelle formule devrait être lancé dans un délai d'un an, et Météosat Next vers 1998 ;
- instruments micro-ondes : de nouveaux instruments de sondage microonde sont attendus pour les satellites météorologiques opérationnels à orbite basse (AMSU A et B) ; une nouvelle génération d'instruments SSM/I, connue sous le nom de SSM/I S, devrait prochainement voir le jour sur les satellites météorologiques militaires américains ;
- polder : cet instrument français à visée multidirectionnelle travaillant dans les longueurs d'onde visible sera lancé à bord du satellite japonais Adeos en 1996. En dehors de ses capacités pour la télédétection de surface, Polder permettra de déterminer des variables comme la vapeur d'eau intégrée au-dessus des continents, les propriétés bidirectionnelles de la réflectivité des nuages, la pression au sommet des nuages, les aérosols troposphériques ;
- TRMM (THÉON et al., 1992) (Tropical Rainfall Measurement Mission) : cette mission nippo-américaine emportera un instrument de bilan radiatif (Ceres), un imageur VIS-IR (du type AVHRR), un imageur micro-ondes (type SSM/I), un détecteur d'éclairs, et surtout un radar-précipitations développé par le Japon. Ce radar devra fournir des indications sur la répartition verticale des précipitations, mais sera également utilisé en synergie avec l'instrument micro-ondes passif et l'imageur VIS-IR pour la détermination du taux de précipitation instantanée.

- Cette expérience devrait faire faire un saut qualitatif dans la détermination des précipitations, bien qu'il ne soit pas question d'installer des radars précipitation en orbite de manière opérationnelle. Cependant, le radar contraint la plate-forme TRMM à une orbite basse (380 km), limitant par là même la fauchée des autres instruments, ce qui aboutit à des échantillonnages à peu près aussi désatreux des régions tropicales qu'avec les orbites héliosynchrones actuelles. La stratégie adoptée est donc d'améliorer grâce à TRMM l'algorithme de détermination des précipitations instantannées, puis de la transposer pour une meilleure utilisation des instruments micro-ondes et infrarouges existants ; ceci ne pourra se faire que si des expériences *in-situ* bien ciblées sont organisées pendant la durée de fonctionnement de TRMM. Certaines sont déjà prévues dans différents pays tropicaux. Il est important de se placer dans des régions de précipitations fréquentes, de façon à utiliser au mieux l'échantillonnage restreint de TRMM.
- Les plate-formes polaires européennes Envisat puis Metop emporteront (vers 2 000 ?) un grand nombre d'instruments performants qu'il n'est pas question de décrire ici en détail. Un point important sera l'existence de sondeurs infrarouges interférométriques, nettement plus performants que ceux existant actuellement (IASI). Par ailleurs, des imageurssondeurs plus performants que ceux existant actuellement sont également à l'étude dans le domaine micro-onde (MIMR), avec notamment une meilleure résolution spatiale que les SSM/I.

La prospective à plus long terme se tourne vers le développement d'instruments « actifs » du type radar ou lidar. La priorité semble donnée actuellement, à l'Esa comme à la Nasa, plus à la détermination des propriétés des nuages (lidar rétrodiffusion, radar-nuages) qu'à la détermination des précipitations par radar.

C'est pourquoi il paraît opportun actuellement de promouvoir de nouvelles missions destinées à l'étude des précipitations tropicales. Dans le groupe de recherche « énergie et cycle de l'eau dans les tropiques » du LMD, nous avons toujours souligné le fait que la détermination des précipitations en zone tropicale était autant un problème d'échantillonnage qu'un problème de détermination instantanée ; ceci a été largement confirmé par les résultats d'Epsat-Niger (LEBEL *et al.*, 1992), mais aussi par des études récentes sur Toga-Coare. Après avoir montré l'utilité, sous de telles contraintes, d'utiliser les combinaisons IR-microondes, nous avons proposé d'améliorer l'échantillonnage micro-onde des régions intertropicales au moyen d'un satellite à orbite adaptée. C'est l'objectif du projet « Tropiques » (DESBOIS, 1995) dont l'étude a été approuvée par le CNES, dans le cadre des projets de petits satellites.

L'originalité de Tropiques est de privilégier la couverture spatio-temporelle par rapport à la précision instantanée de détermination. La définition préliminaire de la mission fait appel à une orbite de 1 000 à 1 250 km d'altitude, permettant des

fauchées de plus de 2 000 km pour le radiomètre micro-onde et l'instrument de bilan radiatif, qui sont les deux instruments de base retenus. L'orbite n'est inclinée que de 15° sur l'équateur, afin d'assurer un rythme moyen proche d'une donnée toutes les trois heures pour n'importe quel point de la bande 20°N-20°S.

THÈMES DE RECHERCHE ET EXPÉRIENCES À DÉVELOPPER DANS LE CADRE D'UNE INTERACTION ATMOSPHÉRICIENS - HYDROLOGUES

La réflexion sur ces thèmes a déjà eu lieu dans le cadre de discussions organisées entre hydrologues et atmosphériciens français dans le cadre du PNEDC. Il n'est pas question de la reprendre ici, ni d'élaborer des plans d'expériences précis. Il s'agit plutôt de tirer des conséquences sur certaines orientations des observations faites dans les paragraphes précédents, et des grandes lignes définies lors des discussions PNEDC.

Il existe un besoin d'expériences bilan énergétique et hydrique à la surface et dans l'atmosphère en région continentale tropicale humide. Une preuve en est par exemple le désaccord des modèles sur les conséquences d'expériences de déforestation, une autre, la mauvaise compréhension des causes des variations de la convection dans ces régions.

Ce type d'expérience doit avoir une couverture spatiale assez grande et temporelle assez longue pour :

- analyser les fluctuations des systèmes météorologiques à diverses échelles (cycle diurne, ondes, cycle saisonnier),
- explorer d'une façon statistiquement significative divers types de systèmes pluvieux et les réponses hydrologiques à différentes échelles spatio-temporelles.

L'encadrement météorologique de telles expériences doit être suffisant pour les besoins d'initialisation d'un modèle météorologique mésoéchelle, permettant de simuler entre autres les interactions surface-atmosphère et la répartition des précipitations.

Il existe un besoin de validation des mesures satellitaires de précipitation en région suffisamment pluvieuse, sous divers types de régimes climatiques et de systèmes mésoéchelle, et ceci particulièrement durant la durée de vie de TRMM. Ces validations doivent être possibles aux échelles instantannées et pour des valeurs moyennes.

Compte tenu des échelles accessibles par les satellites, la « décomposition des champs de précipitation » est toujours nécessaire en entrée des modèles hydrologiques ; diverses méthodes doivent être testées à partir d'estimations satellitaires et de données sol (pluviographiques et radar). En plus des méthodes stochastiques souvent utilisées, des méthodes statistiques de type Aurhely, incluant des paramètres météorologiques, pourraient être testées en région tropicale présentant du relief ; la modélisation mésoéchelle pourrait également intervenir dans ces

développements méthodologiques. Un des buts est l'obtention, à partir d'une estimation satellitaire trop lissée, d'une entrée hydrologique « précipitations » valable sur des surfaces significatives au niveau régional ou d'un grand bassin versant, un autre étant de pouvoir décomposer les champs de précipitation issus des modèles grande échelle.

Un point intéressant météorologistes et hydrologues est la détection et l'évaluation des paramètres des « événements exceptionnels », qui accumulent parfois en quelques heures une proportion notable des précipitations d'une saison. Il est bien entendu difficile de programmer la saisie d'événements exceptionnels, par définition rares, mais certaines régions peuvent s'y prêter davantage.

En conclusion, on constate qu'il y a matière à définir (au moins) une expérience d'intérêt commun hydrologie-physique de l'atmosphère en région tropicale continentale à précipitations abondantes. Cette expérience doit être plutôt axée sur l'extension et la durée que sur une action « coup de poing » mobilisant de nombreuses équipes et des moyens exceptionnels (type avions) sur une région restreinte pour une période limitée (ce qui n'exclut pas de telles interventions pendant l'expérience principale). Les principaux moyens à mettre en place sur une région de quelques 100×100 km sont des mesures hydrologiques et pluviométriques, incluant des mesures radar bien calibrées, et un renforcement de l'encadrement météorologique. Le fonctionnement d'un tel site pendant l'expérience TRMM serait le bienvenu, surtout s'il est situé dans une région climatologique non représentée par les autres sites TRMM.

BIBLIOGRAPHIE

- ALISHOUSE J.C., SNIDER S., VONGSATHORN J., FERRARO R.R., 1990. Determination of oceanic total precipitable water from the SSM/I. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 28, 811-816.
- ARKIN P. A., 1979. The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulation during GATE over the B-Scale array. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1382-1387.
- BARKSTROM B.R., HARRISON E., SMITH G.L., GREEN R., KIBLER J., CESS R. the ERBE Science Team, 1989. Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) archival and April 1985 results. Bull. *Amer. Meteor. Soc.*, 70, 1254-1262.
- CARN M., LAHUEC J.-P., DAGORNE D., GUILLOT B., 1989. Rainfall estimation using TIR Meteosat imagery: importance of the soil surface maximum radiative temperature in satellite derived rainfall assessments over Western Sahel. Proceedings of the 4th conference on satellite meteorology and oceanology, San Diego, Californie, 126-129.
- DESBOIS M., 1979. Champs de vent déduits des déplacements des nuages mesurés à partir d'images successives du satellite Goes I.O. au-dessus de l'Océan Indien. Note LMD n° 97, Septembre 1979.
- DESBOIS M., 1995. Tropiques, a small satellite for the study of the variability of water and energy cycles in the intertropical band. In Plateforms and Systems, William L. Barnes, Brian J. Horais, Editors, Proc. SPIE 2317, 136-147.
- EMANUEL K.A., 1987. An air-sea interaction model of intraseasonal oscillation in the tropics. J. Atmos. Sci., 44, 2324-2340
- FONTAINE B., JANICOT S., ROCHA DE ARAGÃO J.O., 1994. Analyse des relations entre les pluies dans le Nord-Est du Brésil et la température de l'océan Atlantique ; observations et simulations dans le modèle du LMD. Communication personnelle.
- HOUGTON H. D., 1974. The central programme for the GARP Atlantic Tropical Experiment. Gate report n° 3, W.M.O., 35 p.

- JOBARD I., DESBOIS M., 1994. Satellite estimation of the tropical precipitation using the Meteosat and SSM/I data. Atmospheric Research, 34, 285-298.
- KANDEL R., and the ScaRaB project team, 1992. Earth radiation budget observation for climate research — the ScaRaB project. IRS'92, Tallinn, Ed. Keevallik & Karner, A. Deepak Publ.
- LAURENT H., DESBOIS M., 1992. Measurement and validation of atmospheric motions detected on water vapor Meteosat imagery. Adv. Space. Res., 12, 7, 105-114.
- LAVAL K., the LMD modelling group, 1994. Modélisation de la mousson, expérience Moneg. Lettre PIGB-PMRC-France, Juin 1994.
- LAVAL K., PICON L., 1986. Effect of a change of the surface albedo of the Sahel on Climate. J. Atmos. Sci., 43, 2418-2429.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPFFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B., HUBERT P., 1992. Rainfall estimation in the Sahel : the Epsat-Niger experiment. *Hydrological Sciences*, 37, 1396-1406.
- MADDEN R.A., JULIAN P.R., 1971. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. J. Atmos. Sci., 28, 702-708
- McGuirk J. P., THOMPSON A. H., ANDERSON L. L., Jr., 1989. Synoptic scale Moisture Variation over the tropical Pacific Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1076-1091.
- PICON L., DESBOIS M., 1994. High level moisture observations and derived parameters from Meteosat and other geostationary satellites. Cospar, Hamburg 1994, invited paper. To be published in Space Research, 22 p.
- PICON L., DESBOIS M., 1990. Comparisons between Meteosat water vapor radiance field and E.C.M.W.F. analysed fields for July 1985. J. Climate, 3, 865-876.
- POLCHER J., LAVAL K., 1994. A statistical study of regional impact of deforestation on climate of the LMD-GCM. To appear in Climate Dynamics.

- REED R.J., NORQUIST D.C., RECKER E.E., 1977. The stucture and properties of African wave disturbances as observed during phase III of Gate. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 317-333.
- Rossow W.B., GARDER L.C., 1993. Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP. J. of Climate, 6, 2341-2369.
- ROUX F., TESTUD J., PAYEN M., PINTY B., 1984. West-African squall line thermodynamic structure retrieved from dual-Doppler radar observations. J. Atmos. Sci., 41, 3104-3121.
- SPENCER R.W., GOODMAN H.M., HOOD R.E., 1989. Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: identification and characteristics of the scattering signal. J. Atmos. Ocean Techn., 6, 254-273.
- THEON J. S., MATSUNO T., SAKATA T., FUGONO N., 1992. « The Global Role of Tropical Rainfall » A. Deepak Pub. Co., Hampton, Va, 280 p.
- TOLEDO MACHADO L. A., DESBOIS M., DUVEL J.-Ph., 1992. Structural characteristics of deep convective systems over tropical Africa and the Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 392-406.
- WEBSTER P.J., LUKAS R., 1992. Toga Coare: The coupled ocean-atmosphere response experiment. Bull. Am. Met. Soc., 73, 1377-1416.
- WMO/ICSU., 1990. The global precipitation climatology project implementation and data management Plan. WMO/TD-N° 367, Geneva, June 1990.

LISTE DES PARTICIPANTS



Albergel Jean Amadou Moustafa Amani Abou Ambroise Bruno Amram Olivier Andrieux Patrick Arnaud Yves Asseline Jean **Bauduin Sabine** Bégué Agnès Ben Mohamed Abdelkrim Ben Younès Mohamed Benichou Hervé Bergaoui Bertuzzi Patrick **Blayet** Didier **Bocquillon Claude Bois Philippe** Bouchez Jean-Michel **Bourges Jacques Bouvier Christophe** Braud Isabelle Bruckler Laurent **Brunel Jean-Pierre Callot Gabriel** Calvet Jean-Christophe Cappelaere Bernard Carré Paul **Casenave** Alain Cazenave Frédéric Censier Claude Chanzy André Chaouche Ali **Chaume Régine** Chazarin Jean-Philippe Chehbouni Abdelghani **Chevallier** Pierre **Choisnel Emmanuel** Collin Jean-Jacques **Colombani** Jacques **Cosandey Claude** Crespy Anne Creutin Jean-Dominique Cruette Jacques **Delclaux François**

Orstom - Dakar (Sénégal) Inran - Niamey (Niger) École Polytechnique - Montréal (Canada) Cereg/CNRS - Strasbourg **CESR** - Toulouse Inra - Montpellier Orstom - Niamey (Niger) Orstom - Montpellier Orstom - Montpellier Cirad - Montpellier Université de Niamey (Niger) Orstom - Tunis (Tunisie) Météo-France - Grenoble ESIER - Tunis (Tunisie) Inra-Avignon Orstom - Montpellier Université Montpellier 2 LTHE/CNRS - Grenoble Orstom - Montpellier Orstom - Montpellier Orstom - Montpellier LTHE/CNRS - Grenoble Inra-Avignon Orstom - Adelaïde (Australie) Inra - Montpellier **CNRM** - Toulouse Orstom - Montpellier Orstom - Montpellier Orstom - Niamey (Niger) Orstom/LTHE - Grenoble Orstom - Bangui (RCA) Inra - Avignon **Engref** - Paris Orstom - Montpellier Orstom - Montpellier Orstom - Pasadena (USA) Orstom - Montpellier Météo-France - Paris **BRGM** - Montpellier Orstom - Nairobi (Kenya) **CNRS** - Meudon Orstom - Montpellier LTHE/CNRS - Grenoble **Orstom - Paris** Orstom - Montpellier

Delhoume Jean-Pierre Orstom - Mexico (Mexique) Depraetere Christian Orstom - Antananarivo (Madagascar) Desbois Michel LMD/CNRS - Palaiseau Desconnets Jean-Christophe Orstom - Montpellier **Dessay Nadine** Orstom - Montpellier Dezetter Alain Orstom - Pointe à Pitre (Guadeloupe) Diallo Mamadou CNRST - Bamako (Mali) Hydro Consult International - Montpellier Dosseur Hubert Elguero Éric Orstom - Montpellier **Esteves** Michel Orstom - Niamey (Niger) **Etrillard Anne-Paule** Orstom - Montpellier Fritsch Jean-Marie Orstom - Montpellier Galle Sylvie Orstom - Niamey (Niger) Gandah Mohamadou Inran - Niamey (Niger) Gautier Michel Orstom - Montpellier **Gineste** Philippe Cemagref - Montpellier Gosset Marielle Orstom - Grenoble Goundoul Ngolona Ministère de l'Eau - Ouagadougou (Burkina Faso) Goutorbe Jean-Paul Météo-France - Toulouse Guillot Pierre Hydrologue Conseil Indépendant - Grenoble Guiscafré Jacques Orstom - Montpellier Orstom - Niamey (Niger) Ehzmann Muriel **Hisard** Philippe Orstom - Montpellier Hoepffner Michel Orstom - Montpellier Hoff Corinne **CNRS** - Montpelllier École des Mines de Paris - Fontainebleau Hubert Pierre Igounet Olivier Inra - Montpellier Imbernon Jacques Cirad - Montpellier Itier Bernard Inra - Grignon Jarrige François Orstom - Nouméa (Nouvelle Calédonie) Jeanny Brigitte Orstom - Montpellier Jobard Isabelle LMD/CNRS - Palaiseau Karbo Atahirou DRE - Niamev (Niger) Cemagref - Montpellier Kerdiles Hervé Kerr Yann LERTS - Toulouse Klein Jean-Claude Orstom - Montpellier Kouamé Brou Orstom - Abidjan (Côte d'Ivoire) L'Hôte Yann Orstom - Montpellier Lafforgue Alain Orstom - Pointe à Pitre (Guadeloupe) Lamachère Jean-Marie Orstom - Montpellier Lamotte Mathieu Orstom - Niamey (Niger) Lapetite Jean-Marc Orstom - Niamey (Niger) Laraque Alain Orstom - Bangui (RCA) Laurent Henri Orstom - Montpellier Lazzaro Xavier Orstom - Montpellier

Le Barbé Luc Le Goulven Patrick Le Roux Xavier Lebel Thierry Leblois Etienne Leduc Christian Leprun Jean-Claude Lhomme Jean-Paul Liberti Gian-Luigi Lointier Marc Lover Jean-Yves Lubès Hélène Magagi Ramata Mahé Gil Mahfouf Jean-Francois Maïa Ana Maley Jean Marchand Pierre Maurice Laurence Merot Philippe Meublat Guy Meunier Jean-Charles Molinier Michel Moniod Frédéric Monteny Bruno Morell Marc Moussa Roger Muther Nadine Nguven Hugo Van Noilhan Joël Normand Michel Nouvelot Jean-François Oï Monique Olioso Albert Olivry Jean-Claude Passerat de Silans Alain Paturel Jean-Emmanuel Pépin Yannick Perez Pascal Perrin Jean-Louis Peugeot Christophe **Pinheiro** Adilson Podaire Alain **Pourrut** Pierre Pouyaud Bernard

Orstom - Montpellier Orstom - Montpellier **ENS** - Paris Orstom - Grenoble Cemagref - Lyon Orstom - Niamey (Niger) Orstom - Strasbourg Orstom - Montpellier LMD/CNRS - Palaiseau Orstom - Montpellier Orstom - Torreon (Mexique) Orstom - Montpellier LERTS - Toulouse Orstom - Bamako (Mali) Météo-France - Toulouse Orstom - Montpellier Orstom - Montpellier Orstom - Montpellier Orstom - Montpellier Inra - Rennes **Orstom - Paris** LERTS - Toulouse Orstom - Brasilia (Brésil) Orstom - Montpellier Orstom - Montpellier Orstom - Montpellier Inra - Montpellier Orstom - Montpellier Inra - Montpellier Météo-France - Toulouse Cemagref - Antony Orstom - Montpellier Orstom - Montpellier Inra - Grignon Orstom - Bamako (Mali) Orstom - Montpellier Orstom Abidjan (Côte d'Ivoire) Orstom - Dakar (Sénégal) Cirad - Montpellier Orstom - Montpellier Orstom - Montpellier **IMFT** - Toulouse Medias-France - Toulouse Orstom - Antofagasta (Chili) Orstom - La Paz (Bolivie)

X° journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994

Prat Christian Prevot Laurent **Puech Christian** Rambal Serge **Raous Patrick Reyniers François-Noël** Roose Éric Sacko Mamadou Saïd Frédérique Sauvageot Henri Seguin Bernard Séguis Luc Servat Éric Seyler Frédérique Sevler Patrick Sicot Marcel Sircoulon Jacques Soler Pierre Sow Cheihk **Tapsoba** Dominique **Taupin Jean-Denis** Tchagba M'Bougui Laurent Texeira José Thébé Bernard Thepaud Thierry **Tinga Abdoulaye** Toma Colin **Troufleau Denis** Tuzet Andrée Vandervaere Jean-Pierre Vauchel Philippe Vauclin Michel Viné Pascal Voltz Marc

Orstom - Mexico (Mexique) Inra - Avignon Engref/Cemagref - Montpellier **CNRS** - Montpellier Orstom - Montpellier Cirad - Monptellier Orstom - Montpellier Direction de l'Eau - Abidjan (Côte d'Ivoire) Université Toulouse 3 Université Toulouse 3 Inra-Avignon Orstom - Dakar (Sénégal) Orstom - Abidjan (Côte d'Ivoire) Orstom - Montpellier Orstom - Montpellier Orstom - Montpellier **Orstom** - Paris Orstom - Paris DMN - Dakar (Sénégal) Orstom - Montpellier Orstom - Niamey (Niger) Ministère de l'Équipement - Abidjan (Côte d'Ivoire) Université Montpellier 2 Orstom - Montpellier Orstom - Montpellier Université Niamey (Niger) École des Mines de Paris - Fontainebleau Orstom/Cemagref - Montpellier Inra - Grignon LTHE/CNRS - Grenoble Orstom - Cavenne (Guyane) LTHE/CNRS - Grenoble Engref - Montpellier Inra - Montpellier

LISTE DES INTERVENANTS
Amadou M., Cellier P., Monteny B.A., Lhomme J.P.	143
Arnaud Y., Taupin J. D., Laurent H.	521
Bégué A., Hanan N.P., Prince S.D	79
Bertuzzi P., Bruckler L., et Chanzy A.	13
BRAUD I., BESSEMOULIN P., LHOMME J.P., MONTENY B., SICOT M., VANDERVAERE J.P. ET	
VAUCLIN M.	255
BRUNEL J.P, WALKER G.R., KENNETT-SMITH A.K.	191
CHANZY A., SCHMUGGE T., FOREST C	507
CHEHBOUNI A., NJOKU E.G., LO SEEN D., CABOT F., KERR Y.H., MONTENY B.A, LHOMME J.P	717
Desbois M.	729
Esteves M.	463
Esteves M. et Lenoir F	225
Geffard S.	685
GOUTORBE J.P., PÉRIS P., BESSEMOULIN P., CHAMPEAUX J.L., PUECH D	401
HEPFFNER M., LEBEL T., MONIENY B., GOUTORBE J.P. ET KERR Y.H.	3
ITTER B., BRUNET Y., LAGOUARDE J.P., MCANENEY J., FLURA D.	163
Lamachère J.M	91
Le Barbé L., Tapsoba D	383
Le Fèvre J., Lamotte M., Peugeot C	27
LE ROUX X., TUZET A., ZURFLUH O., GIGNOUX J., PERRIER A. , MONTENY B.A.	303
Lebel T., Amani A., Taupin J.D.	353
LEBLOIS É., OBERLIN G	439
Lecocq J., d'Amato N., Cazenave F., Lebel T.	547
Leduc C., Karbo A.	449
LHOMME J.P., MONTENY B., CHEHBOUNI A., TROUFLEAU D., BAUDUIN S.	595
Liberti G.L., Jobard I., Desbois M.	533
LO SEEN D., MOUGIN E., CHEHBOUNI A., MONTENY B.A., KERR Y., LEBEL T., BESSEMOULIN P	607
LOINTIER M., RUDANI J.P	651
Loireau M., d'Herbès J.M.	105
Magagi R. D., Kerr Y. H.	619
Mahfouf JF., Nollhan J	275
Maía A., Jobard I	563
METAVAL A PRIME D DARAG T	505
MELAYAH A., DRUCKLER L., DARIAC I	211
MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P.,	211
MIELATAH A., DRUCKLER L., DARIAC T	211 287
MIELAYAH A., DRUCKLER L., DARIAC T. MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LLOYD C., SAÏD F. NORMAND M., CANN C., CHKIR N., COGNARD A.L., IMBERTI M.C., LOUMAGNE C., OTTLÉ C.,	211 287
MELAYAH A., DRUCKLER L., DARIAC T. MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LLOYD C., SAÏD F. NORMAND M., CANN C., CHKIR N., COGNARD A.L., IMBERTI M.C., LOUMAGNE C., OTTLÉ C., VIDAL A., VIDAL-MADIAR D.	211 287 699
MELAYAH A., DRUCKLER L., DARIAC T. MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LLOYD C., SAÏD F. NORMAND M., CANN C., CHKIR N., COGNARD A.L., IMBERTI M.C., LOUMAGNE C., OTTLÉ C., VIDAL A., VIDAL-MADJAR D. PASSERAT DE SILANS A., MONTENY B., LHOMME J.P.	 211 287 699 319
MELAYAH PA, DRUCKLER L., DARIAC 1. MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LLOYD C., SAÏD F. NORMAND M., CANN C., CHKIR N., COGNARD A.L., IMBERTI M.C., LOUMAGNE C., OTTLÉ C., VIDAL A., VIDAL-MADJAR D. PASSERAT DE SILANS A., MONTENY B., LHOMME J.P. PEUGEOT C., CAPPELAERE B., CHEVALLIER P., ESTEVES M., GALLE S., RAJOT J.L.,	211 287 699 319
MIELAYAH PA, DRUCKLER L., DARIAC T. MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LLOYD C., SAÏD F. NORMAND M., CANN C., CHKIR N., COGNARD A.L., IMBERTI M.C., LOUMAGNE C., OTTLÉ C., VIDAL A., VIDAL-MADJAR D. PASSERAT DE SILANS A., MONTENY B., LHOMME J.P. PEUGEOT C., CAPPELAERE B., CHEVALLIER P., ESTEVES M., GALLE S., RAJOT J.L., PINHEIRO A., CAUSSADE B.	 211 287 699 319 475
MIELAYAH PA, DRUCKLER L., DARIAC T. MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LLOYD C., SAÏD F. NORMAND M., CANN C., CHKIR N., COGNARD A.L., IMBERTI M.C., LOUMAGNE C., OTTLÉ C., VIDAL A., VIDAL-MADIAR D. PASSERAT DE SILANS A., MONTENY B., LHOMME J.P. PEUGEOT C., CAPPELAERE B., CHEVALLIER P., ESTEVES M., GALLE S., RAJOT J.L., PINHEIRO A., CAUSSADE B. PUECH C.	 211 287 699 319 475 487
MELAYAH A., DRUCKLER L., DARIAC T. MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LLOYD C., SAÏD F. NORMAND M., CANN C., CHKIR N., COGNARD A.L., IMBERTI M.C., LOUMAGNE C., OTTLÉ C., VIDAL A., VIDAL-MADIAR D. PASSERAT DE SILANS A., MONTENY B., LHOMME J.P. PEUGEOT C., CAPPELAERE B., CHEVALLIER P., ESTEVES M., GALLE S., RAJOT J.L., PINHEIRO A., CAUSSADE B. PUECH C. SAÏD F., ATTLÉ J.L., DRUILHET A., DURAND P., LEBEL T.	211 287 699 319 475 487 419
MELAYAH A., DRUCKLER L., DARAC T. MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LLOYD C., SAÏD F. NORMAND M., CANN C., CHKIR N., COGNARD A.L., IMBERTI M.C., LOUMAGNE C., OTTLÉ C., VIDAL A., VIDAL-MADIAR D. PASSERAT DE SILANS A., MONTENY B., LHOMME J.P. PEUGEOT C., CAPPELAERE B., CHEVALLIER P., ESTEVES M., GALLE S., RAJOT J.L., PINHEIRO A., CAUSSADE B. PUECH C. SAÏD F., ATTLÉ J.L., DRUILHET A., DURAND P., LEBEL T. SAUVAGEOT H., RAMOS-BUARQUE S., BOURREL L., BATIONO P., DIOP M.S., TENORIO R.S.,	211 287 699 319 475 487 419 577
MELAYAH A., DRUCKLEK L., DARAC T. MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LLOYD C., SAÏD F. NORMAND M., CANN C., CHKIR N., COGNARD A.L., IMBERTI M.C., LOUMAGNE C., OTTLÉ C., VIDAL A., VIDAL-MADIAR D. PASSERAT DE SILANS A., MONTENY B., LHOMME J.P. PEUGEOT C., CAPPELAERE B., CHEVALLIER P., ESTEVES M., GALLE S., RAJOT J.L., PINHEIRO A., CAUSSADE B. PUECH C. SAÏD F., ATTLÉ J.L., DRUILHET A., DURAND P., LEBEL T. SAUVAGEOT H., RAMOS-BUARQUE S., BOURREL L., BATIONO P., DIOP M.S., TENORIO R.S., SÉGHIÉRI J., GALLE S., RAJOT J.L.	211 287 699 319 475 487 419 577 123
MIELAYAH A., DRUCKLEK L., DARAC T. MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LLOYD C., SAÏD F. NORMAND M., CANN C., CHKIR N., COGNARD A.L., IMBERTI M.C., LOUMAGNE C., OTTLÉ C., VIDAL A., VIDAL-MADJAR D. PASSERAT DE SILANS A., MONTENY B., LHOMME J.P. PEUGEOT C., CAPPELAERE B., CHEVALLIER P., ESTEVES M., GALLE S., RAJOT J.L., PINHEIRO A., CAUSSADE B. PUECH C. SAID F., ATTLÉ J.L., DRUILHET A., DURAND P., LEBEL T. SAUVAGEOT H., RAMOS-BUARQUE S., BOURREL L., BATIONO P., DIOP M.S., TENORIO R.S., SÉGHIÉRI J., GALLE S., RAJOT J.L. SÉGUIS L., BOSCHER C., ALBERGEL J.	211 287 699 319 475 487 419 577 123 671
MELAYAH A., DRUCKLEK L., DARAC T. MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LLOYD C., SAÏD F. NORMAND M., CANN C., CHKIR N., COGNARD A.L., IMBERTI M.C., LOUMAGNE C., OTTLÉ C., VIDAL A., VIDAL-MADJAR D. PASSERAT DE SILANS A., MONTENY B., LHOMME J.P. PEUGEOT C., CAPPELAERE B., CHEVALLIER P., ESTEVES M., GALLE S., RAJOT J.L., PINHEIRO A., CAUSSADE B. PUECEI C. SAID F., ATTLÉ J.L., DRUILHET A., DURAND P., LEBEL T. SAUVAGEOT H., RAMOS-BUARQUE S., BOURREL L., BATIONO P., DIOP M.S., TENORIO R.S., SÉGHIÉRI J., GALLE S., RAJOT J.L. SÉGUIS L., BOSCHER C., ALBERGEL J. SICOT A.M., LAOUALI DUNGAL, MARINI P.	2111 287 699 319 475 487 419 577 123 671 43
 MIELAYAH A., DRUCKLEK L., DARAC T. MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LLOYD C., SAÏD F. NORMAND M., CANN C., CHKIR N., COGNARD A.L., IMBERTI M.C., LOUMAGNE C., OTTLÉ C., VIDAL A., VIDAL-MADJAR D. PASSERAT DE SILANS A., MONTENY B., LHOMME J.P. PEUGEOT C., CAPPELAERE B., CHEVALLIER P., ESTEVES M., GALLE S., RAJOT J.L., PINHEIRO A., CAUSSADE B. PUECH C. SAID F., ATTLÉ J.L., DRUILHET A., DURAND P., LEBEL T. SAUVAGEOT H., RAMOS-BUARQUE S., BOURREL L., BATIONO P., DIOP M.S., TENORIO R.S., SÉGHIÉRI J., GALLE S., RAJOT J.L. SÉGUIS L., BOSCHER C., ALBERGEL J. SICOT A.M., LAOUALI DUNGAL, MARINI P. TAUPIN J.D. 	2111 287 699 319 475 487 419 577 123 671 43 335
 MILAYAH A., DRUCKLEK L., DARAC T. MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LLOYD C., SAÏD F. NORMAND M., CANN C., CHKIR N., COGNARD A.L., IMBERTI M.C., LOUMAGNE C., OTTLÉ C., VIDAL A., VIDAL-MADJAR D. PASSERAT DE SILANS A., MONTENY B., LHOMME J.P. PEUGEOT C., CAPPELAERE B., CHEVALLIER P., ESTEVES M., GALLE S., RAJOT J.L., PINHEIRO A., CAUSSADE B. PUECH C. SAID F., ATTIÉ J.L., DRUILHET A., DURAND P., LEBEL T. SAUVAGEOT H., RAMOS-BUARQUE S., BOURREL L., BATIONO P., DIOP M.S., TENORIO R.S., SÉGHIÉRI J., GALLE S., RAJOT J.L. SÉGUIS L., BOSCHER C., ALBERGEL J. SICOT A.M., LAOUALI DUNGAL, MARINI P. TAUPIN J.D. TOMA A., HUBERT P. 	2111 287 699 319 475 487 419 577 123 671 43 335 373
 MILAYAH A., DRUCKLEK L., DARAC T. MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LLOYD C., SAÏD F. NORMAND M., CANN C., CHKIR N., COGNARD A.L., IMBERTI M.C., LOUMAGNE C., OTTLÉ C., VIDAL A., VIDAL-MADJAR D. PASSERAT DE SILANS A., MONTENY B., LHOMME J.P. PEUGEOT C., CAPPELAERE B., CHEVALLIER P., ESTEVES M., GALLE S., RAJOT J.L., PINHEIRO A., CAUSSADE B. PUECH C. SAID F., ATTIÉ J.L., DRUILHET A., DURAND P., LEBEL T. SAUVAGEOT H., RAMOS-BUARQUE S., BOURREL L., BATIONO P., DIOP M.S., TENORIO R.S., SÉGHIÉRI J., GALLE S., RAJOT J.L. SÉGUIS L., BOSCHER C., ALBERGEL J. SICOT A.M., LAOUALI DUNGAL, MARINI P. TAUPIN J.D. TOMA A., HUBERT P. TROUFLEAU D., BEAUDOIN A., VIDAL A., MORAN M.S., GOODRICH D.C., WASHBURN J. 	211 287 699 319 475 487 419 577 123 671 43 335 373 635
 MILAYAH A., DRUCKLEK L., DARAC T. MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LLOYD C., SAÏD F. NORMAND M., CANN C., CHKIR N., COGNARD A.L., IMBERTI M.C., LOUMAGNE C., OTTLÉ C., VIDAL A., VIDAL-MADIAR D. PASSERAT DE SILANS A., MONTENY B., LHOMME J.P. PEUGEOT C., CAPPELAERE B., CHEVALLIER P., ESTEVES M., GALLE S., RAJOT J.L., PINHEIRO A., CAUSSADE B. PUECH C. SAÏD F., ATTLÉ J.L., DRUILHET A., DURAND P., LEBEL T. SAUVAGEOT H., RAMOS-BUARQUE S., BOURREL L., BATIONO P., DIOP M.S., TENORIO R.S., SÉGHIÉRI J., GALLE S., RAJOT J.L. SÉGUIS L., BOSCHER C., ALBERGEL J. SICOT A.M., LAOUALI DUNGAL, MARINI P. TAUPIN J.D. TOMA A., HUBERT P. TROUFLEAU D., BEAUDOIN A., VIDAL A., MORAN M.S., GOODRICH D.C., WASHBURN J. TUZET A., CASTELL J-F., PERRIER A., ZURFLUH O. 	211 287 699 319 475 487 419 577 123 671 43 335 373 635 175
 MILAYAH A., DRUCKLEK L., DARAC T. MONTENY B.A, LHOMME J.P., CHEHBOUNI A., AMADOU M., TROUFLEAU D., BRUNEL J.P., BESSEMOULIN P., SICOT M., GALLE S., LLOYD C., SAÏD F. NORMAND M., CANN C., CHKIR N., COGNARD A.L., IMBERTI M.C., LOUMAGNE C., OTTLÉ C., VIDAL A., VIDAL-MADIAR D. PASSERAT DE SILANS A., MONTENY B., LHOMME J.P. PEUGEOT C., CAPPELAERE B., CHEVALLIER P., ESTEVES M., GALLE S., RAJOT J.L., PINHEIRO A., CAUSSADE B. PUECH C. SAÏD F., ATTLÉ J.L., DRUILHET A., DURAND P., LEBEL T. SAUVAGEOT H., RAMOS-BUARQUE S., BOURREL L., BATIONO P., DIOP M.S., TENORIO R.S., SÉGHIÉRI J., GALLE S., RAJOT J.L. SÉGUIS L., BOSCHER C., ALBERGEL J. SICOT A.M., LAOUALI DUNGAL, MARINI P. TAUPIN J.D. TOMA A., HUBERT P. TROUFLEAU D., BEAUDOIN A., VIDAL A., MORAN M.S., GOODRICH D.C., WASHBURN J. VIZET A., CASTELL J-F., PERRIER A., ZURFLUH O. VANDERVAERE J.P. 	211 287 699 319 475 487 419 577 123 671 43 335 373 635 175 241

Ļ. 4X^e journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994

Table des matières

Introduction

Intéractions surface continentale / atmosphère : l'expérience Hapex-Sahel
Approche parcellaire - Études des fonctionnements
Stratégies d'échantillonnage et estimation de l'évapotranspiration réelle par la méthode du bilan hydrique au sol
L'évaporation pendant la saison humide au sein d'un sol sableux de la région de Niamey (Niger)
La variabilité de l'humidité du sol en milieu sahélo-soudanien et son contrôle à l'échelle micro-météorologique (300 m x 300 m) 43 A.M. Sicot, Laouali Dungal, P. Marini
Caractérisation hydrodynamique in situ de sols encroutés
Modélisation de la conductance stomatique de couverts végétaux sahéliens - site central-ouest, Hapex-Sahel 1992
Variabilité spatio-temporelle des états de surface en zones sahélienne et soudanienne (Burkina Faso) : effets sur le ruissellement
Cartographie des unités d'occupation des terres du super site central est (Banizoumbou) du programme Hapex-Sahel 105 M. LOIREAU, J.M. D'HERBÈS
La brousse tigrée dans le Sahel nigérien : étude de la cofluctuation du stock hydrique et de la végétation annuelle
Estimation de l'évapotranspiration d'une culture de mil à l'aide d'un modèle de couvert épars

Variabilité des flux de surface lors de transitions sec/irrigué 163 B. Itier, Y. Brunet, J.P. Lagouarde, J. McAneney, D. Flura
Caractérisation et modélisation des échanges de masse et d'énergie au niveau des couverts épars
Détermination de l'origine de l'eau utilisée par la végétation en environnement semi-aride : modèles et validation
Modélisation du transport des isotopes stables de l'eau (180 et D) dans le cas d'un sol nu en conditions naturelles
Un exemple de fonctionnement hydrologique dans la région de Niamey : le bassin de Sama Dey
Modélisation hydrologique sur le Super site central est d'Hapex-Sahel. Première étape : des parcelles expérimentales aux micro-bassins versants 241 C. Peugeot, B. Cappelaere, P. Chevallier, M. Esteves, S. Galle, J.L. Rajot, J.P. Vandervaere
Modélisation locale des transferts de masse et de chaleur sur un site de savane à gueira d'Hapex-Sahel
Approche intégrée - Changements d'échelle
Modélisation des échanges de surface dans les modèles météorologiques 275 JF. Mahfouf, J. Noilhan
Les interactions surface continentale-atmosphère en milieu sahélien. Passage de l'échelle stationnelle à l'échelle régionale
Modélisation des interactions surface/atmosphère en zone
X. LE ROUX, A. TUZET, O. ZURFLUH, J. GIGNOUX, A. PERRIER, B.A. MONTENY
Tentative de spatialisation des paramètres d'un modèle S.V.A.T. Application au bassin de Banizoumbou - Niger

ŗ.

k

760

X^{ϵ} journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994 76	61
Utilisation des méthodes isotopiques dans l'étude de différentes parties du cycle de l'eau dans le cadre d'Hapex-Sahel	35
La pluie au Sahel : une variable rebelle à la régionalisation	53
Estimation de la pluie par simulation conditionnelle utilisant des mesures provenant de différents instruments de mesure	173
Une méthode de caractérisation des fluctuations pluviométriques interannuelles du Sahel - l'exemple du Burkina-Faso	183
Variabilité spatiale des mesures météorologiques de surface pendant la période d'observations intensives d'Hapex-Sahel	101
Variabilité des flux turbulents de surface mesurés par avion au cours de deux journées caractéristiques durant Hapex-Sahel	19
Quantification de la réduction significative des écoulements disponibles vers l'aval (effet Reseda)	139
Variabilité spatio-temporelle de l'impact de l'infiltration sur la nappe phréatique du Continental Terminal (Hapex-Sahel, Niger) 4 C. Leduc, A. Karbo	149
Cartographie d'unités hydrologiques homogènes et modélisation hydrologique, exemple de l'expérience Hapex-Sahel	163
Sur des modifications apportées au modèle Cequeau. Réflexions sur la variabilité spatiale	175
Du mètre carré au bassin versant : la difficulté du passage d'échelle 4 C. Puech	187
Apports de la télédétection	

Estimation de l'humidité du sol par radiométrie micro-onde ; application à	
l'estimation de l'évapotranspiration	507
A. CHANZY, T. SCHMUGGE, C. FOREST	

Validation d'estimations de précipitation par satellite avec le réseau dense d'Epsat-Niger
Y. Arnaud, J.D. Taupin, H. Laurent
Variabilité des systèmes nuageux convectifs observés par le satellite GMS sur le Pacifique Ouest
Résultats préliminaires de la campagne Epsat-Niger pour la calibration d'un radar bande C
Méthode combinée IR/micro-onde pour la détermination par télédétection des pluies tropicales. Application à l'Afrique et à des régions océaniques
L'estimation des précipitations par radar et infrarouge satellitaire à partir d'intégrales d'aires
Flux de chaleur sensible et température radiométrique sur végétation éparse : un modèle pour le paramètre kB-1
Modélisation du fonctionnement et observation satellitaire de la végétation herbacée sahélienne
Vegetation cover study over arid and semi-arid areas : use of ERS1 wind scatterometer
Importance des corrections radiométriques dues au relief pour les données SAR du satellite ERS-1 : applications à l'hydrologie
Contribution du SAR de ERS1 À l'analyse hydrologique en milieu tropical humide : résultats du programme ppF12 en Guyane
Discrimination de différentes couvertures végétales par radiométrie de terrain en savane soudano-sahélienne

Ę.

ī

762

Utilisation d'une série temporelle de données-satellite NOAA-AVHRR pour	
le suivi hydrologique des grands fleuves en Afrique de l'Ouest	685
S. Geffard	

M. Normand, C. Cann, N. Chkir, A.L. Cognard, M.C. Imberti, C. Loumagne, C. Ottlé, A. Vidal, D. Vidal-Madjar

A. CHEHBOUNI, E.G. NJOKU, D. LO SEEN, F. CABOT, Y.H. KERR, B.A MONTENY, J.P. LHOMME

Prospective

Prospective en télédétection et physique atmosphérique M. DESBOIS	729
LISTE DES PARTICIPANTS	751
LISTE DES INTERVENANTS	757
TABLE DES MATIÈRES	759

ORSTOM Éditions Saint-Paul France S.A., 55000 Bar le Duc Dépôt légal : septembre 1996 N° 9-96-1170

Photos de couverture : À gauche, mesure de densité de surface du sol sur champ de mil Cliché : Sylvie GALLE Au centre, mesure de flux sur strate herbacée Cliché : Michel HÆPFFNER À droite, échelles limnimétriques et passeielle de jaugeage sur jachère à guiéra Cliché : Michel HÆPFFNER

ORSTOM Éditions 213, rue La Fayette F-75480 Paris Cedex 10 Diffusion 32, avenue Henri Varagnat F-93143 Bondy Cedex ISSN : 0767-2896 ISBN : 2-7099-1307-0 Ì