

Variabilité spatiale des pluies au Sahel: une question d'échelles

1. Approche expérimentale

J. D. TAUPIN, A. AMANI & T. LEBEL

LTHE-ORSTOM, Domaine Universitaire, BP 53, F-38041 Grenoble Cedex 9, France

e-mail: jean-denis.taupin@hmg715.inpg.fr

Résumé De nombreuses études ont montré que la variabilité pluviométrique au Sahel est très forte. Dans cette région, le réseau de mesures de la pluie est en général trop lâche par rapport à la variabilité spatiale des pluies (de l'ordre de 1 à 5 postes pour 10 000 km² en Afrique sahélienne) et l'extrapolation spatiale des valeurs ponctuelles risquent ainsi d'être fortement entachée d'erreur. Outre une meilleure connaissance des systèmes pluviogéniques sahéliens, l'expérience EPSAT-Niger (suivi entre 1990 et 1996 d'un réseau de 100 pluviographes sur une zone de 16 000 km² dans la région de Niamey) a permis de mieux visualiser cette variabilité pluviométrique et cela à différentes échelles de temps (de la saison à la décade) et d'espace (de 100 km² à 10 000 km²). Le réseau EPSAT-Niger, grâce à sa forte densité a aussi permis d'approcher la notion de "vérité sol", quand il s'agit de calculer une valeur moyenne de pluie sur une surface donnée. On donne dans ce premier article une idée des erreurs qui peuvent être commises quand on utilise des réseaux de densité variable pour estimer la pluie moyenne sur des pas de temps allant de la décade à la saison.

INTRODUCTION

La zone soudano-sahélienne enregistre depuis plusieurs décennies un déficit pluviométrique annuel important qui rend aléatoire le rendement des cultures, provoquant ainsi des déficits alimentaires importants. Sur le plan climatologique, le climat sahélien est caractérisé par le gradient positif nord-sud des isohyètes annuels, dont la valeur moyenne est de 1 mm km⁻¹ environ. La distribution des pluies au Sahel (entre avril et octobre) est liée à la remontée vers le nord du front intertropical (FIT) et leur nature est principalement d'origine convective. Ces pluies convectives sont marquées par une variabilité spatiale très importante, ce qui rend très difficile une bonne estimation des cumuls pluviométriques du fait de la très faible densité du réseau de mesure dans cette région (en général entre 1 à 5 postes pour 10 000 km²). Pour répondre à ce problème d'estimation, il était donc nécessaire, de mettre en place un réseau très dense de pluviographes permettant ainsi des calculs de pluies moyennes fiables de référence pour des surfaces allant de 100 à 10 000 km². On peut alors, dans le contexte général de la géostatistique (Delhomme, 1978), estimer les erreurs d'estimation correspondant à différentes surfaces et réseaux, soit par une procédure expérimentale comme ici, soit par modélisation comme dans l'article suivant de Lebel *et al.* (1998).

SITUATION DE L'ETUDE

L'expérience EPSAT-Niger (Estimation des Précipitations par SATellite au Niger) a vu le jour vers la fin des années 1980, dans la région de Niamey, Niger (Lebel *et al.*, 1992; Lebel *et al.*, 1997). Le dispositif comprend un réseau dense de pluviographes qui occupe une zone de 16 000 km² environ comprenant une zone de référence de 12 000 km² (le degré carré proprement dit, 13°–14°N et 2°–3°E) et une zone d'extension à l'ouest d'environ 4000 km². Le réseau a la forme d'une grille à peu près régulière avec une maille de base qui a évolué au cours des années en fonction des besoins, de 1 appareil pour 156 km² (1990–1992) à 1 appareil pour 400 km² (1993–1996). Par ailleurs, une cible de 20 × 20 km², qui a été maintenue jusqu'en 1994 pour les études de petites échelles, (site central) a été équipée d'une quinzaine de postes où l'interdistance entre les stations décroît jusqu'à 1 km (densité moyenne du réseau égale à 1 appareil pour 9 km²).

RESULTATS ET DISCUSSION

Echelle interannuelle et saisonnière

Les données de pluies (1950–1996) sur l'ensemble du Niger peuvent être séparées en deux périodes bien distinctes, l'une humide jusqu'à la fin des années 60, l'autre sèche qui semble actuellement perdurer. Ceci se traduit à l'échelle du Niger, si l'on compare les deux périodes, par un déplacement des isohyètes vers le sud (Fig. 1), avec une perte de pluviométrie annuelle dans le nord d'environ 100 mm et dans le sud de près de 200 mm dans certains endroits. On peut constater, par contre, que la linéarité de la structure spatiale des isohyètes semble conserver avec un gradient climatologique de 1 mm km⁻¹ environ (Lebel *et al.*, 1992). L'établissement de cartes

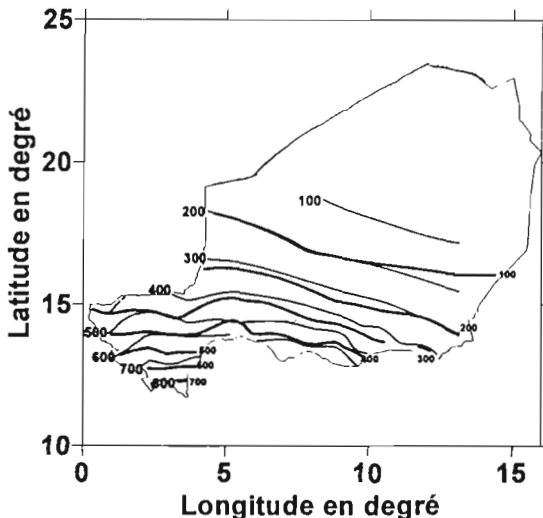


Fig. 1 Carte des isohyètes inter-annuelle sur le Niger: trait simple, période 1950–1967; trait gras, période 1968–1994.

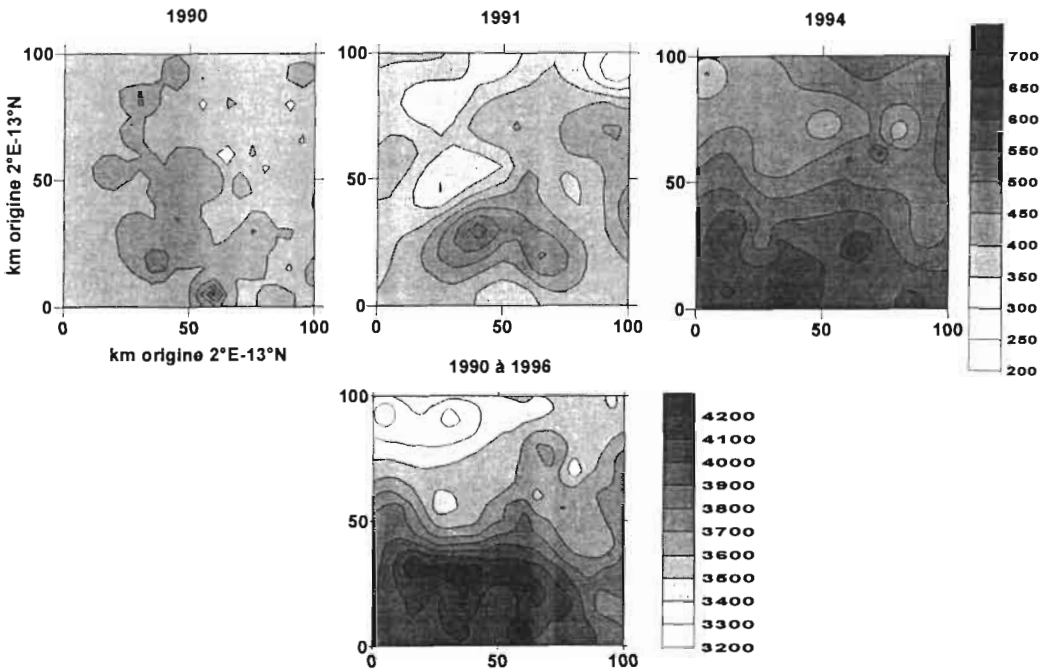


Fig. 2 Champs pluvieux saisonniers 1990 (sèche), 1991 (normale), 1994 (humide) et cumul des champs 1990 à 1996 obtenu par krigeage sur le degré carré.

isohyètes saisonnières sur le Niger conduit aux mêmes conclusions. Par contre, quand on effectue un zoom sur une zone plus petite, mais qui reste quand même régionale (degré carré), on ne retrouve ni la structure des isohyètes, ni le sens du gradient, qui quelques fois est même inversé, ni l'intensité des pentes de ces gradients, la valeur maximale de la pluie étant toujours près du double de la valeur minimale quel que soit l'année considérée (Taupin & Robin, 1997; Fig. 2). En cumulant les données des différentes saisons, on arrive à retrouver un schéma de gradient globalement nord-sud, mais la pente reste largement supérieure à celle que l'on trouve à l'échelle du Niger.

Les variogrammes des sept champs saisonniers du degré carré sont décrits par une fonction sphérique ou exponentielle dont la portée se situe entre 10 et 35 km (Fig. 3(a)). Pour des distances supérieures à 60-70 km, on retrouve, assez fréquemment sur le variogramme saisonnier un second palier (structure gigogne ou emboîtée) qui indique la présence d'une deuxième structure d'échelle régionale liée au gradient climatologique N-S. La comparaison du variogramme issu des données brutes et du variogramme des résidus à la dérive climatologique permet effectivement de la mettre en évidence, le variogramme des résidus apparaissant alors parfaitement borné avec une portée unique qui reste pratiquement identique à celle du variogramme brut (Fig. 3(b)). On peut donc penser qu'à l'échelle régionale, le gradient climatologique est prédominant, entraînant une uniformité de la structure du champ pluvieux d'une année sur l'autre, alors qu'aux échelles inférieures ce sont les particularités locales qui vont déterminer la structure du champ. Ces dernières vont être liées d'une part au nombre d'événements spatiaux de grande taille qui vont toucher le degré carré (fonction de la qualité de la saison des pluies) et d'autre part

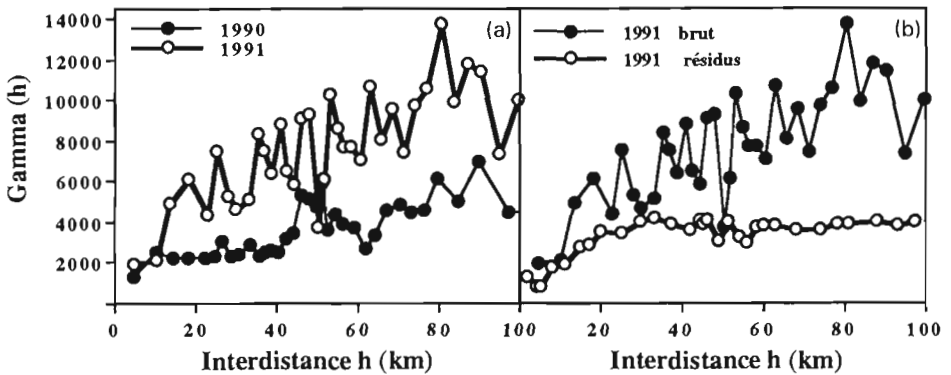


Fig. 3 (a) Variogrammes des données brutes pour les saisons 1990 et 1991. (b) Variogrammes des données brutes et des résidus à la dérive climatologique pour 1991.

au nombre d'événements totaux enregistrés à chaque station. Ces deux critères variant fortement d'une saison à l'autre, la structure du champ est ainsi fortement irrégulière (Lebel *et al.*, 1997).

Cette forte variabilité spatiale du signal pluie saisonnier entraîne une difficulté à interpoler des données ponctuelles. Plusieurs études préliminaires portant sur la densité et la disposition du réseau (Taupin *et al.*, 1993; Lebel *et al.*, 1996) ont montré que la disposition régulière du réseau même peu dense conservait la structure du champ, même si, localement on pouvait enregistrer des différences importantes (10 stations suffisent pour estimer correctement la pluie saisonnière sur le degré carré), tandis que l'irrégularité du réseau, entraîne une forte altération de la structure du champ pluvieux. Au Sahel, ce nombre de 10 stations par degré carré est loin d'être atteint et il était par conséquent intéressant de proposer des abaques d'erreurs d'estimations pour les densités de postes réellement observées au Sahel. On a donc estimé la pluie sur deux surfaces, (12 000 et 100 km²), en dégradant un réseau de 12 stations issues du réseau EPSAT (toutes les combinaisons de stations ont été prises en compte soit 4095 réseaux) et ce pour les deux années les plus extrêmes de notre série, 1993 l'année la plus sèche et 1994 l'année la plus humide.

Pour établir ces abaques on a utilisé les écart-types d'estimation (ECTE) du krigeage qui minimise la variance de l'estimation. Pour homogénéiser les résultats, on a calculé l'erreur standardisée d'estimation (ESE), qui représente l'ECTE divisée par l'estimation de la moyenne.

En 1993, pour 106 stations, la moyenne krigée (M_k) sur le degré carré donne 463.0 mm (ECTE = 10.2 mm) et pour 12 stations 457.5 mm (ECTE = 17.7 mm). Pour la zone de 100 km², M_k = 466.2 mm (ECTE = 11.6 mm). En 1994, pour 47 stations, M_k = 663.0 mm (ECTE = 9.1 mm) et pour 12 stations 704.7 mm (ECTE = 15.3 mm). Pour la zone de 100 km², M_k = 626.8 mm (ECTE = 9.6 mm). Le calcul de l'erreur standardisée d'estimation (ESE) en 1993 (Fig. 4(a)) montre certaines évidences, l'ESE est d'autant plus grande que le nombre de stations diminue. De même, pour un nombre identique de stations, plus la surface est petite, plus l'ESE diminue. Pour la surface de 12 000 km², l'erreur maximale calculée peut être importante (cas de réseaux fortement irréguliers), mais elle reste inférieure à

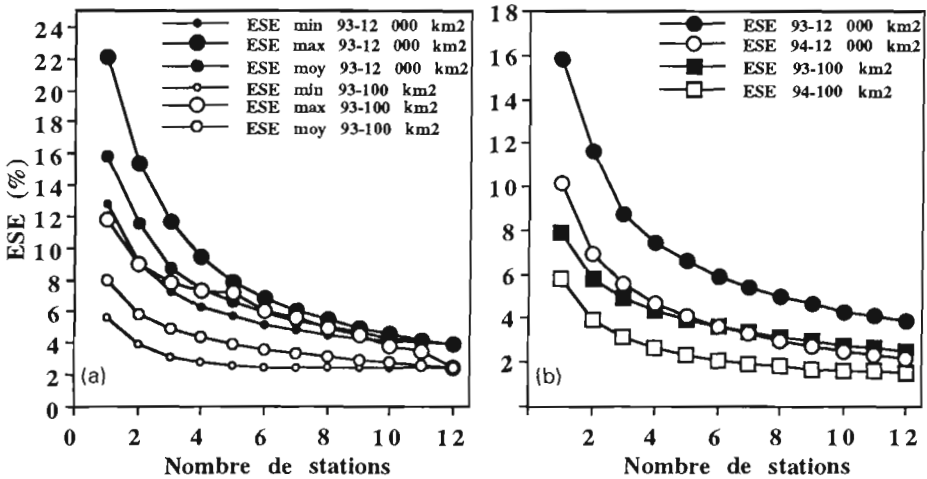


Fig. 4 (a) Erreur d'estimation standardisée (min, max et moy) à l'échelle de la saison en fonction du nombre de stations pour une surface de 12 000 km² et de 100 km² (saison 1993). (b) Erreur d'estimation standardisée moyenne à l'échelle de la saison en fonction du nombre de stations pour une surface de 12 000 km² et de 100 km² (saison 1993 et 1994).

20% quelle que soit la distribution spatiale du réseau dégradé comportant au-moins deux stations (pour 1994, elle reste inférieure à 10%). Les courbes de l'ESE moyenne pour 1993 et 1994, en fonction du nombre de stations, sont toutes de type exponentiel et sont pratiquement parallèles entre elles avec un écart faible (Fig. 4(b)). Les courbes étant exponentielles, l'ESE commence à varier fortement pour les réseaux inférieurs à 5 stations. Les courbes de la saison 1994 montrent des ESE plus faibles qu'en 1993. Si l'on considère que 1993 et 1994 sont deux saisons extrêmes en terme de cumul pluviométrique et de structure de champ (lissage plus important en 1994), ces courbes peuvent être considérées comme des courbes enveloppes de l'erreur d'estimation potentielle en fonction du nombre de stations quelle que soit la saison des pluies considérée et peuvent ainsi servir d'abaques. Ainsi, pour la petite surface de 100 km², trois stations réparties régulièrement semblent suffisant pour estimer correctement la moyenne pluviométrique avec une ESE inférieure à 5%. Pour la surface de 12 000 km², le nombre est de cinq ou six stations avec une ESE inférieure à 7%.

Echelle mensuelle

A cette échelle de temps, la structure des champs pluviométriques est directement liée au type d'averse, système convectif local ou de mésoéchelle (SCM). Pour une année normale, la plupart des précipitations en juillet et août sont dues à de grands systèmes qui arrosent presque toute la zone du degré carré tendant ainsi à une homogénéisation des données (coefficient de variation de l'ordre de 0.2 pour le mois d'août). Pour les mois de début et de fin de saison des pluies, d'une part les hauteurs de pluie sont faibles et d'autre part le nombre de stations non touchées par la pluie peut-être important les systèmes pluvieux locaux prédominant, d'où une structure des

champs pluvieux très chaotique. Ces éléments vont évidemment jouer un rôle dans l'importance de l'incertitude sur la moyenne surfacique. Les courbes de l'ESE moyenne sont exponentielles comme pour les données saisonnières (Figs 5(a) et (b)) mais la gamme de l'erreur d'estimation est plus élevée. On peut distinguer deux groupes de courbes:

- le premier concerne les mois de début et de fin de saison des pluies (mai et octobre principalement) avec des valeurs d'ESE les plus élevées (entre 20 et 40% pour le réseau de 12 et pour la surface de 12 000 km², entre 15 et 25% pour le réseau de 12 et pour la surface de 100 km²). Au moins six stations semblent nécessaires pour stabiliser l'erreur d'estimation.
- le second représente les autres mois, il est groupé avec de faibles valeurs d'ESE (entre 3% et 12% pour le réseau de 12 et la surface de 12 000 km², entre 2% et 8% pour le réseau de 12 et la surface de 100 km²). Pour ce groupe trois ou

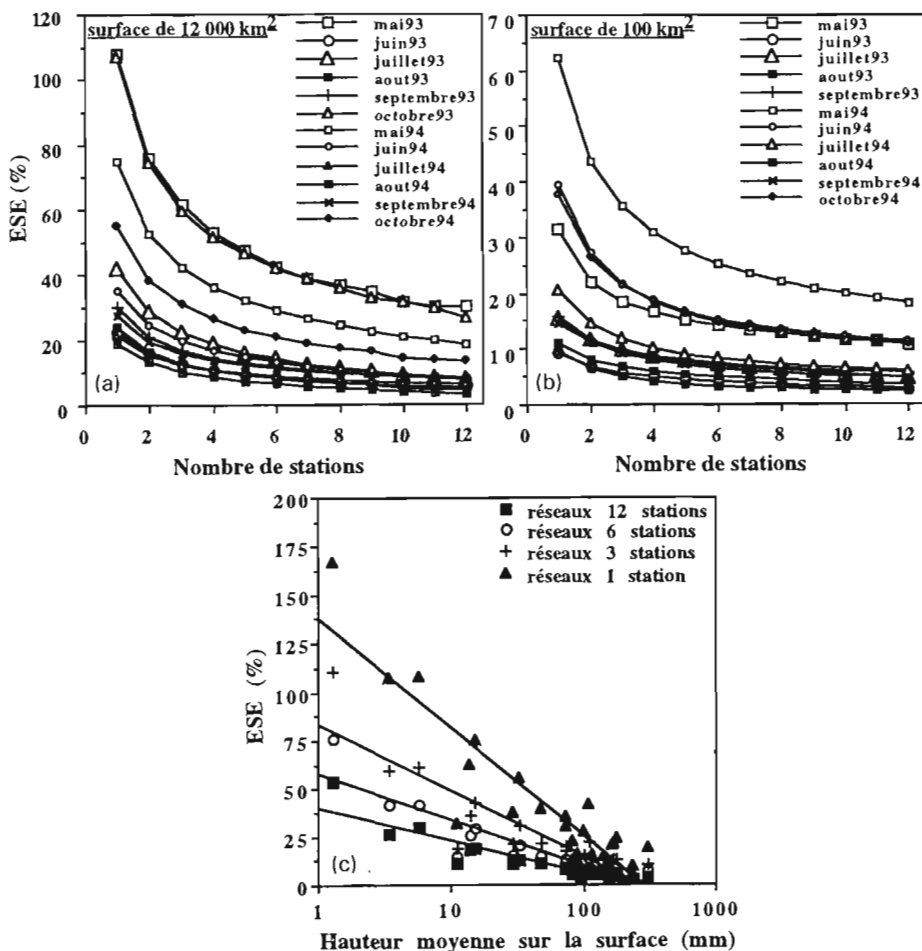


Fig. 5 (a) Erreur d'estimation standardisée moyenne à l'échelle du mois (saison 1993 et 1994) en fonction du nombre de stations pour une surface de 12 000 km². (b) Pour une surface de 100 km². (c) Relation entre l'Erreur d'Estimation Standardisée moyenne et la moyenne surfacique mensuelle pour la saison 1993 et 1994.

quatre stations bien réparties sont nécessaires pour tendre vers la stabilisation de l'ESE et pour avoir une estimation de la moyenne inférieure à 20%.

L'utilisation de telles courbes comme abaques est un peu lourde car l'erreur d'estimation dépend du mois, de sa variabilité pluviométrique d'une année sur l'autre et de la surface considérée. On peut, par contre, essayer de regrouper ces différents critères. Si l'on compare la hauteur moyenne des pluies (moyenne arithmétique ou krigée) sur les deux surfaces et pour les deux années, en fonction de l'ESE, et cela pour chaque type de réseau, on obtient des courbes logarithmiques dont le coefficient de détermination r^2 est très correct, supérieur à 0.8 (Fig. 5(c)). Ces courbes apparaissent ainsi d'un intérêt plus pratique pour déterminer directement à l'échelle mensuelle une erreur d'estimation moyenne en fonction du nombre de postes dont on dispose et de la hauteur moyenne pluviométrique recueillie sur ces différents postes.

Echelle décadaire

L'échelle décadaire est une échelle de référence pour les agronomes en matière de suivi des cultures. Ce pas de temps est aussi souvent utilisé pour la calibration des données satellitaires (e.g. Arnaud *et al.*, 1996; Taupin & Bonaf, 1996). Les courbes moyennes de l'ESE montrent un comportement identique à celui des courbes mensuelles (Fig. 6), avec une gamme de valeurs de l'ESE plus élevée (entre 8% et 70% pour le réseau de 12 et la surface de 12 000 km², entre 2% et 15% pour le réseau de 12 et la surface de 100 km²). Les courbes d'ESE les plus élevées correspondent à celles du début ou de fin de saison, mais on peut y trouver des décades de milieu de saison, entre autre certaines décades du mois de juillet, qui correspondent à des périodes de sécheresse intra-saisonnière d'une dizaine de jours. Pour les décades où l'ESE est la plus faible, trois stations peuvent suffire pour une interpolation correcte du champ spatial. Pour les décades où l'ESE est forte, six à

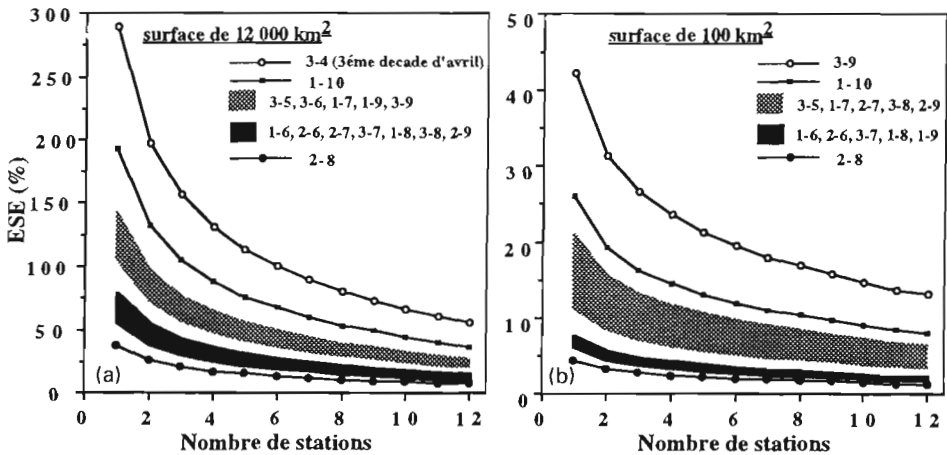


Fig. 6 Erreur d'estimation standardisée moyenne à l'échelle de la décade, pour la saison 1993, en fonction du nombre de stations pour une surface de (a) 12 000 km² et de (b) 100 km². Pour des commodités de représentation, les zones grises et noires correspondent à deux ensembles de courbes.

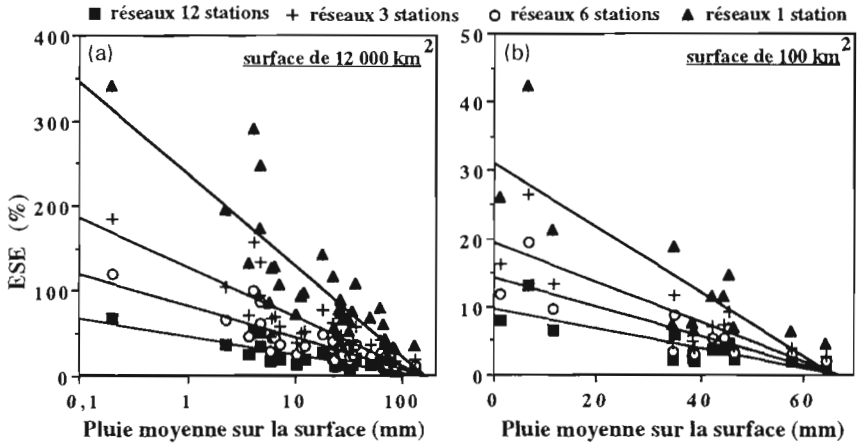


Fig. 7 Relation entre l'erreur d'estimation standardisée moyenne et la moyenne surfacique décadaire pour la saison 1993 et 1994. (a) Surface de 12 000 km². (b) Surface de 100 km².

huit stations sont nécessaires. Comme pour les données mensuelles, on observe une bonne corrélation logarithmique entre la hauteur moyenne de pluie et l'ESE. En différenciant nos deux surfaces de calcul (Fig. 7), le coefficient de détermination est supérieur à 0.75 pour la surface de 12 000 km², et supérieur à 0.6 pour la surface de 100 km².

CONCLUSION

En zone sahélienne, la structure au sol des pluies saisonnières va dépendre de la taille de la surface d'analyse. La climatologie régionale induit un gradient pluviométrique nord-sud qui apparaît prépondérant pour l'étude de très grandes surfaces (plusieurs dizaines de milliers de km²), se traduisant par un lissage des isohyètes et par une structure linéaire. Par contre, pour des surfaces inférieures au degré carré, les caractéristiques pluviométriques locales vont prédominer donnant des structures de champ pluvieux très irrégulières liées au nombre d'événements de mésoéchelle et au total des événements à chaque station. Il est donc à priori difficile de définir spatialement une "vérité sol" correcte (estimation surfacique suffisamment bonne pour servir de référence) en raison de cette forte variabilité et de la faible densité de postes pluviométriques des réseaux usuellement disponibles. Le réseau dense d'EPSAT-Niger a permis de mieux appréhender cette "vérité sol" en la reliant à une erreur d'estimation, fonction du nombre de stations, de la taille de la surface et du temps. Ces résultats montrent que six stations réparties régulièrement permettent d'estimer la moyenne spatiale de la pluie sur un degré carré avec une incertitude de moins de 10% à l'échelle de la saison et qu'un réseau de huit stations conduit à une incertitude de moins de 20% dans la plupart des cas à l'échelle mensuelle. Pour la décade, 10 stations apparaissent nécessaires pour que les décades pluvieuses soient estimées avec moins de 20% d'erreur, mais les erreurs peuvent dépasser 60% pour les décades sèches. La disposition de huit à 10 stations par degré carré sur

l'ensemble du Sahel permettrait donc dans l'immédiat un meilleur suivi des cultures sans coût excessif.

Dans l'article qui suit (Lebel *et al.*, 1998) on va montrer comment une approche simple de modélisation permet de rendre compte de la liaison constatée ici entre précision de l'estimation et hauteur de pluie.

REFERENCES

- Arnaud, Y., Taupin, J. D. & Laurent, H. (1996) Validation d'estimations de précipitation par satellite avec le réseau dense d'EPSAT-NIGER. In: *Xèmes Journées Hydrologiques de l'ORSTOM* (Montpellier, septembre 1994) (ed. par M. Hoepffner, T. Lebel & B. A. Monteny), 521-532. Collection Colloques et Séminaires, ORSTOM.
- Delhomme, J. P. (1978) Application de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau. *Bull. BRGM III* 4, 341-375.
- Lebel, T., Sauvageot, H., Hoepffner, M., Desbois, M., Guillot, B. & Hubert, P. (1992) Rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT-Niger. *Hydrol. Sci. J.* 37(3), 201-215.
- Lebel, T., Amani, A. & Taupin, J. D. (1996) La pluie au Sahel: Une variable rebelle à la régionalisation. In: *Actes de l'Atelier: Problèmes de validation des méthodes d'estimation des précipitations par satellite en Afrique intertropicale* (Niamey, 1-3 décembre 1994) (ed. by B. Guillot), 103-119. Collection Colloques et Séminaires, ORSTOM.
- Lebel, T., Taupin, J. D. & D'Amato, N. (1997) Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel. 1: General rainfall conditions and climatology. *J. Hydrol.* 188-189, 74-96.
- Lebel, T., Amani, A. & Taupin, J. D. (1998) Variabilité spatiale des pluies au Sahel: une question d'échelles. 2: Modélisation. In: *Water Resources Variability in Africa during the XXth Century* (ed. by E. Servat, D. Hughes, J.-M. Fritsch & M. Hulme) (Proc. Abidjan'98 Conf., November 1998). IAHS Publ. no. 252, this volume.
- 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*, (ed. by H.-J. Bolle, R. A. Feddes & J. Kalma) (Proc. Yokohama. Symp., July 1993), 593-602. IAHS Publ. no. 212.
- Taupin, J. D. & Bonafant, E. (1996) Erreur d'estimation de la pluie à l'échelle décadaire sur des surfaces de 25 à 10 000 km² en fonction de la densité du réseau sol en milieu sahélien: implication dans l'intercomparaison données sol-données satellitaires. In: *Actes de l'Atelier: Problèmes de validation des méthodes d'estimation des précipitations par satellite en Afrique intertropicale* (Niamey, 1-3 décembre 1994) (ed. par B. Guillot), 45-62. Collection Colloques et Séminaires, ORSTOM.
- Taupin, J. D. & Robin, J. (1997) EPSAT-NIGER suivi à long terme, Rapport de campagne 1996. ORSTOM-DMN.

Variabilité spatiale des pluies au Sahel: une question d'échelles

2. Modélisation

T. LEBEL, A. AMANI & J. D. TAUPIN

LTHE-ORSTOM, Domaine Universitaire, BP 53, F-38041 Grenoble Cedex 9, France

e-mail: lebel@lthe712b.hmg.inpg.fr

Résumé On propose une modélisation de la variabilité spatiale des champs de pluie événementielle au Sahel. Cette modélisation sert de base au calcul d'abaques d'incertitude à caractère général. Elle est ensuite utilisée pour analyser les champs de pluie multi-événementiels (cumuls de plusieurs événements) et rendre compte des observations de l'article de Taupin *et al.* (1998).

INTRODUCTION

Dans l'article qui précède, Taupin *et al.* (1998) décrivent la forte variabilité spatiale qui affecte la pluviométrie sahélienne aux échelles décadaire, mensuelle et saisonnière. Ils montrent aussi que la structure des champs de pluie annuelle diffère nettement de celle du champ de pluie interannuel. Nous allons essayer ici de rendre compte de ce comportement en montrant comment la structure des champs pluviométriques "*N*-événementiels" peut se déduire de celle des champs événementiels. Le champ événementiel est celui du cumul pluviométrique produit par un Système Convectif de Mésos-échelle (SCM). Le champ *N*-événementiel est celui du cumul produit par *N* SCM. Les SCM produisent environ 90% de la pluie annuelle au Sahel, et Le Barbé & Lebel (1997) ont montré que l'essentiel de la fluctuation pluviométrique sur cette région s'expliquait par le nombre de systèmes (ou événements) observés sur la période considérée. L'événement pluvieux est donc la base du régime pluviométrique et on va partir de cette entité pour caractériser le fondement de la variabilité des pluies sur différentes périodes de cumul. L'avantage qu'il y a à considérer les champs *N*-événementiels est de faire abstraction des unités de temps un peu arbitraires, au regard de la pluviométrie d'une année donnée, que sont les décades et les mois, même si ces périodes conventionnelles doivent continuer à être utilisées pour des raisons pratiques évidentes.

L'ECHELLE EVENEMENTIELLE

L'analyse des 258 SCM enregistrés par le réseau EPSAT-Niger sur la période 1990-1995, montre que la variabilité spatiale événementielle peut être modélisée par le variogramme isotrope emboîté suivant, où h est la distance euclidienne exprimée en km et γ la variogramme en mm^2 :

$$\gamma(h) = 100 \left[1.5 \left(\frac{h}{25} \right) - 0.5 \left(\frac{h}{25} \right)^3 \right] + 70 \left[1.5 \left(\frac{h}{95} \right) - 0.5 \left(\frac{h}{95} \right)^3 \right] + 80 \left(1 - \exp \left(- \frac{h}{300} \right) \right)$$

pour $h \geq 0$, et

$$\gamma(h) = m_{H^2} = 250 \text{ mm}^2 \quad \text{pour } h > 300 \text{ km} \quad (1)$$

Ce variogramme est représenté en Fig. 1(a), superposé à un modèle simplifié exponentiel qui rend bien compte de la variabilité pour les distances inférieures à 40 km. C'est pourquoi ce modèle simplifié a été utilisé dans plusieurs études antérieures (e.g. Lebel *et al.*, 1995; Lebel & Le Barbé, 1997). Il faut noter par ailleurs que Guillot & Lebel (1998) ont identifié une certaine anisotropie des champs pluvieux événementiels, qui sera rediscutée en section suivante. L'utilisation du variogramme (1) conduit au calcul des abaques de la Fig. 1(b) qui donnent l'incertitude relative d'estimation de la pluie moyenne événementielle sur des surfaces carrées dont le côté varie de 10 à 100 km pour deux configurations de réseau (on se reportera à Lebel *et al.*, 1995 pour d'autres configurations). Cette incertitude varie de 100% pour le cas le plus défavorable (une station sur 100 × 100 km² pour un cumul de 1 mm) à 5% pour le cas le plus favorable (huit stations sur 10 × 10 km² pour un cumul de 100 mm). Lebel & Amani (1998) ont comparé ces résultats à ceux de Huff (1970) qui ont longtemps fait référence et qui concernent les plaines du Middle West américain. Il en ressort que, comparées aux erreurs calculées par Huff, les erreurs affectant l'estimation du cumul événementiel sur une surface de 100 à 10 000 km² au Sahel est: (a) généralement plus forte; (b) décroît moins vite avec l'augmentation du nombre de postes utilisés sur une surface donnée. Pour 10 postes répartis sur 1000 km², Huff donne 3 mm d'incertitude pour une pluie de 100 mm, alors que nous l'estimons à 10 mm sur le Sahel. Pour une pluie de 10 mm le rapport des deux erreurs est ramené à 60% (0.7 mm pour le Middle West, 1.2 mm pour le Sahel).

L'ECHELLE MULTI-EVENEMENTIELLE

Lebel & Le Barbé (1997) ont montré par le calcul que le variogramme d'un champ N -événementiel pouvait se déduire du variogramme d'un champ événementiel par la formule suivante:

$$\gamma(Z_1, Z_2) = \gamma_{Ne} = N_{12} \cdot \gamma_e + m_H^2 (N_1 + N_2) / 2 - N_{12} + \gamma_N \quad (2)$$

avec:

γ_{Ne} , variogramme N -événementiel et m_H^2 : variance du processus événementiel,

γ_e , variogramme événementiel (donné dans notre cas par l'expression 1),

γ_N , variogramme du nombre d'événements,

Z_1 et Z_2 , deux points de l'espace euclidien à deux dimensions

N_1 et N_2 , nombre d'événements ayant touché respectivement Z_1 et Z_2 , sur la période considérée,

N_{12} , nombre d'événements ayant touché simultanément Z_1 et Z_2 ($N_{12} = \min \{N_1, N_2\}$).

Comme mentionné ci-dessus, le variogramme événementiel présente une

anisotropie, faible pour les deux structures à 25 et 95 km caractérisant respectivement la taille des groupes de cellules et celle des amas convectifs, plus marquée pour la structure de grande échelle (300 km dans l'expression (1)). Par

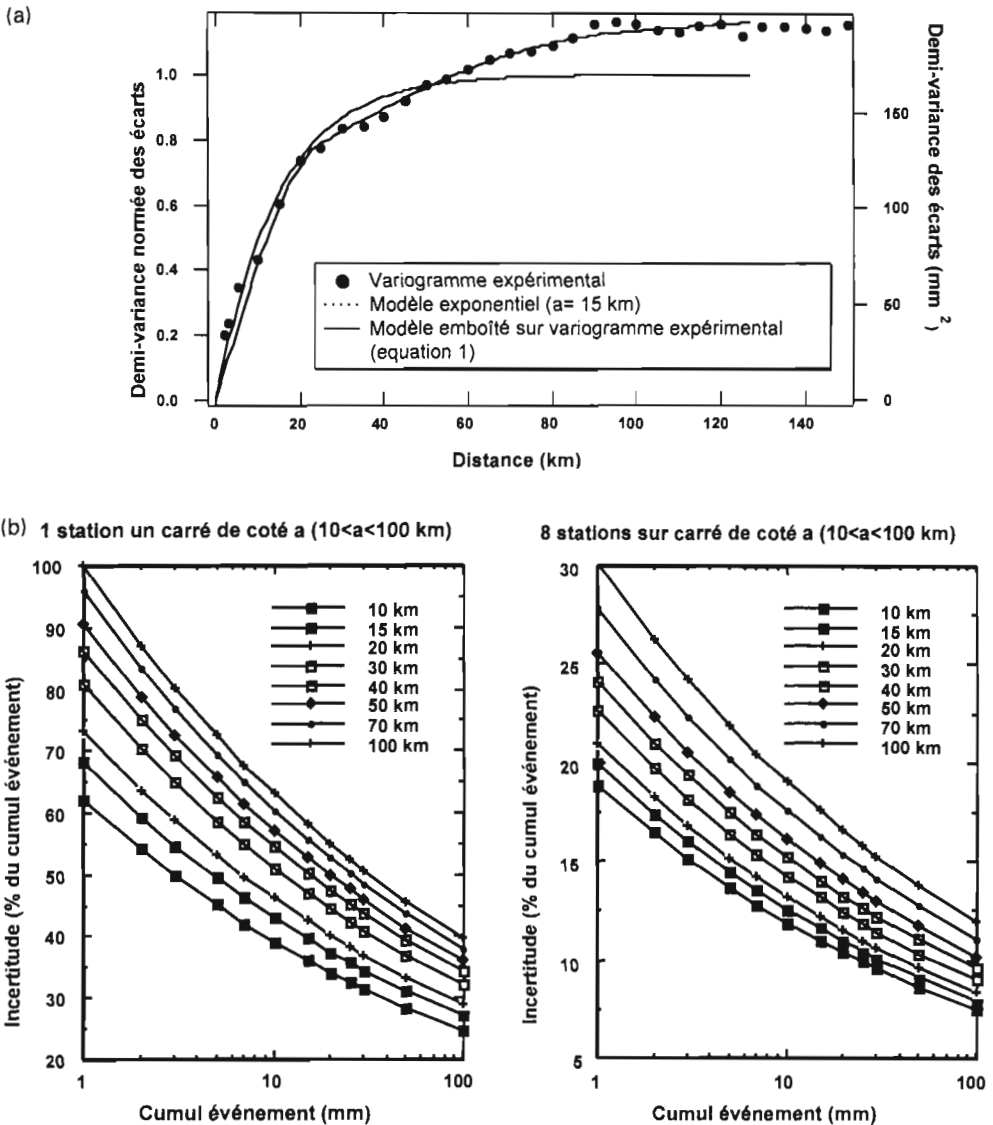


Fig. 1(a) Variogramme à structures emboîtées modélisant la structure spatiale des champs de pluie événementiels associés aux Systèmes Convectifs de Mésos-échelle au Sahel. Le variogramme expérimental a été calculé à partir de 258 SCM observés par le réseau dense de pluviographes d'EPSAT-Niger entre 1990 et 1995. Le variogramme exponentiel simple est une approximation acceptable du variogramme emboîté pour les distances inférieures à 40 km. (b) Incertitudes d'estimation de la lame d'eau moyenne événementielle calculées à l'aide du variogramme de la Fig. 1(a). Les surfaces considérées sont des carrés dont le côté est compris entre 10 et 100 km. L'incertitude est donnée en % de la lame d'eau estimée. On considère deux réseaux dont les stations sont réparties régulièrement sur le carré considéré.

comparaison, le variogramme du nombre des événements, qui peut être étudié à partir d'images satellitaires, présente une forte anisotropie, liée au gradient climatique nord-sud, et une distances de corrélation de quelques centaines de km. D'après l'expression (1), $\gamma_e = m_H^2$ pour $h > 300$ km. On montre alors que le deuxième terme de l'expression (2) (variabilité liée au nombre d'événements), a un poids croissant lorsque N croît. Le long de l'axe nord-sud, ce deuxième terme est parabolique, du fait du gradient linéaire du nombre d'événements selon cet axe. Sur

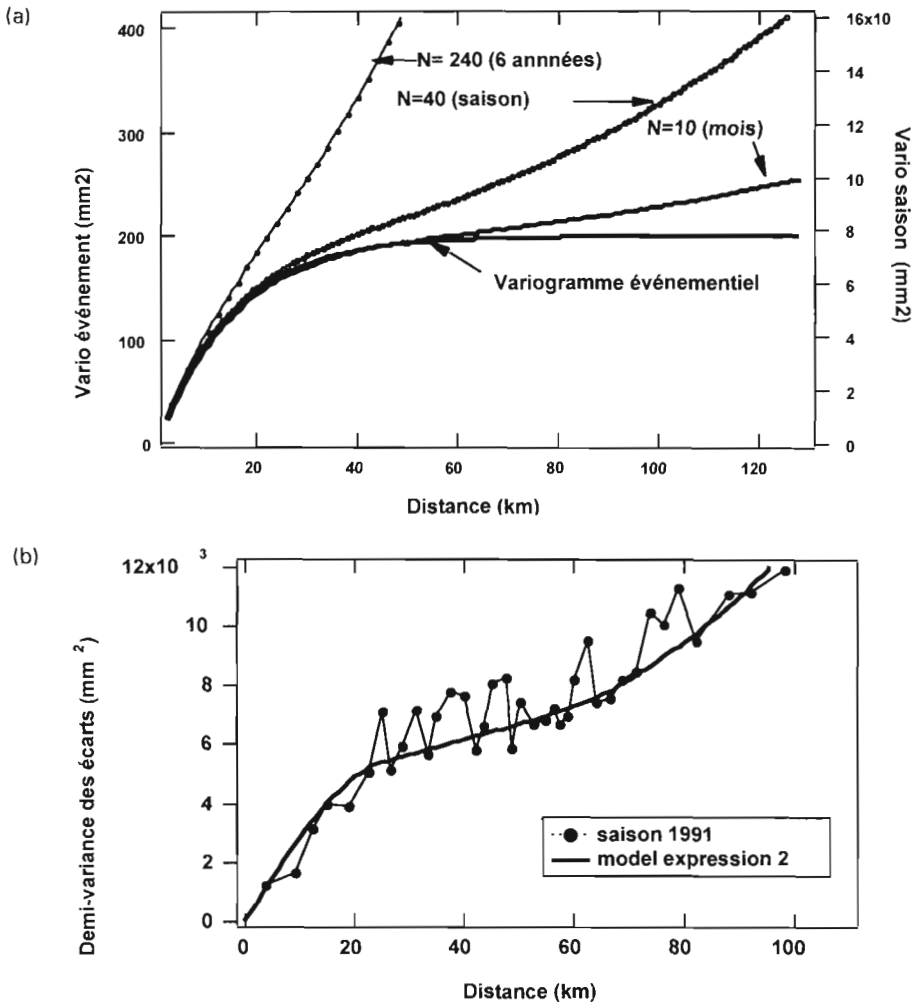


Fig. 2 (a) Variogramme N -événementiel 1-D (direction nord-sud) calculé d'après l'équation (2). On voit que, lorsque N augmente, la "mémoire" du variogramme événementiel sous-jacent s'efface de plus en plus, pour ne plus persister que sur les faibles distances. Pour comparer les différents variogramme on a adopté une échelle verticale différente pour le variogramme événementiel (gauche) de celle utilisée pour les variogrammes N -événementiels (droite). (b) Illustration de cette propriété avec le variogramme saisonnier de 1991 (données EPSAT-Niger: 45 SCM observés cette année là). On voit nettement apparaître la structure parabolique aux distances supérieures à 50 km.

la Fig. 2(a), obtenue en calculant γ_{Ne} monodirectionnel (axe nord-sud) pour trois valeurs de N , on constate que l'influence du terme parabolique n'est d'abord visible qu'aux grandes distances ($N = 10$, $h > 70$ km) puis devient progressivement prépondérante lorsque N augmente ($N = 40$, $h > 45$ km; $N = 240$, $h > 20$ km). Ce calcul rend bien compte des observations de Taupin *et al.* (1998) qui montrent qu'en cumulant plusieurs années de pluie (7 années sur leur Fig. 2), le gradient nord-sud du cumul pluviométrique et l'orientation est-ouest des isohyètes, difficilement détectables une année donnée, apparaissent clairement. En d'autres termes, lorsqu'on "empile" un grand nombre d'événements, la variabilité liée aux structures convectives, qui domine à l'échelle de l'événement, s'efface derrière la variabilité du nombre d'événements. Le Tableau 1 illustre la décroissance de l'erreur relative quand N augmente. Cette propriété est aussi manifeste dans les Figs 4, 5 et 6 de Taupin *et al.* (1998), et peut être vue comme un autre effet de l'empilement de N événements.

Tableau 1 Incertitudes absolues (mm) et relatives (%) pour trois réseaux réguliers sur une surface de 100×100 km² et trois valeurs de N . $N = 5$ and $N = 10$ représentent typiquement le nombre moyen d'événements pour juin et août. Les chiffres sont donnés pour des valeurs moyennes, la pluie moyenne événementielle étant de 16 mm.

	Événement (16 mm)		$N = 5$ (80 mm)		$N = 10$ (160 mm)	
1 poste	9.2 mm	58%	23.0 mm	29.0%	34.0 mm	21.0%
4 postes	4.1 mm	26%	10.3 mm	13.0%	15.0 mm	9.3%
10 postes	2.2 mm	14%	5.5 mm	6.9%	8.0 mm	4.9%

CONCLUSION

L'approche développée autour de la notion de variogramme N -événementiel permet de bien rendre compte des propriétés des champs pluviométriques décrites par Taupin *et al.* (1998). Un certain nombre de points nécessitent cependant des développements, en particulier: (a) l'étude du variogramme du nombre d'événements à partir d'images satellitaires; (b) une étude plus systématique de l'anisotropie des variogrammes expérimentaux pour différentes valeurs de N ; (c) l'effet du cycle intra-saisonnier, les propriétés spatiales des SCM présentant des fluctuations en cours de saison des pluies.

REFERENCES

- Huff, F. A. (1970) Sampling errors in measurement of mean precipitation. *J. Appl. Met.* **9**(1), 35-44.
- Guillot, G. & Lebel, T. (1998) Sahelian rainfall fields modelling with meta-gaussian random functions. 2: Parameter estimation and comparison to data. *Stochastic Hydrol. Hydraul.* In press.
- Le Barbé, L. & Lebel, T. (1997) Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *J. Hydrol.* **188-189**, 43-73.
- Lebel *et al.* (1995) La distribution spatio-temporelle des pluies au Sahel: apports de l'expérience EPSAT-Niger. In: *L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement* (ed. par P. Chevallier & B. Pouyaud) (Proc. Colloq. Paris, May 1995, A tribute to Jean Rodier), 77-98. IAHS Publ. no. 238.
- Lebel, T. & Amani, A. (1998) Rainfall estimation in the Sahel: what is the ground truth? *J. Appl. Met.* In press.
- Lebel, T. & Le Barbé, L. (1997) Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel: 2. Point and areal estimation at the event and seasonal scales. *J. Hydrol.* **188-189**, 97-122.

- Taupin, J. D., Amani, A. & Lebel, T. (1998) Variabilité spatiale des pluies au Sahel: une question d'échelles. 1. Approche expérimentale. In: *Water Resources Variability in Africa during the XXth Century* (ed. par E. Servat, D. Hughes, J.-M. Fritsch & M. Hulme) (Proc. Abidjan'98 Conf., November 1998). IAHS Publ. no. 252, this volume.