



ESTIMATION RADAR DES PRECIPITATIONS PAR LA METHODE DES AIRES FRACTIONNELLES

BOUZEBODJA O.¹, HADDAD B.², AMEUR S.¹

¹ Laboratoire d'analyse et de modélisation des phénomènes aléatoires LAMPA,
Département d'électronique, Université de Tizi-Ouzou, Algérie
o_bouzeboudja@yahoo.fr/ ameursoltane@yahoo.com

² Université des sciences et de la technologie Houari Boumediene (U.S.T.H.B.),
Algérie
bhaddad_57@yahoo.fr

RESUME

Ce papier porte sur l'estimation de la moyenne des précipitations dans la région de Sidi-Aich (Algérie) à partir des données radar. Pour ce faire, nous utilisons la méthode des aires fractionnelles (MAF), basée sur le concept que l'aire occupée par la pluie d'intensité supérieure à un seuil donné dans une région est une mesure de l'intensité de pluie moyenne dans cette région. Pour une utilisation adéquate et optimale du radar, nous avons effectué au préalable son étalonnage en utilisant la méthode d'approche probabiliste. Notre base de données est constituée d'images prises par le radar de Sétif au cours du mois de Janvier 2001 et de données au sol collectées durant la même période. Le résultat d'étalonnage du radar est en adéquation avec l'expression proposée pour les climats tempérés. L'application de la MAF montre que le seuil le plus adapté pour l'application de cette technique varie autour de la moyenne climatologique des précipitations dans la zone d'étude. L'erreur d'estimation varie entre 3% et 20%, selon les fenêtres d'analyse et les seuils choisis. De même, nous avons constaté que la constante climatologique est fortement liée au type de nuages c'est-à-dire stratiforme ou convectifs.

Mots clés : radar météorologique; approche probabiliste; réflectivité radar; précipitations; aire fractionnelle.

INTRODUCTION

Pour de nombreuses applications hydrologiques et météorologiques, l'information utile n'est pas l'intensité de pluie en un point car une telle information est inadaptée et encombrante. La donnée utile est l'intensité de pluie moyenne sur une aire. En effet, pour les modèles climatiques, on a plutôt besoin de la hauteur d'eau ou le volume précipité sur une aire pendant un certain intervalle temps (Arkin, 1982).

Différentes applications ont montré qu'il existe une certaine corrélation entre d'une part la quantité des précipitations générée par les cellules nuageuses et d'autre part la durée d'activité et l'aire occupée par ces cellules (Arkin et Meisner, 1987). La relation entre la surface occupée par un nuage et la quantité de précipitation produite par ce nuage a été signalée pour la première fois par Byers (1948), (Arkin, 1982). Plus de vingt ans après, plusieurs chercheurs ont observé des corrélations similaires dans différents endroits du globe comme par exemple dans l'Est de l'Océan Atlantique (Resenfeld, Wolff, Atlas, 1992), au Canada (Lovejoy et Austin, 1979), dans la Floride (Gagin, Resenfeld et Lopez, 1985; Lopez et al, 1989), au Nord de l'Australie (Short, Shimizu et Kedem, 1992), dans le Texas (Resenfeld, Amitai et Wolff, 1994), dans l'Afrique du Sud (Resenfeld, Wolff et Amitai, 1993) en Angleterre (Cheng, Brown et Collier, 1993) et à Dakar (Kebe et Sauvageot, 2004). L'analyse physique de ce type de relation a donné naissance à la Méthode des Aires Fractionnelles (M.A.F). Cette technique est surtout utilisée dans le cas de nuages convectifs pour les climats tropicaux. La question qui sera abordée dans ce papier est de savoir si une telle technique est aussi efficace pour l'estimation des précipitations convectives et stratiformes observées en Algérie. Pour une meilleure utilisation du radar, il est indispensable de disposer des paramètres de la relation $Z = aR^b$ représentatifs de la région d'étude. Pour ce faire, nous utilisons l'approche probabiliste.

DONNEES UTILISEES

Les données utilisées sont constituées d'une série de 2700 images collectées durant le mois de Janvier 2001 par le radar météorologique de Sétif. Ce dernier situé à une latitude de 36° N, une longitude de 5° E et une altitude de 1033m, enregistre toutes les quinze minutes une image de format 512x512 pixels obtenue dans la représentation PPI selon un mode de 15 couleurs. Ces données radar sont couplées aux mesures au sol fournies par les stations pluviométriques implantées sur le territoire national.

Le radar météorologique de Sétif, du type AWSR-81 (Algérien Weather Service Radar), est un radar pulsé non cohérent. Ses principales caractéristiques sont données par le tableau 1.

Tableau 1 : Les principales caractéristiques de radar de Sétif

fréquence d'émission	5,6 GHz
Puissance d'émission	250 KW
Sensibilité à la réception	-110 dBm
Période de récurrence	4ms
Largeur d'impulsion	2 μ s
Gain de l'antenne	30 dB
Ouverture du faisceau à 3dB	1,1°

ETALONNAGE RADAR

Pour utiliser le radar comme instrument de mesure, il est nécessaire de connaître avec précision les constantes de l'équation radar, afin d'interpréter convenablement les quantités mesurées. Il n'existe pas de méthode unique qui soit universellement acceptée pour l'étalonnage. De nombreux procédés ont été proposés dans la littérature. On peut les classer en deux catégories (*Sauvageot*, 1992) :

- Ceux qui font appel à des mesures séparées sur les composants de radar dans le but de calculer les performances globales. Ces mesures permettent de localiser les défaillances et d'en suivre l'évolution (par exemple la puissance de l'émetteur qui dépend du vieillissement de l'oscillateur).
- Ceux qui conduisent directement à une évaluation globale des performances par la mesure de l'écho d'une cible connue, sans référence aux constituants de l'équipement.

Les précipitations naturelles satisfont aux conditions de l'approximation de *Rayleigh* pour les longueurs d'onde centimétriques et décimétrique (excepté la grêle). La forme approximative de leur distribution dimensionnelle est donnée par une expression analytique dont le paramètre R est la principale donnée utile. De nombreux travaux ont été consacrés à l'étude des relations entre les facteurs de réflectivités radar Z et le taux de précipitations R (*Sauvageot*, 1992; *Marshall* et *Palmer*, 1948). La relation qui est généralement utilisée par les météorologues est la relation Z - R donnée par l'expression (1). De ce fait, on est conduit à la recherche des coefficients a et b de cette relation les plus appropriés et les plus représentatifs de notre région d'étude. Notons que les valeurs de a et b prennent en considération l'étalonnage instrumental (c'est-à-dire correction des erreurs sur les caractéristiques opérationnelles du radar),

l'influence de la distribution granulométrique des hydrométéores, l'atténuation et la variabilité du profil vertical de la réflectivité.

$$Z = aR^b \quad (1)$$

Pour étalonner le radar de Sétif, nous avons appliqué la méthode d'ajustement probabiliste modifiée, qui nous permet de calculer les coefficients a et b de la relation Z - R uniquement à partir des paramètres $m_{\ln R}$, $\sigma_{\ln R}$, $m_{\ln Z}$ et $\sigma_{\ln Z}$.

Méthode d'ajustement probabiliste

Calheiros et Zawadzki (1986) ont proposé la méthode d'ajustement probabiliste pour établir la relation climatique Z - R représentative d'une région donnée. Le fait que les paramètres Z et R soient liés par une fonction, la transformation de l'un en l'autre produit des densités de probabilité égales. On a alors:

$$P(R)dR = P(Z)dZ \quad (2)$$

La détermination des couples (R_i, Z_i) permet de déduire la relation Z - R en faisant une régression linéaire sur $[\log(R_i), \log(Z_i)]$.

La théorie ordinaire de la distribution log-normale montre que lorsque deux variables aléatoires log-normales sont liées par une fonction puissance telle que l'équation $Z=aR^b$, on a alors les relations suivantes (Krjewski et Smith, 1991) :

$$\begin{aligned} m_{\ln R} &= (m_{\ln Z} - \ln a) / b \\ \sigma_{\ln R}^2 &= \sigma_{\ln Z}^2 / b^2 \end{aligned} \quad (3)$$

Ces équations peuvent être réécrites sous forme:

$$\begin{aligned} \ln a &= m_{\ln Z} - b m_{\ln R} \\ b &= \sigma_{\ln Z} / \sigma_{\ln R} \end{aligned} \quad (4)$$

Pour pouvoir appliquer les équations (4) qui décrivent l'approche probabiliste modifiée, la loi de distribution des paramètres R dans la zone d'étude doit être impérativement une loi de distribution log-normale. D'après Sauvageot (1994) et Atlas and al. (1990), la distribution de probabilité $P(R)$ de l'intensité de pluie R dans le monde est convenablement représentée par une distribution log-normale. De ce fait, nous supposons que la loi d'ajustement des données au sol pour notre région d'étude est de type log-normale. Si $P(R)$ est une fonction log-

normale, on peut, compte tenu de l'équation (Z-R), déduire que $P(Z)$ suit également la loi de la distribution log-normale.

Étalonnage du radar de Sétif

Pour effectuer l'étalonnage du radar de Sétif, nous calculons d'abord la moyenne m_R et la variance σ_R des précipitations à partir des mesures au sol collectées durant le mois de janvier 2001 (la même période que les images radar) pour les régions couvertes par le radar. Ensuite, nous calculons les paramètres $m_{\ln R}$ et $\sigma_{\ln R}$ en utilisant les équations :

$$\begin{aligned} m_{\ln R} &= \ln m_R - \frac{1}{2} \ln \left(1 + \frac{\sigma_R^2}{m_R^2} \right) \\ \sigma_{\ln R}^2 &= \ln \left(1 + \frac{\sigma_R^2}{m_R^2} \right) \end{aligned} \quad (5)$$

Compte tenu d'une part de la présence des échos du sol autour du radar et d'autre part des problèmes d'inhomogénéité liés à l'éloignement du faisceau radar par rapport au sol, nous avons considéré trois couronnes différentes, à savoir entre 0 et 50 km, 50 et 100 km et 100 et 150 km (figure 1). Après avoir évalué les paramètres $m_{\ln Z}$ et $\sigma_{\ln Z}$ dans les trois couronnes, nous calculons les coefficients a et b en utilisant les relations (4).

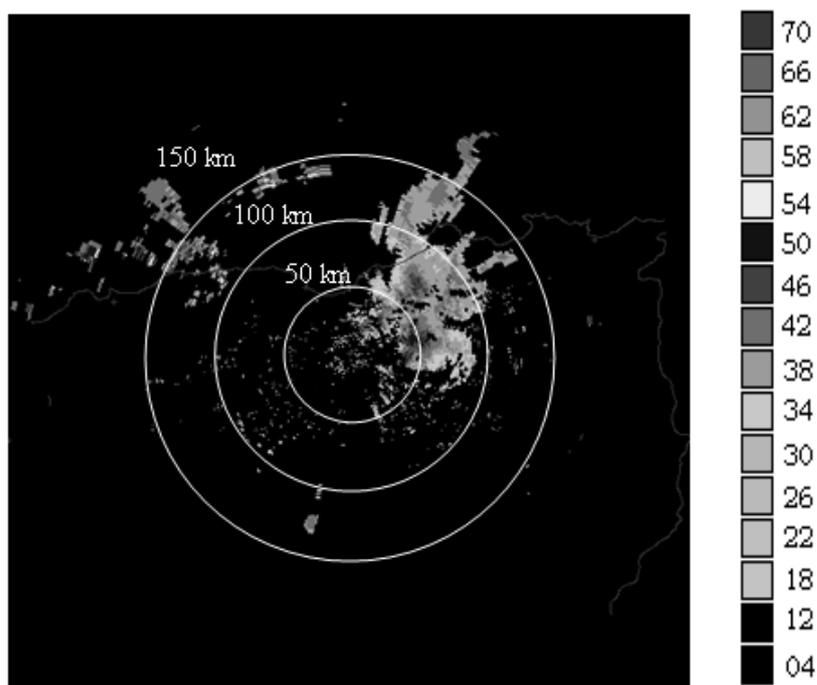


Figure 1 : Représentation des trois couronnes

Résultats

Les valeurs des coefficients a et b de la relation $Z-R$, obtenues pour les trois couronnes étudiées, sont données par le tableau 2.

Tableau 2 : Coefficients a et b obtenus pour les trois couronnes.

Rayon d'action du radar r	Coefficient a	Coefficient b
$0 < r \leq 50$	148	1,90
$50 < r \leq 100$	299	1,69
$100 < r \leq 150$	500	1,75

Si on applique les relations proposées dans la littérature à savoir $Z = 200R^{1,6}$ pour les pluies stratiformes (Marshall et Palmer, 1948) et $Z = 300R^{1,5}$ (Sauvageot, 1992) pour les climats tempérés, nous constatons que:

- Pour une distance comprise entre 0 et 50 km, nous avons une sous-estimation de paramètre R à cause de la faible atténuation du signal près du radar et de la présence des échos du sol résiduels.
- Pour $50 < r < 100$, les valeurs des coefficients a et b valent respectivement 299 et 1,69. Ce résultat est en adéquation avec l'expression proposée pour les climats tempérés et légèrement différent de celui proposé pour les pluies stratiformes.
- Pour une distance comprise entre 100 et 150, nous avons une surestimation de paramètre R , contrairement au cas précédent et ceci est dû à l'atténuation du signal radar.

METHODE DES AIRES FRACTIONNELLES

La méthode des aires Fractionnelles permet d'estimer les pluies moyennes $\langle R \rangle$ sur une surface d'observation, à partir de la mesure de la fraction de surface $F(\tau)$ pour laquelle l'intensité des précipitations est supérieure à un seuil τ (figure 2). Cependant, la connaissance du coefficient climatologique de proportionnalité $S(\tau)$ entre ces deux grandeurs est indispensable (Arkin et Meisner, 1987). 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 (Sauvageot et al., 1994).

Soit $P(R)$ la fonction de densité de probabilité de l'intensité de la pluie dans l'aire d'observation. Si $P(R)$ est déterminée, l'intensité moyenne de la pluie dans A , s'écrit (Atlas, Rosenfeld et Short, 1990):

$$\langle R \rangle = \int_0^{+\infty} RP(R) dR \quad (6)$$

Elle s'écrit aussi :

$$\langle R \rangle = \frac{1}{A} \int_A R(u) du \quad (7)$$

où $R(u)$ est le taux de pluie à la position $u=(x,y)$, $u \in A$

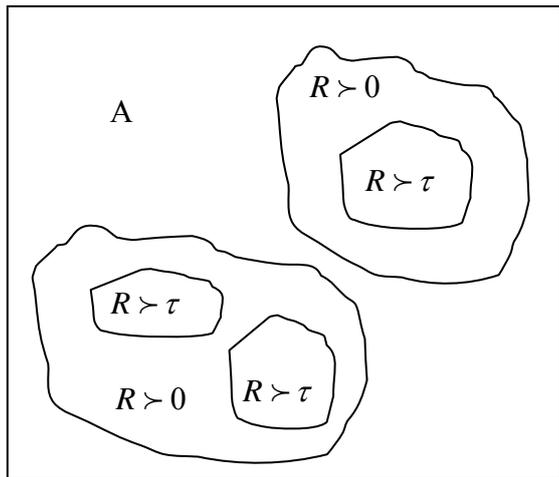


Figure 2 : Représentation schématique de l’aire fractionnelle.

Les instruments de télédétection ne sont capables de mesurer les surfaces pluvieuses que si elles correspondent à un taux de pluie supérieur à un certain seuil minimum détectable. C’est pourquoi il est opportun d’introduire le seuil τ dans les équations suivantes.

La fraction de l’aire A , dans laquelle R est supérieur à un seuil τ , soit $F(\tau)$ est donnée par :

$$F(\tau) = \frac{A(\tau)}{A} = \int_{\tau}^{+\infty} P(R) dR = \frac{1}{A} \int_A I[R(u) > \tau] du \tag{8}$$

où :

$$I[R(u) > \tau] = \begin{cases} 1 & \text{si } R(u) > \tau \\ 0 & \text{si } R(u) < \tau \end{cases}$$

Le rapport de R par rapport à $F(\tau)$ s’écrit :

$$S(\tau) = \frac{\int_{\tau}^{+\infty} R P(R) dR}{\int_{\tau}^{+\infty} P(R) dR} \tag{9}$$

Si $P(R)$ est déterminé, $S(\tau)$ l’est aussi et l’équation fondamentale des aires fractionnelles s’écrit:

$$\langle R \rangle = S(\tau)F(\tau) \quad (10)$$

$S(\tau)$ est le facteur de proportionnalité dont la connaissance est nécessaire à l'estimation de la pluie moyenne à partir de l'aire fractionnelle.

Implémentation de la méthode des aires fractionnelles

L'implémentation de la méthode des aires fractionnelles revient à déterminer expérimentalement la valeur de $S(\tau)$, à partir de la mesure du champ de réflectivité radar, à l'intérieur du domaine A (figure 3). Pour ce faire, les valeurs des réflectivités Z ont été converties en intensité de pluie R en utilisant la relation (1) et les valeurs des paramètres a et b obtenus pour la deuxième couronne située entre 50 et 100 km à partir de la méthode d'approche probabiliste modifiée, présentée dans la section 3.

Pour toutes les images, nous avons extrait une matrice carrée A , qui représente l'aire d'observation, centrée au pixel (200;220) qui correspond à l'emplacement de la station météorologique de Sidi Aich (Figure 3).

En utilisant le champ de Z , nous avons calculé à partir de chaque matrice A la valeur de $A(\tau)$ qui correspond à la surface pluvieuse du nuage, pour laquelle l'intensité des précipitations est supérieure au seuil τ . Ce seuil est converti en (mm^6/m^3) selon la relation Z - R retenue, et ensuite en (dBZ) à partir de l'équation suivante :

$$Z(\text{dBZ}) = 10 \log[Z(\text{mm}^6 / \text{m}^3)] \quad (11)$$

La valeur de l'aire fractionnelle $F(\tau)$ est, par conséquent, déduite du rapport $A(\tau) / A$.

En utilisant le champ de R , le taux moyen de précipitations $\langle R \rangle$ pour les pixels appartenant à A est obtenu à partir de la relation suivante:

$$\langle R \rangle = \frac{\sum R \text{ correspondants à } A}{\text{le nombre de pixels de } A} \quad (12)$$

Une fois le traitement est fait pour les données radar, on déduit, pour chaque image, un couple composé de la fraction d'aire occupée par le nuage précipitant $F(\tau)$ et de la moyenne arithmétique du taux de pluie $\langle R \rangle$ dans la région d'étude. Le coefficient $S(\tau)$ est estimé par une régression linéaire sur l'ensemble de ces couples.

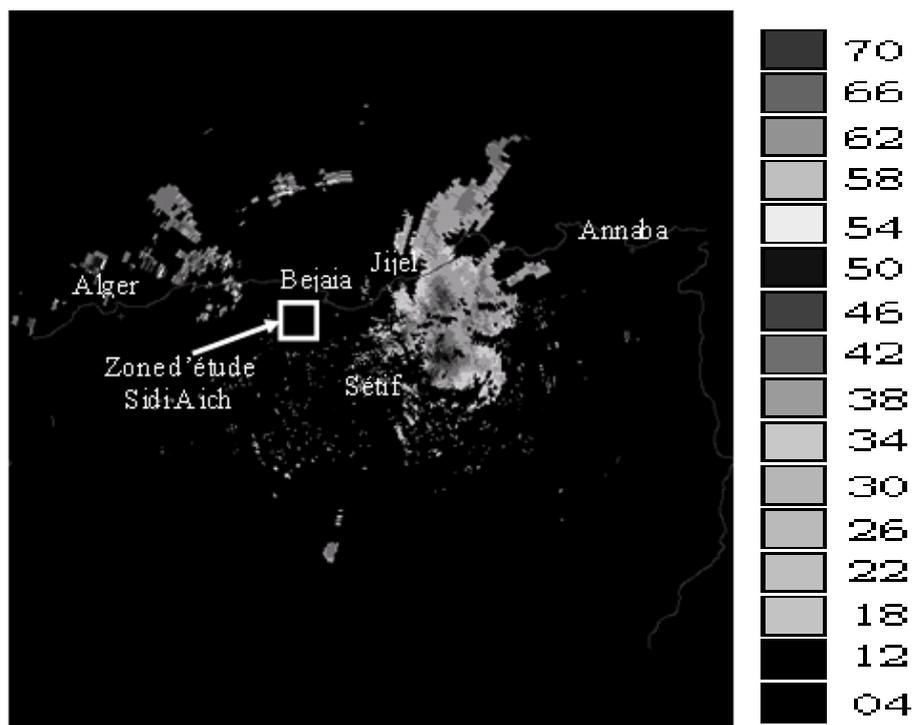


Figure 3 : Représentation de la zone d'étude sur l'image radar
Image prise le 20.01.2001 à 00 :00

Résultats

Dans cette section, nous présentons les résultats obtenus pour les différentes fenêtres et différents seuils utilisés. A titre d'illustration, nous donnons quelques droites de régressions obtenues pour les fenêtres (11x11), (19x19) et (27x27), et pour les seuils 0.1, 0.5, 2, 6, 10 et 20 (mm/h).

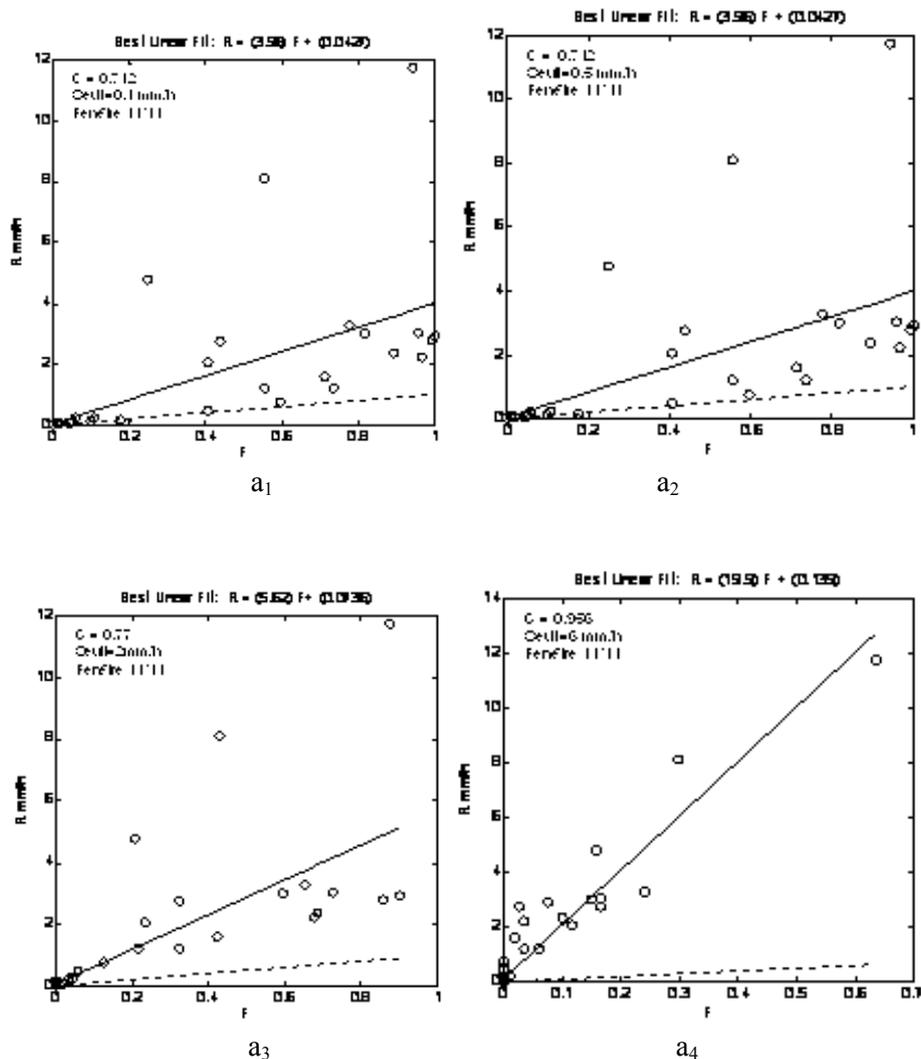


Figure 4 : Régression entre $\langle R \rangle$ et $F(\tau)$ à partir des données radar pour différents seuils et différentes fenêtres (suite).

a_1 : Fenêtre 11x11 et seuil 0.1 mm/h.

a_2 : Fenêtre 11x11 et seuil 0.5 mm/h.

a_3 : Fenêtre 11x11 et seuil 2 mm/h.

a_4 : Fenêtre 11x11 et seuil 6 mm/h.

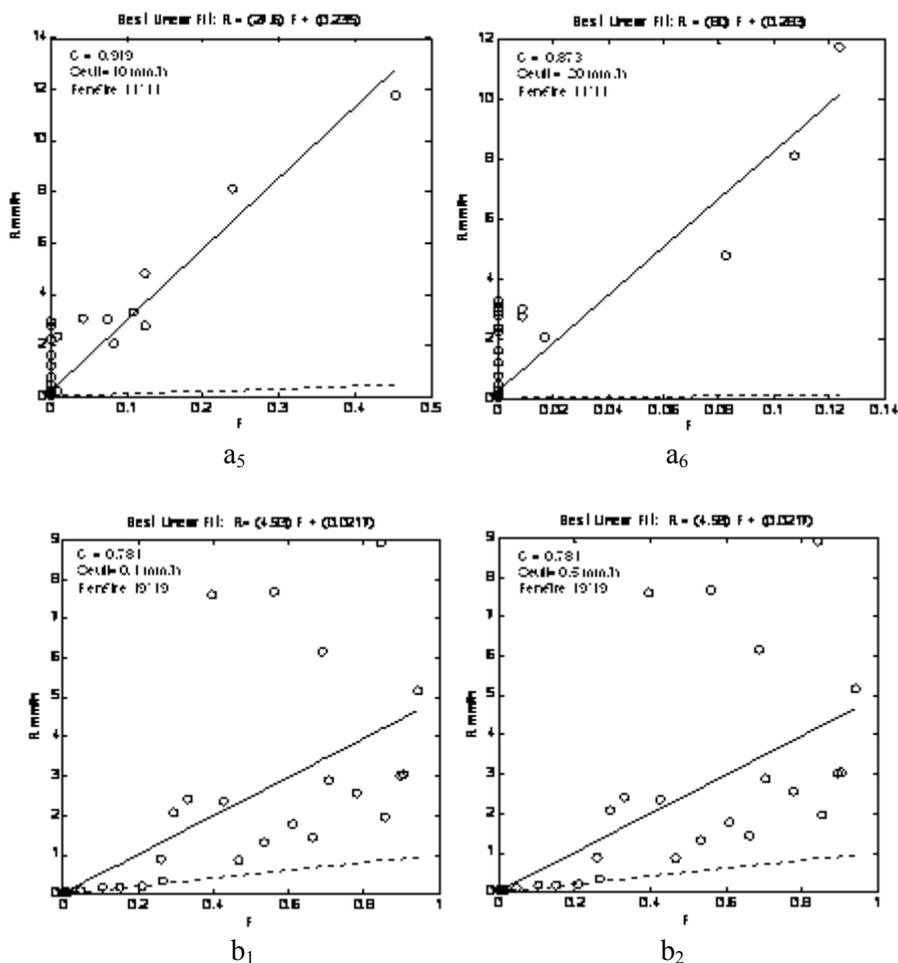


Figure 4 : Régression entre $\langle R \rangle$ et $F(\tau)$ à partir des données radar pour différents seuils et différentes fenêtres (suite).

a₅ : Fenêtre 11x11 et seuil 10 mm/h.

b₁ : Fenêtre 19x19 et seuil 0.1 mm/h.

a₆ : Fenêtre 11x11 et seuil 20 mm/h.

b₂ : Fenêtre 19x19 et seuil 0.5 mm/h.

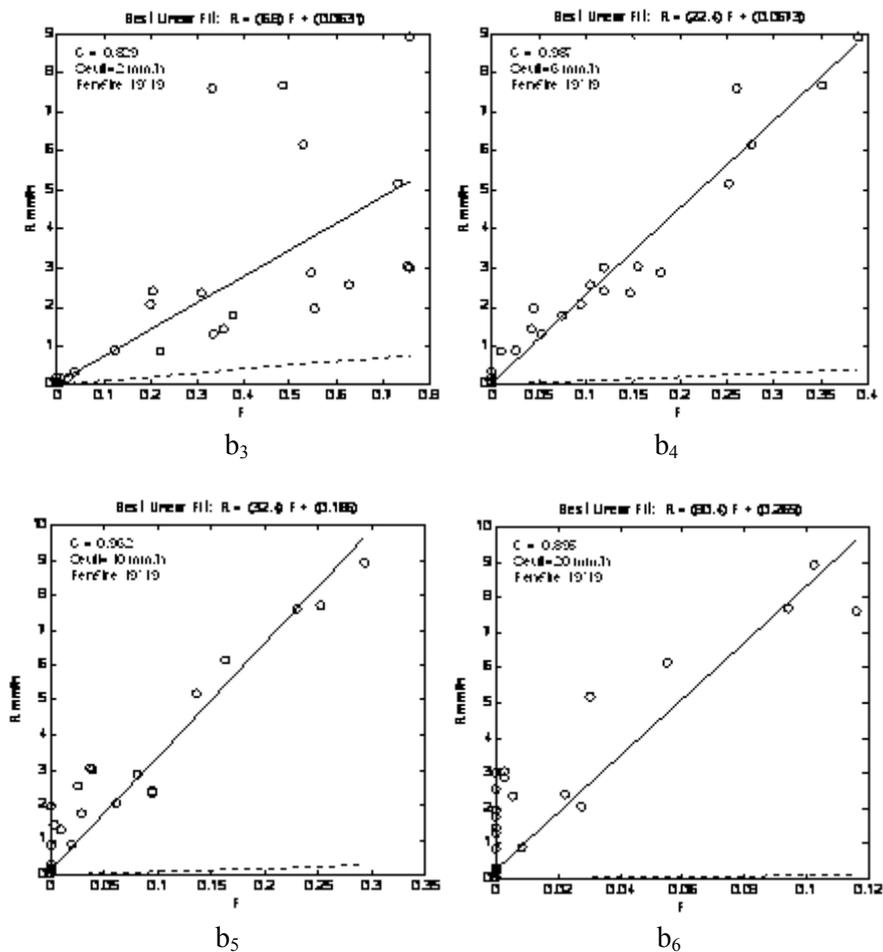


Figure 4 : Régression entre $\langle R \rangle$ et $F(\tau)$ à partir des données radar pour différents seuils et différentes fenêtres (suite).

b₃ : Fenêtre 19x19 et seuil 2 mm/h.

b₄ : Fenêtre 19x19 et seuil 6 mm/h.

b₅ : Fenêtre 19x19 et seuil 10 mm/h.

b₆ : Fenêtre 19x19 et seuil 20 mm/h.

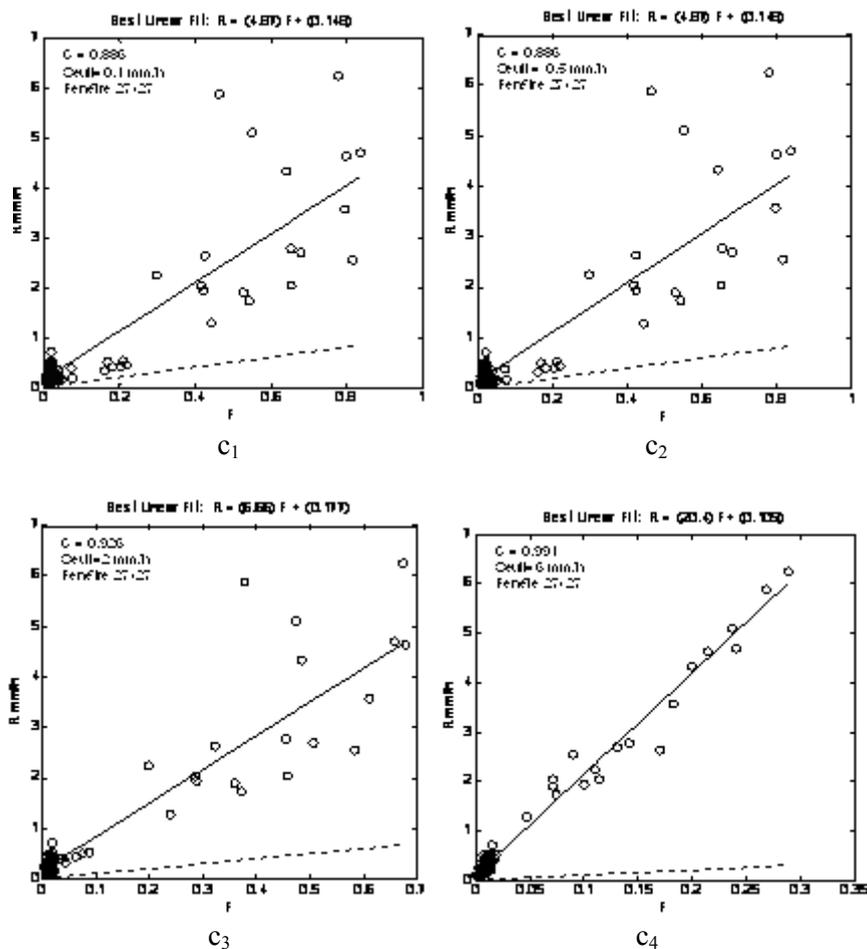


Figure 4 : Régression entre $\langle R \rangle$ et $F(\tau)$ à partir des données radar pour différents seuils et différentes fenêtres (suite).

c_1 : Fenêtre 27x27 et seuil 0,1 mm/h.

c_2 : Fenêtre 27x27 et seuil 0,5 mm/h.

c_3 : Fenêtre 27x27 et seuil 2 mm/h.

c_4 : Fenêtre 27x27 et seuil 6 mm/h.

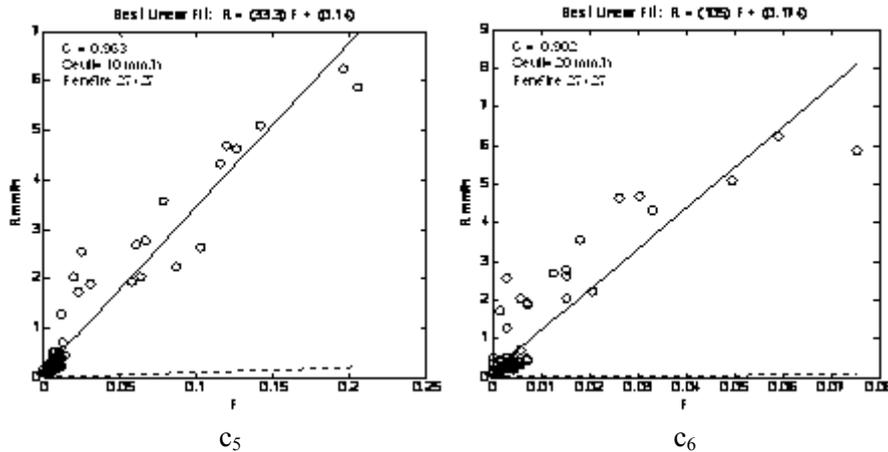


Figure 4 : Régression entre $\langle R \rangle$ et $F(\tau)$ à partir des données radar pour différents seuils et différentes fenêtres.

c_5 : Fenêtre 27x27 et seuil 10 mm/h. c_6 : Fenêtre 27x27 et seuil 20 mm/h.

Nous constatons que les pentes obtenues varient en fonction du seuil τ (figures 4. a_1 ; a_2 ; a_3 ; a_4 ; a_5 ; a_6 , b_1 ; b_2 ; b_3 ; b_4 ; b_5 ; b_6 et c_1 ; c_2 ; c_3 ; c_4 ; c_5 ; c_6 ;). Ces figures présentent une dispersion relativement importante des points autour de la droite de régression pour des valeurs de seuil τ faibles (figure 4. a_1 ; a_2 ; b_1 ; b_2 ; c_1 ; c_2). Lorsque la valeur de τ augmente, le filtrage accroît et se traduit par l'ignorance d'une fraction importante du nuage précipitant, donc la dispersion des points diminue (figures 4. a_5 ; a_6 ; b_5 ; b_6). Pour la fenêtre 27x27, nous remarquons une légère augmentation des points autour des droites de régression, même pour des valeurs des seuils élevés (10 mm/h et 20 mm/h) (figures 4. c_5 ; c_6). Ceci est dû à la présence des cellules convectives de forte intensité qui se trouvent à une distance de 13 km ou plus de la station pluviométrique et qui ne sont pas prises en compte par des fenêtres de taille inférieures à 23x23. Ce qui montre la limite des mesures ponctuelles effectuées par les stations au sol qui ne permettent pas la mesure des pluies convectives générées par des nuages à développement vertical situés à une certaine distance de la station pluviométrique. En revanche, pour le cas des nuages stratiformes qui sont à développement horizontal, la dispersion des points et les pentes des droites de régression ne présentent pas de variations importantes avec la variation de la fenêtre pour un seuil constant (figures 4. a_1 ; b_1 ; c_1 et a_2 ; b_2 ; c_2).

Les droites de régressions obtenues ont pour équation : $\langle R \rangle = cF(\tau) + d$. Par analogie avec l'équation fondamentale des aires fractionnelles : $\langle R \rangle = S(\tau) F(\tau)$, c correspond au coefficient climatologique de proportionnalité $S(\tau)$, et d l'ordonnée à l'origine, qui doit être négligeable.

Dans les figures suivantes nous donnons les variations des coefficients $S(\tau)$, $d(\tau)$ et les coefficients de corrélation des droites de régression $c(\tau)$ en fonction de seuil, pour des fenêtres de tailles différentes.

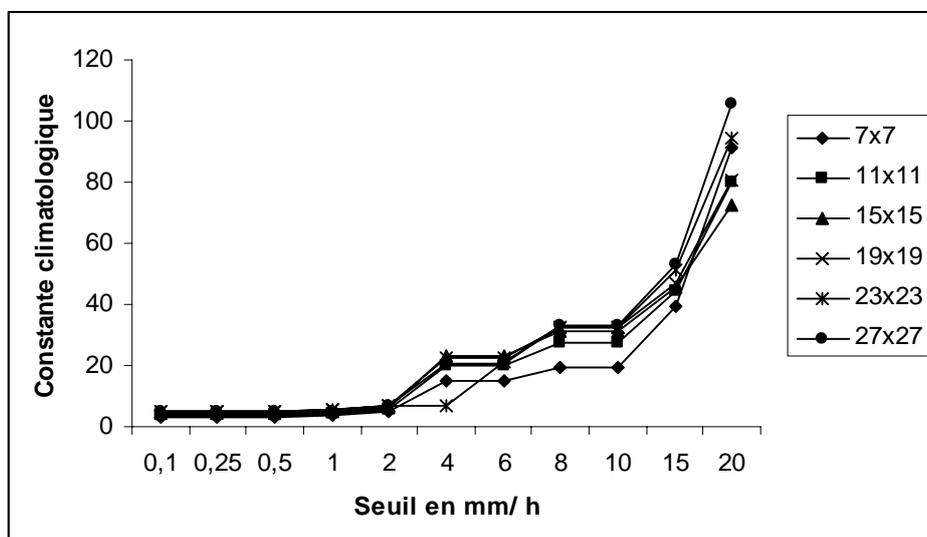


Figure 5.a : Variations de la constante $S(\tau)$ en fonction de seuil pour toutes les fenêtres considérées.

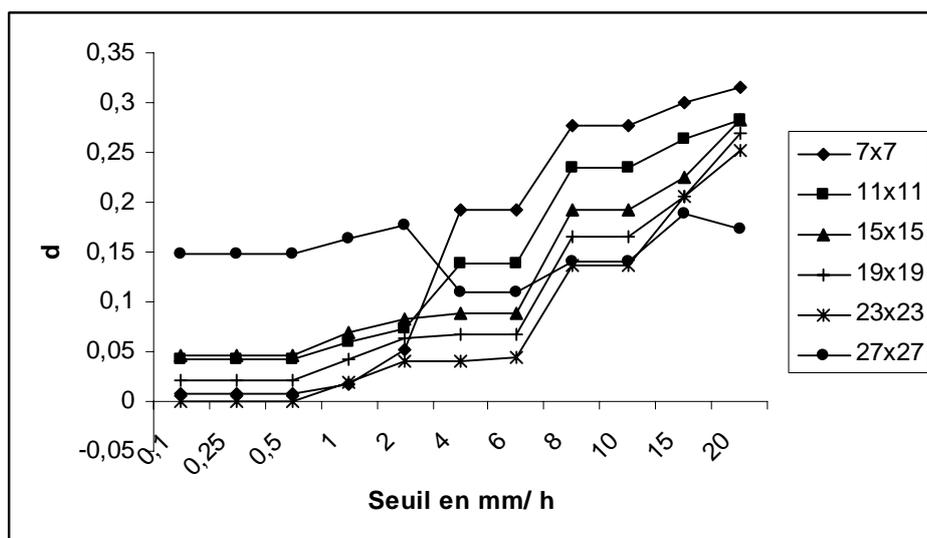


Figure 5.b : Variations de l'ordonnée d en fonction du seuil pour toutes les fenêtres considérées.

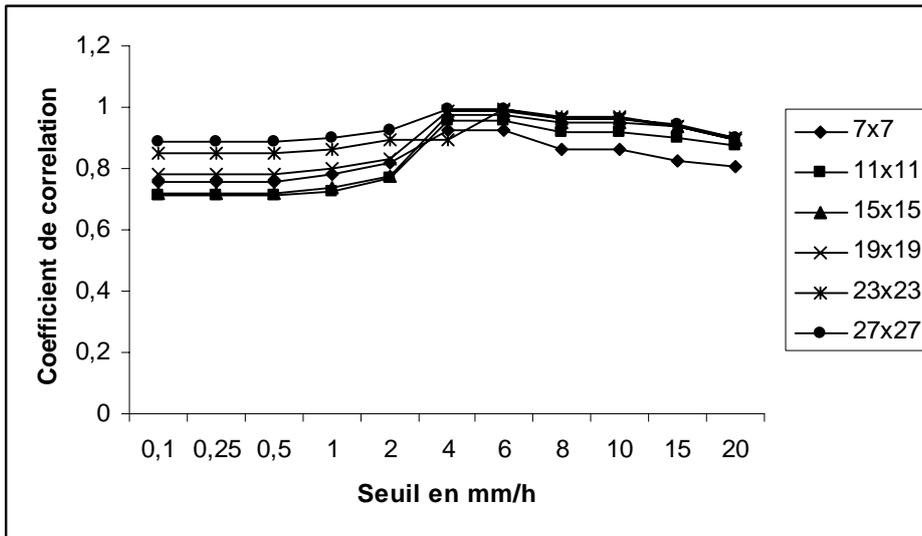


Figure 5. d : Variations du coefficient de corrélation des droites de régression $c(\tau)$ en fonction du seuil pour tous les fenêtres considérées

Les figures 5.a, b et c, montrent que l'allure générale des courbes du coefficient $S(\tau)$, de $d(\tau)$ et du coefficient de corrélation des droites de régression $c(\tau)$ reste la même quelque soit la taille de la fenêtre utilisée.

La figure 5.a confirme que la dépendance linéaire de $\langle R \rangle$ à $F(\tau)$ est une fonction de seuil, et qu'elle est faiblement liée à la taille de la fenêtre, et donc à la superficie de la région d'étude. Pour les valeurs de seuil inférieure à 1 mm/h, les valeurs de $d(\tau)$ sont très faibles (figure 5.b). Par contre, pour les valeurs de seuil supérieures ou égales à 1 mm/h, $d(\tau)$ augmente considérablement et prend des valeurs qui peuvent dépasser même le taux de pluies estimé à partir de la constante $S(\tau)$ correspondante. L'équation de la droite de régression dans ce cas s'écarte de l'équation fondamentale des aires fractionnelles. Pour la fenêtre 23x23, nous avons la plus petite valeur de $d(\tau)$. Cette valeur est très négligeable par rapport au taux de pluies calculé par la constante de proportionnalité $S(\tau)$ correspondante.

Le cumul de pluies enregistré durant la journée du 20 Janvier 2001 dans la station de Sidi Aich s'est élevé à 14 mm et correspond à un taux $\langle R \rangle$ égal à 0,58 mm/h. A partir des images radar enregistrées ce jour, nous avons calculé le taux de pluies enregistré au cours de cette journée, en utilisant les différents coefficients $S(\tau)$ obtenus.

La figure 6 représente les taux de précipitations estimés et mesurés pour différentes fenêtres et différents seuils.

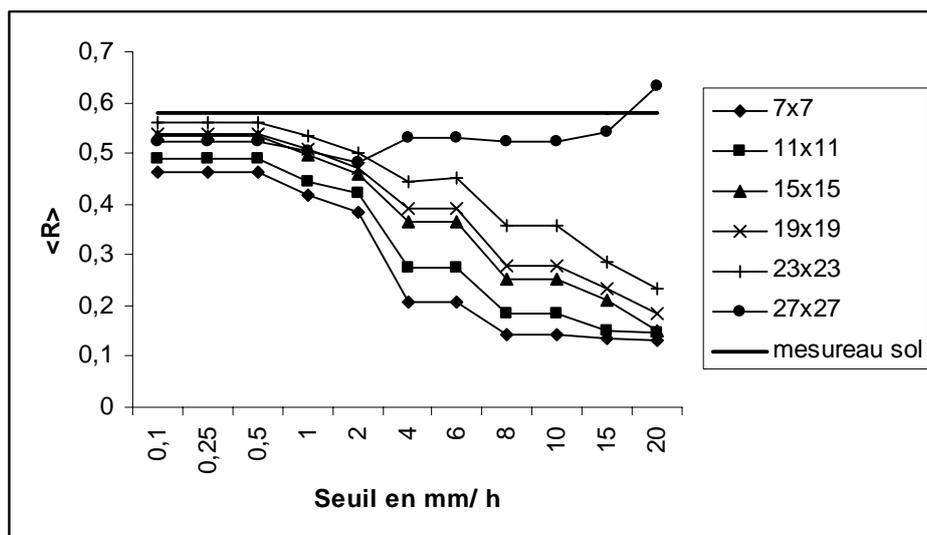


Figure 6 : Taux de pluies $\langle R \rangle$ mesuré au sol et estimé pour différents seuils et fenêtres.

D'après la figure 6, les seuils inférieurs à 1 mm/h donnent globalement des valeurs estimées et mesurées proches. La fenêtre 27x27 fait exception car on enregistre des erreurs très faibles entre valeurs mesurées et estimées pour des seuils supérieurs à 4mm/h. Ceci peut s'expliquer par le fait que le nuage est convectif c'est-à-dire que son intensité est très forte. On peut alors conclure que la constante de proportionnalité dépend fortement du type de nuage.

CONCLUSION

L'objectif de ce papier était d'étudier l'applicabilité de la méthode des aires fractionnelles aux données radar, pour l'estimation des précipitations au nord de l'Algérie, et d'étudier les relations entre les aires occupées par les nuages précipitants prisent à différents seuils et les pluies reçues au sol. Pour ce faire nous avons au préalable étalonné le radar de Sétif, afin de calculer les paramètres a et b de la relation Z-R représentatifs de notre région d'étude. Pour cela, nous avons appliqué la méthode d'approximation probabiliste modifiée. Les valeurs des paramètres a et b obtenues sont proches de celles publiées dans la littérature et caractérisent la région d'étude. Aussi, cette étude montre qu'entre 50 et 100 km, l'équation proposée pour les climats tempérés reste valable. Par contre, pour des distances inférieures ou supérieures, on doit apporter des coefficients correctifs.

L'analyse des résultats de l'application de la méthode des aires fractionnelles sur la région de Sidi Aich, montre qu'il existe une forte corrélation entre l'aire occupée par un nuage précipitant et l'intensité moyenne des précipitations reçues au sol. Nous avons constaté que les seuils qui varient autour de la

moyenne climatologique des précipitations pour la région d'étude sont les plus adaptés pour l'application de la MAF aux données radar. Cependant, ce seuil doit convenir au type du nuage c'est à dire convectif ou stratiforme. En effet, la constante climatologique de proportionnalité obtenue pour le nuage stratiforme ne sera pas la même que celle d'un nuage convectif. Par conséquent, pour une application judicieuse de la MAF, il est recommandé de choisir le seuil le plus adapté pour avoir la constante climatologique représentative d'une région et de type de nuage et qui permet de réduire l'erreur d'estimation. Notons que, l'erreur entre la mesure au sol et la valeur estimée dans cette application varie entre 3 % et 20%, selon les fenêtres d'analyse et les seuils choisis.

De même, nous avons constaté que l'erreur d'estimation peut être aussi tributaire de la fenêtre d'analyse. Cette erreur n'est pas due à la méthode elle-même, mais au fait d'avoir supposé que la région d'étude est de forme carrée alors qu'en réalité, elle a une forme bien déterminée. Comme les nuages ont une très grande variabilité spatio-temporelle, la non prise en considération de certains pixels peut conduire à une erreur significative dans l'estimation des précipitations. Pour améliorer les résultats, on suggère alors d'avoir un masque ou une carte de la région d'étude pour ne considérer que le seuil comme unique variable d'analyse.

Ce résultat satisfaisant, mérite d'être vérifié sur d'autres sites. On peut donc conclure que l'approche des aires fractionnelles est aussi applicable pour les climats méditerranéens caractérisés par des pluies stratiformes et convectives.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ARKIN P., MEISNER B.N (1987). The relation between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-1984., *NMC/NWS/NOAA, DC 20233*, 51-74.
- ARKIN P. (1982). The relationship between fractional of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-Scale array , *Center for environmental assessment services , environmental data and information servive, NOAA, DC 20235*, 107, 1382-1387.
- ATLAS D., ROSENFELD D., WOLFF B. (1990). Climatologically tuned reflectivity-rain rate relation and links to area-time integrals". *Journal of applied meteorology*, 29, 1120-1135.
- ATLAS D., ROSENFELD D., SHORT D. (1990). The estimation of convective rainfall by area integral. the theoretical and empirical basis. *Journal of geophysical research*, 95, 2153-2160.
- CALHEIROS R.V, ZAWADZKI I. (1986). Reflectivity-rain rate relationships for radar hydrology in Brazil. *Journal of climate and applied meteorology*, 26, 118-132.
- CHENG M., BROWN R., COLLIER C.G. (1993). Delineation of precipitation areas using METEOSAT infrared and visible data in the region of the United Kingdom. *Journal of applied meteorology*, 32, 884-898.

- GAGIN, A., ROSENFELD D., LOPEZ R.E. (1985). The relationship between height and precipitation characteristics of summertime convective cells in South Florida. *Journal of Atmospheric Sciences*, 42, 84-94.
- KEBE C., SAUVAGEOT H. (2004). The relation between rainfall and area-time integrals at the transition from an arid to an equatorial climate. *Journal of climate*, 18, 3806-3818.
- KRJEWSKI W. SMITH. (1991). On the estimation of climatological Z-R relationships. *Journal of applied meteorology*, 30, 1436-1445.
- LOPEZ R. E., ATLAS D., ROSENFELD D., THOMAS J. L., BLANCHARD D.O., HOLLE R. L. (1989). Estimation of areal rainfall using the radar echo area time integral. *Journal of applied meteorology*, 28, 1162- 1175.
- LOVEJOY S., AUSTIN G. L. (1979). The source of error in rain amount estimating schemes for GEOS visible and IR satellite data. *Monthly Weather Review*, 107, 1048-1054.
- MARSHALL J. S., PALPER W.M.K. (1948). The distribution of raindrops with size. *Journal of Atmospheric Sciences*, 5, 165-166.
- ROSENFELD D., WOLFF D., ATLAS D. (1992). General probability-matched Relation between Radar Reflectivity and rain rate. *Journal of applied meteorology*, 32, 50-72.
- ROSENFELD D., WOLFF D., AMITAI E. (1993). The window Probability matching method for rainfall measurements with radar. *Journal of applied meteorology*, 33, 682-693.
- ROSENFELD D., AMITAI E., WOLFF D. (1994). Improved Accuracy of Radar WPMM Estimated Rainfall upon Application of objective Classification criteria. *Journal of applied meteorology*, 34, 212-223.
- SAUVAGEOT H. (1992). Radar météorologique. Artech House, Boston, 361 p.
- SAUVAGEOT H. (1994). The probability density functions of rain rate and estimation of rainfall by area integrals". *Journal of Applied Meteorology*, 33, 1255-1262.
- SAUVAGEOT H., RAMOS-BU ARQUE S., BOURREL L., BATIONO P., DIOP M.S., TENORIOI R.S. (1994) L'estimation des précipitations par radar et infrarouge satellitaire à partir d'intégrales d'aires, *X^e journées hydrologiques-Ostom*, 577- 593.
- SHORT D., SHIMIZU K., KEDEM B. (1992). Optimal thresholds for the estimation of area rain rate moment by the threshold method, *Journal of applied meteorology*, 32,182-192.