

## Chapitre II: Radar Météorologique

---

### Introduction

Le terme « radar » est l'acronyme de l'expression anglaise « Radio détection and ranging » (détection par ondes radio et mesure de distance). Le radar est un instrument de mesure indirecte, il émet des ondes électromagnétiques qui se propagent dans l'atmosphère à la vitesse de la lumière.

Lorsque celles-ci rencontrent un obstacle, elles sont en partie réfléchies et l'antenne radar capte un écho en retour. (**Delobbe, 2006**)

L'utilisation du radar météorologique dans l'estimation des précipitations par rapport à la mesure par le pluviomètre est nettement bénéfique. Le radar présente des avantages, car il permet d'assurer une couverture continue dans l'espace et dans le temps des zones de précipitations (**Haddad et al, 2006**), Néanmoins, comme nous le verrons par la suite, la portée utile pour une estimation quantitative des précipitations est généralement beaucoup plus faible. Le produit de base fourni par le radar météorologique est une image des précipitations générée en temps réel toutes les 15 minutes.

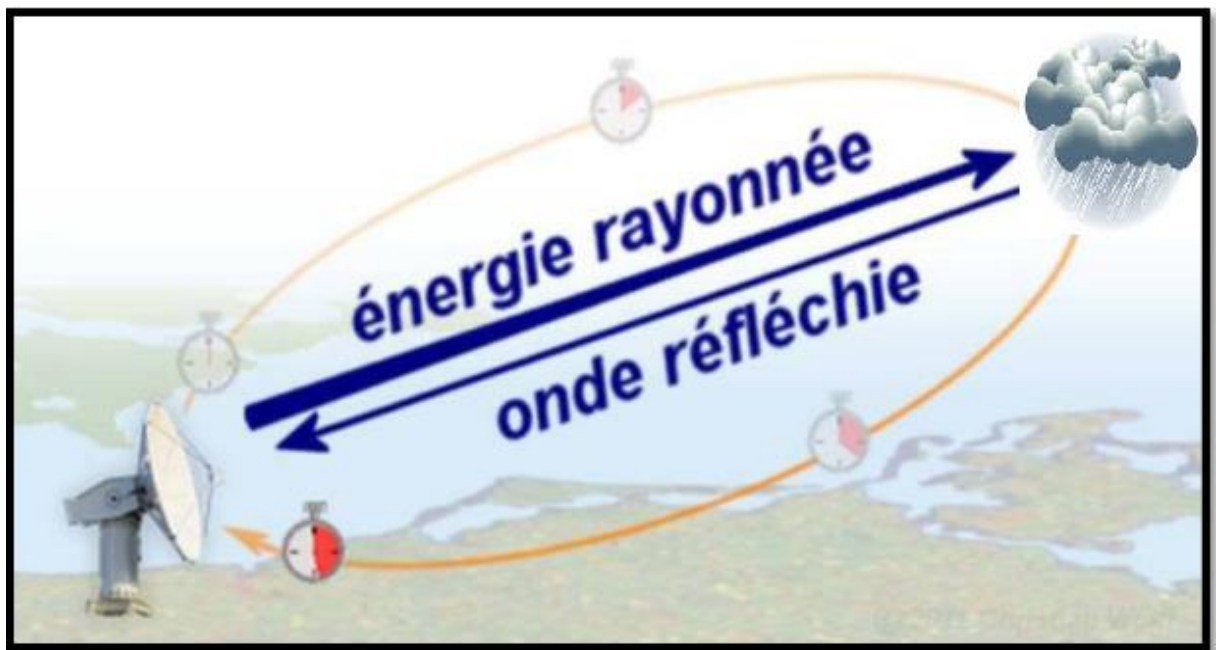
### 1. Définition

L'équipement de détection et de localisation s'est appelé successivement détection électromagnétique (France), Radio Location(Grande-Bretagne) et enfin RADAR (Etats-Unis). Le terme RADAR est l'acronyme de Radio Detecting And Ranging :

- **Radio** : Pour électromagnétique. Les radars fonctionnent à des fréquences comprises entre 3 MHz (ondes de surface ou par rétrodiffusion ionosphérique) et 100 GHz (courtes portées).
- **Détection** : seules, les cibles utiles, définies par les spécifications de besoin des utilisateurs, émettent des signaux parasites.
- **And** : simultanément.
- **Ranging** : localisation des cibles en quatre dimensions, Site, Gisement, Distance, Vitesse radiale.

## 2. Principes de fonctionnement du radar météorologique

Le radar est un capteur actif qui émet des impulsions électromagnétiques dans l'environnement. L'énergie rétrodiffusée qui est réfléchiée par les objets dans son chemin d'accès est reçue par le radar. Le système du radar typique se compose d'au moins quatre composants suivants: un émetteur qui émet des signaux à haute fréquence, une antenne qui envoie le signal de sortie et reçoit les échos, un récepteur qui traite les signaux de retour de sorte qu'ils sont prêts à être utilisés, et un système d'affichage de données (**Rinehart et al, 1997**). La partie radar qui est visible pour le public en général de l'antenne recouverte d'un dôme de protection, un radôme, et installé au-dessus d'une tour d'observation (*fig : 09*).



**Figure (09)** : Principe de l'émission du radar.

Ce chapitre va ainsi succinctement présenter les principes de la mesure des précipitations par radar météorologique, et plus précisément les trois principales phases de cette mesure : l'émission, la rétrodiffusion et l'estimation du taux de pluie.

### 3. Emission

La majorité des radars météorologiques sont des radars pulsés. Des ondes électromagnétiques sont transmises d'une antenne directionnelle en direction de l'atmosphère. Cette antenne tourne sur un axe vertical à une vitesse de  $5^\circ/\text{s}$  environ (Tabary, 2007). Les impulsions électromagnétiques produites par un oscillateur électronique forment un faisceau très fin de forme conique, avec une ouverture de l'ordre de  $1^\circ$  à  $2^\circ$ . Le volume de l'atmosphère sondé par ce faisceau, couramment désigné par les termes « volume radar », « volume de résolution » ou « porte » augmente en taille et en altitude avec la distance. Ainsi, pour la plupart des radars, le volume sondé va de 0,001 km à proximité du radar. L'antenne directionnelle n'émet pas les impulsions à l'horizontale, mais selon un angle appelé « angle d'élévation de l'antenne ». Cet angle varie en général autour de  $1^\circ$ . En conséquence, le faisceau ne sonde pas l'atmosphère à une hauteur constante. Cette dernière augmente avec la distance au radar. Par exemple, pour un angle de  $1^\circ$ , à 50 km du radar, le faisceau se situera à 0,87 km d'altitude, à 1,74 km d'altitude à une distance de 100 km, et à une altitude de 3,49 km à une distance de 200 km. De ce fait, la portée de détection des radars est généralement de 220 km environ, alors que leur utilisation quantitative est de l'ordre de 100 km. De la même manière, le radar doit être localisé à une distance comprise entre 20 et 50 km de la zone d'intérêt.

### 4. Les différents types de radar météorologique

Les radars se différencient selon leurs fréquences et leurs longueurs d'onde. Ces dernières constituent la « bande » du radar. Les bandes les plus couramment rencontrées sont les bandes S, C et X (Tab: 01). Le choix de la longueur d'onde d'un radar en fonction du type de précipitations à observer. Dans les régions où les précipitations fortement intenses sont fréquentes, un radar à bande S de longueur d'onde d'une dizaine de centimètres est nécessaire. Aux moyennes latitudes, les radars à bande C sont efficaces pour un coût de fabrication moins élevé. Les radars à bande X de longueur d'onde de 3 cm environ sont peu coûteux mais souffrent de phénomènes d'atténuation par les précipitations qui rendent leur utilisation hasardeuse et leurs estimations imprécises.

**Tableau (01) :** Différents type du radar (WMO, 2008)

Bande du radar	Fréquence	Longueur d'onde
UHF	300– 1000 MHZ	100-10 m
L	1000 – 1000 MHZ	30-15 cm
s	2000 – 1000 MHZ	15-8 cm
c	4000 – 1000 MHZ	8-4 cm
x	8000 – 1000 MHZ	4-2.5 cm
k	26.5 – 40 GHz	17-1.2 cm
w	94 GHz	4-2.7 mm

## 5. Rétrodiffusion

Les impulsions d'énergie électromagnétique sont absorbées et réfléchies par les cibles rencontrées dans l'atmosphère. Une partie de l'énergie est rétrodiffusée vers la partie réceptrice du radar.

En effet, la quantification des précipitations par radar s'appuie sur la capacité des hydrométéores, qu'ils soient sous forme de pluie, de flocons de neige ou de cristaux de glace, à rétrodiffuser les ondes du radar vers son antenne. En connaissant l'angle de site du faisceau radar et son azimut, la position de la cible dans l'espace est déterminée. La puissance du signal retournée au radar est en fonction de la concentration et de la taille des gouttes constituant la cible, de la forme :

$$P_r(u) = C \frac{Z(u)}{p^2} \quad (01)$$

Avec :

$P_r$  : puissance rétrodiffusée vers le radar en provenance du point  $u$  situé à la distance  $p$  du radar

$C$  : constante regroupant l'influence des caractéristiques du radar, notamment sa longueur d'onde, sa puissance d'émission et son ouverture du faisceau

$Z$  : « facteur de réflectivité radar », encore appelé « réflectivité radar ». Ce facteur est indépendant du type de radar. Il représente la capacité de diffusion de l'ensemble des gouttes d'eau qui forment la cible atmosphérique (**Andrieu, 2002**).

Comme les ondes électromagnétiques voyagent à la vitesse de la lumière ( $2,99.10^8$  m/s), la distance de la cible peut être déterminée en mesurant le temps écoulé entre l'émission et la rétrodiffusion.

## 6. Passage du facteur de réflectivité au taux de pluie

Le facteur de réflectivité  $Z$  traduit la capacité de la cible à renvoyer l'énergie qu'elle reçoit par le radar lors de l'émission des impulsions électromagnétiques. Il dépend de la distribution granulométrique des précipitations.  $Z$  est mesuré selon une échelle logarithmique (en décibels de  $Z$  ou DBZ) et correspond à la somme des puissances sixièmes des diamètres de toutes les gouttes comprises dans une porte du faisceau (**Faure, 1993**).

Le passage du facteur de réflectivité ( $Z$  en  $\text{mm}^6/\text{m}^3$ ) en intensité de pluie ( $R$  en mm/h) repose sur des relations empiriques de type  $Z = a R^b$ , fondées sur la distribution et la taille des gouttes dans un volume donné (**Tabary, 2007**). A l'échelle mondiale, la relation la plus fréquemment utilisée est celle de **Marshall-Palmer (1948)**, avec  $a = 200$  et  $b = 1,6$ . Nous obtenons ainsi la relation  $Z = 200 R^{1,6}$ . Cette relation, s'adapte bien aux pluies stratiformes. Des relations pour les situations de neige, de pluies tropicales ou de pluies convectives ont aussi été trouvées. Par exemple, pour ces dernières, (**Jones, 1955**) a proposé une relation Z-R de la forme  $Z = 486 R^{1,37}$  et (**Sims, 1964**) une relation  $Z = 446 R^{1,43}$ .

## 7. Sources d'erreur dans la mesure de pluie par radar

Le radar est le seul système d'observation météorologique permettant d'observer en temps réel la structure spatiale du champ de précipitations. L'estimation quantitative du taux de précipitations est cependant affectée par différentes sources d'erreurs.

Il existe quatre principales familles d'erreur affectant la mesure de la pluie par radar. Elles sont liées aux interceptions du faisceau radar, à la représentativité de la mesure radar, à une relation Z-R inappropriée et à la calibration électronique du radar.

### 7.1 Masques

On distingue trois types de masques : les masques topographiques, liés au relief, les masques anthropiques, liés à la présence humaine (comme des bâtiments, par exemple) et les arbres.

Une partie de l'énergie transmise est ainsi arrêtée par l'obstacle et engendre une sous-estimation de la réflectivité radar derrière l'obstacle. Différentes méthodes de détermination des zones de masques ont été proposées. Elles utilisent des cumuls d'images radar, portant sur de longues périodes, ou des modèles numériques de terrains pour les masques topographiques par exemple.

### 7.2 Echos de sol (aussi appelés échos fixes)

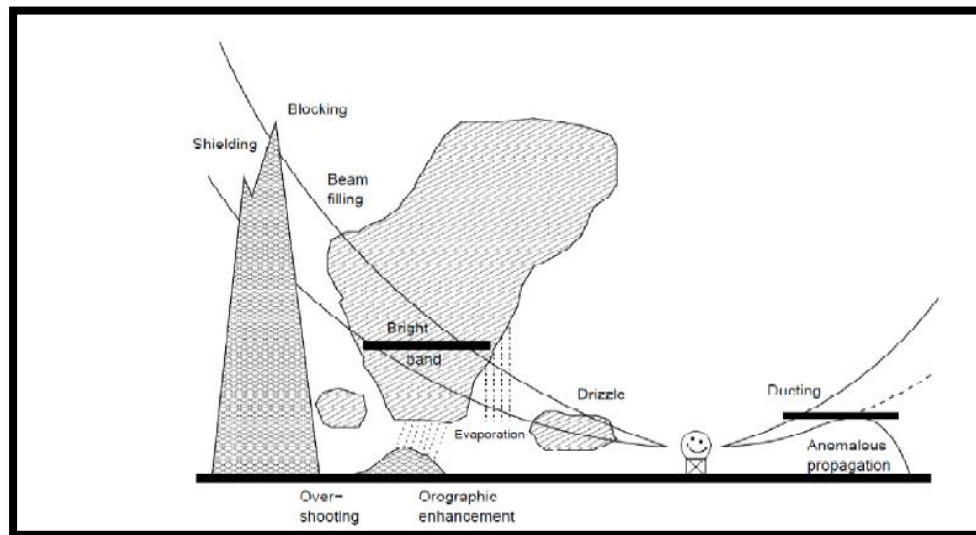
Le faisceau radar peut intercepter le sol ou des obstacles et engendrer ainsi une forte énergie rétrodiffusée : la réflectivité radar est ainsi anormalement élevée. La connaissance de la vitesse radiale, obtenue avec un radar Doppler, s'avère alors utile pour différencier les cibles météorologiques des échos de sol. En effet, la vitesse radiale associée à un écho de sol étant théoriquement nulle, tous les échos ayant une vitesse radiale non nulle peuvent être identifiés comme étant des échos météorologiques, biologiques (oiseaux) ou anthropiques (avions) (*fig :10*).



**Figure (10) :** Echos fixe (montagne) d'un radar. (Source météo Canada)

### 7.3 Propagations anormales

Lors de certaines conditions atmosphériques particulières qui se produisent, tels que le changement brusque de la densité de l'air, le faisceau radar est dévié vers le sol (voir **Fig: 11**). Par conséquent, les échos observés ne sont pas réelles précipitations et sont appelés encombre radar. Il faut remarquer que non seulement la propagation anormale peut causer encombre, ils apparaissent également lorsque les lobes latéraux frappent des objets au sol à courte portée ou des obstacles fixes présence à proximité du radar. Pour QPE radar, il est extrêmement important d'éliminer les échos parasites, car ils peuvent grandement nuire à la qualité des données.



**Figure (11) :** Les sources d'erreurs qui affectent la précision des mesures des précipitations par radar (Rossa et al, 2005).

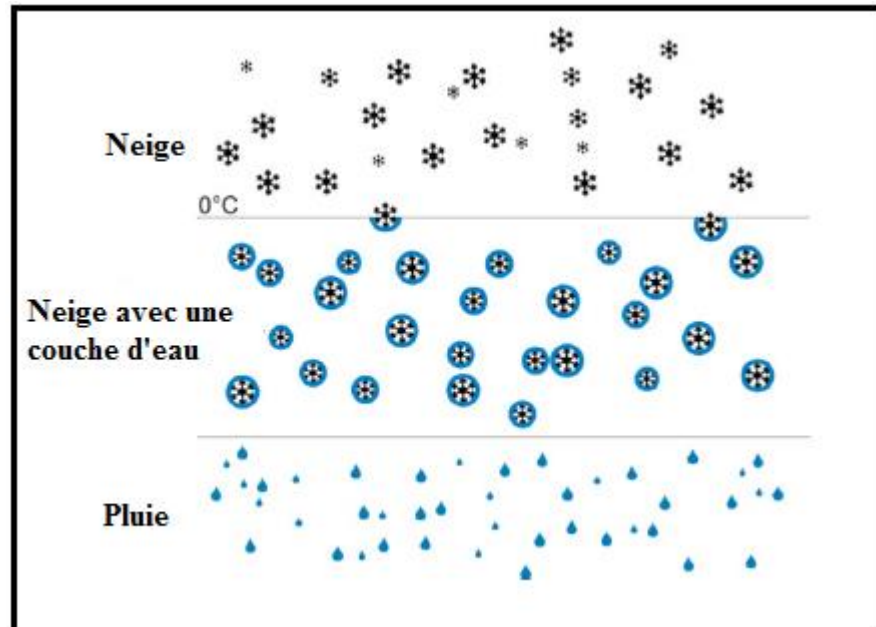
### 7.4 Artéfacts

L'onde émise peut parfois rencontrer, lors de sa propagation, des cibles non météorologiques (Oiseaux, insectes, avions,...etc.) et le coefficient de corrélation (paramètre polarimétrique) se révèle utile pour leur identification.

### 7.5 Effet de bande brillante

L'effet de "bande brillante" est un phénomène particulier à signaler, le nom technique pour ce problème particulier est appelé les variations du profil vertical de réflectivité. Il est connu que les faisceaux radar intercepter les précipitations à différentes hauteurs. Dans certaines conditions spécifiques, une couche de l'atmosphère est juste en dessous du point de congélation

(habituellement environ 3 km d'altitude). Lorsque des particules de glace tombent à travers cette couche, ils fondent et deviennent finalement pluie. Le processus de fusion commence à partir de l'extérieur des particules de glace solides, et lorsque la glace solide est revêtue d'une forme de liquide, il est extrêmement réfléchissant, beaucoup plus que ce soit de la glace ou de l'eau seule, (*Fig: 12*). Par conséquent, il constitue une «bande brillante» sur l'écran radar.



**Figure (12) :** Le passage de particules de glace de gouttes de pluie (**Pedersen, 2009**).

### 7.6 Atténuation

Lorsque le signal radar passe à travers un milieu de précipitation, la puissance électromagnétique est progressivement réduite. L'atténuation est plus grave pour les radars à courte longueur d'onde puisque la puissance du signal transmise est plus faible, par exemple, les radars en bande X ont des problèmes d'atténuations beaucoup plus importantes que les radars en bande S. En outre, la densité du nuage joue également un rôle où nuage dense provoque plus l'atténuation du signal.

### 7.7 Relation Z-R inappropriée

Le choix d'une relation Z-R inappropriée constitue une source d'erreur qu'il est très difficile de détecter et de corriger. Elle dépend en effet des caractéristiques des précipitations.



En conclusion, les limites de la mesure du radar sont nombreuses et des natures variées. Il existe d'autres sources d'erreurs surviennent lorsque le faisceau radar rencontre des migrations d'insectes ou d'oiseaux, lors du survol d'avions, à proximité de l'océan en cas de forte houle (échos de mer), ou lorsque le radar a un parc éolien dans son champ.

### 8. Réseau météorologique algérien

Le service d'ONM (office national météorologique) comporte sept radar météorologiques (un parmi eux un radar doplaire), répartie au territoire de l'Algérie (Sétif, Annaba, Algérie centre, Tlemcen, Tiaret, el baydah, bechar).  
(Fig : 13, Tab : 02)

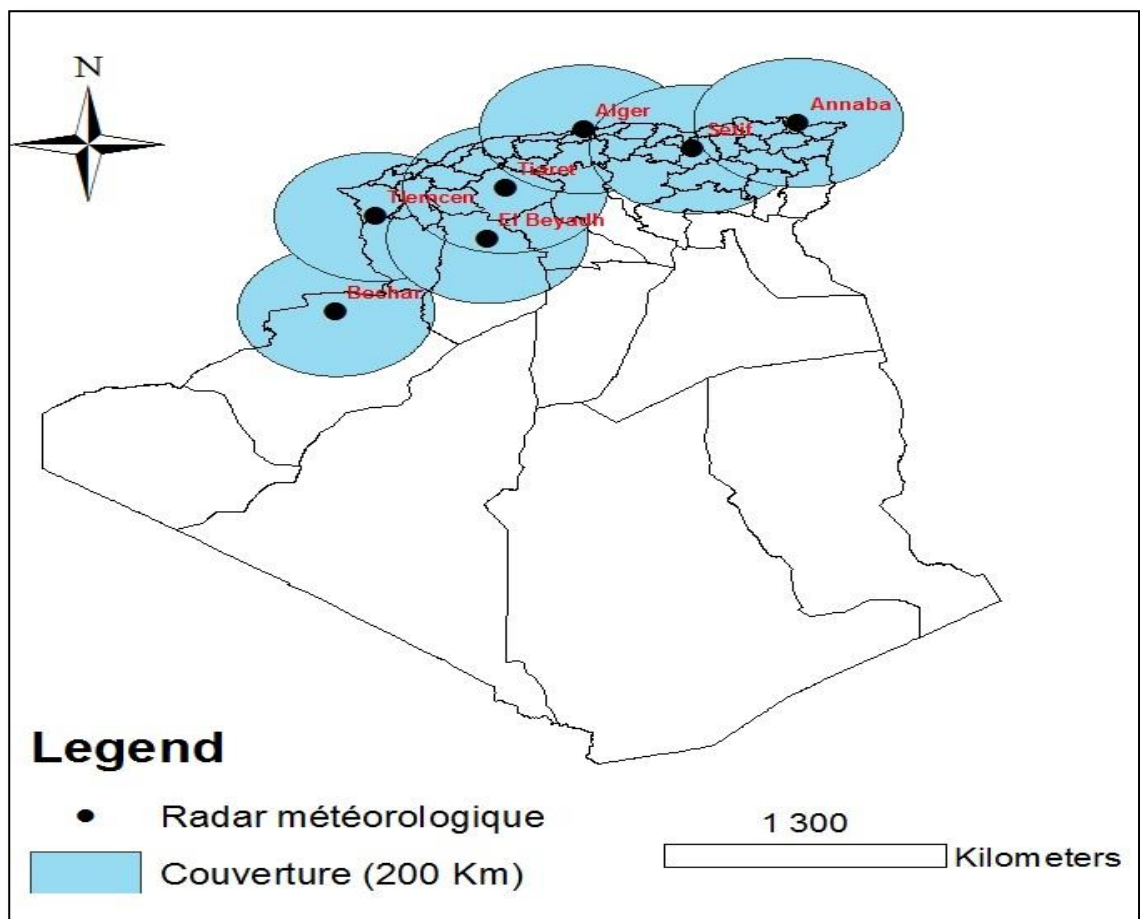
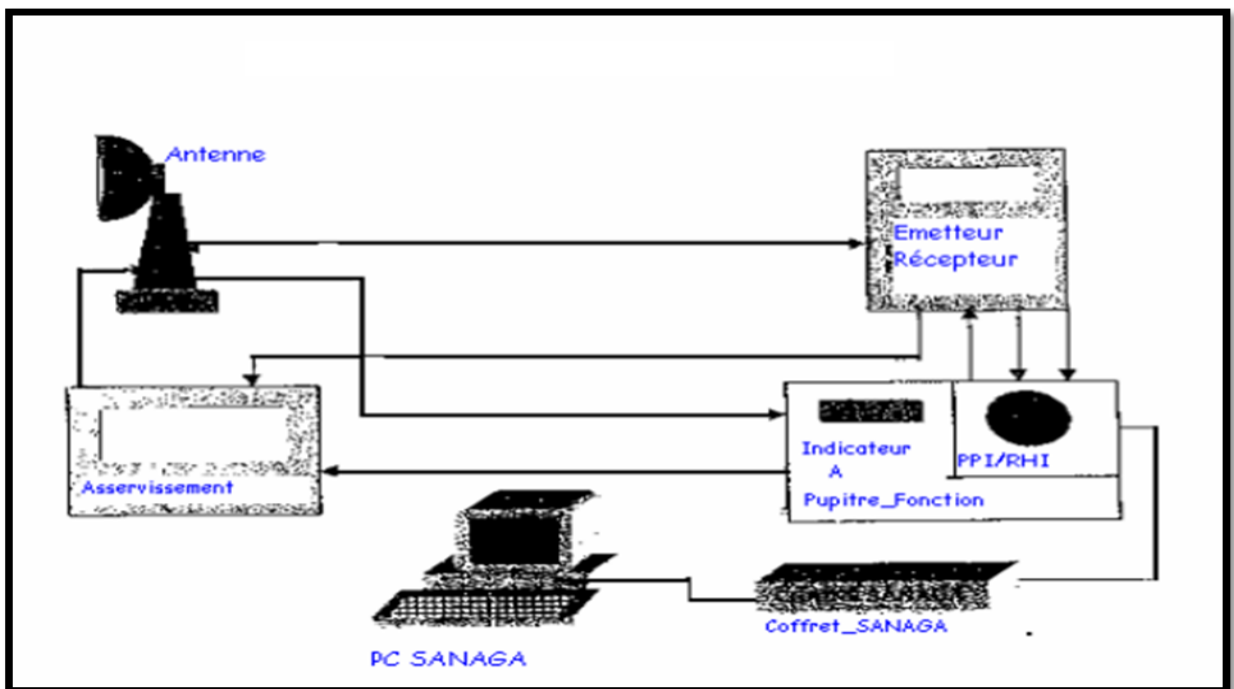


Figure (13) : Le réseau Météorologique Algérien.

**Tableau (02):** Cordonnées des radars disponible.

STATION	coordonnées			Indicatifs	
	Latitude	longitude	altitude (m)	OMM	OACI
Bechar	31°37'N	02°14'W	773	60571	DAOR
Tlemcen	34°17'N	01°23'W	1300	60531	DAON
El Beyadh	33°40'N	01°00'E	1800	60550	DAOY
Tiaret	35°15'N	01°26'E	1127	60511	DAOB
Alger	36°43'N	03°15'E	25	60390	DAAG
Sétif	36°11'N	05°25'E	1730	60445	DAAS
Annaba	36°55'N	07°40'E	980	60360	DABB

En 1996 les radars de Sétif puis celui de Annaba sont numérisées grâce à la chaine Sanga, (*Fig: 14*) durant la période des lignes DZ-PAC (transmission par paquet) sont obtenus et les images radar de ce site sont transmises vers le service central toutes les quinze minutes et sont visualisés grâce au serveur dédié pour cette opération. Le radar d'Alger est reçu au service central grâce à une ligne spécialisée. (**Lamri et al, 2004**)



**Figure (14) :** Configuration d'un site radar après numérisation (**Lamri et al, 2004**).

## 9. Les données de réflectivité : des données brutes

Les données de réflectivité correspondent à l'estimation du facteur de réflectivité radar  $Z$  ( $\text{mm}^6 / \text{m}^3$ ) pour chaque pixel ( $1 \times 1 \text{ km}^2$ ) de la couverture hydrologique du radar, à l'instant où le faisceau radar atteint ce point. L'estimation de ce facteur de réflectivité radar est sauvegardée selon une échelle logarithmique en décibels de  $Z$  (dBZ). À partir de ces valeurs de  $Z$ , l'intensité de pluie instantanée équivalente ( $R$  en mm/h) est estimée.

## 10. Applications du radar météorologique en hydrologie

La prise de conscience de l'utilisation des radars météorologiques en hydrologie n'est apparue qu'après 1990. Grâce aux progrès de la technique radar, plus en plus d'hydrologues constatés que l'utilisation du radar dans les applications hydrologiques est porteur d'avenir (**Sumner, 1990; Ramsey 1995 ;peters et easton 1996 ; Andrieu et al 1997**).

Parmi les nombreuses applications hydrologiques utilisant le radar, la contribution la plus importante est venue de l'estimation des précipitations extrêmes (**Vieux et Bedient 1998**), cette dernière elle est définie comme précipitation plus de 500 mm en 24 heures ou plus de 100 mm dans 1 heure. Les conditions pluviométriques extrêmes se produisent souvent à l'échelle locale et il a été constaté que le radar peut fournir des informations précieuses sur les champs de précipitations où l'ampleur de la tempête est inférieure à l'espacement entre les pluviomètres.

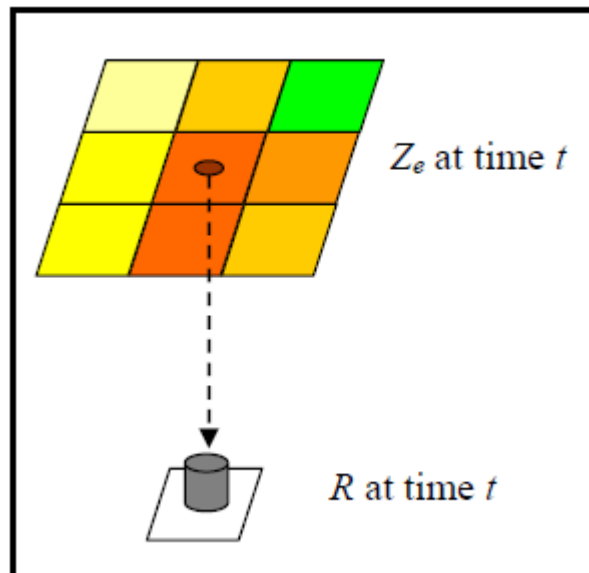
Suivant cette idée, les données radar à haute résolution recueillies en temps réel sont devenues de plus en plus importantes pour la prévision des crues opérationnelles. Plusieurs études de cas ont montré des améliorations dans la description des champs de précipitations mesurées par radar qui permet à des conceptions plus avancées du système d'alerte de crue. Ces images (radar) n'étaient pas pratiques précédemment où l'information sur les précipitations a été entièrement basée sur les pluviomètres (**Krajewski et Smith, 2002; Morin et al 2006; Borga et al 2007; Gourley et al 2010**).

## 11. Étalonnage de radar météorologique

Pour utiliser le radar météorologique comme un instrument de mesure, il est nécessaire de connaître avec précision les constantes de l'équation du radar afin d'interpréter correctement les grandeurs mesurées. Il n'existe pas des méthodes qui sont universellement adoptées pour l'étalonnage. De nombreuses méthodes ont été proposées dans la littérature telles que : la méthode d'ajustement probabiliste (Calheiros et Zawadzki 1987; Atlas et al 1990; Rosenfeld et al 1993), Traditional matching method (Sauvageot;1994) ; " window probability matching method" (Rosenfeld et al 1994) et "window correlation matching method" (Piman, 2007).

### 11.1 Traditional matching method

Cette approche consiste à associer la valeur de réflectivité  $Z$  au-dessus des postes pluviométriques ( $R$ ), au même temps de mesure (Fig: 15). Cette méthode suppose que les gouttes de pluie tombent absolument verticales de l'atmosphère sur le pluviomètre et que l'intensité mesurée par le radar à l'altitude est la même que celle à la surface (Calheiros et Zawadzki, 1987).



**Figure (15):** Le concept de la méthode TMM (Traditional matching method) (Piman, 2007).

## 11.2 Méthode d'ajustement probabiliste modifiée

Cette méthode a été proposée par (**Calheiros et Zawadzki 1987**). Ces derniers ont montré que si deux variables aléatoires, telles que  $Z$  et  $R$ , sont liées par une fonction, la transformation de l'une en l'autre de ces variables produit des densités de probabilités égales.

$$P(R) dR = P(Z) dZ \quad (02)$$

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 sont liées par une fonction de puissance telle que l'équation  $Z = a R^b$ , on a alors les relations suivantes (**Krajewski et Smith, 1991**) :

$$m_{\ln R} = (m_{\ln Z} - \ln a) / b \quad (03)$$

$$\sigma_{\ln R}^2 = \frac{\sigma_{\ln Z}^2}{b^2}$$

Ces équations peuvent être réécrites sous forme:

$$\ln a = m_{\ln Z} - b m_{\ln R} \quad (04)$$

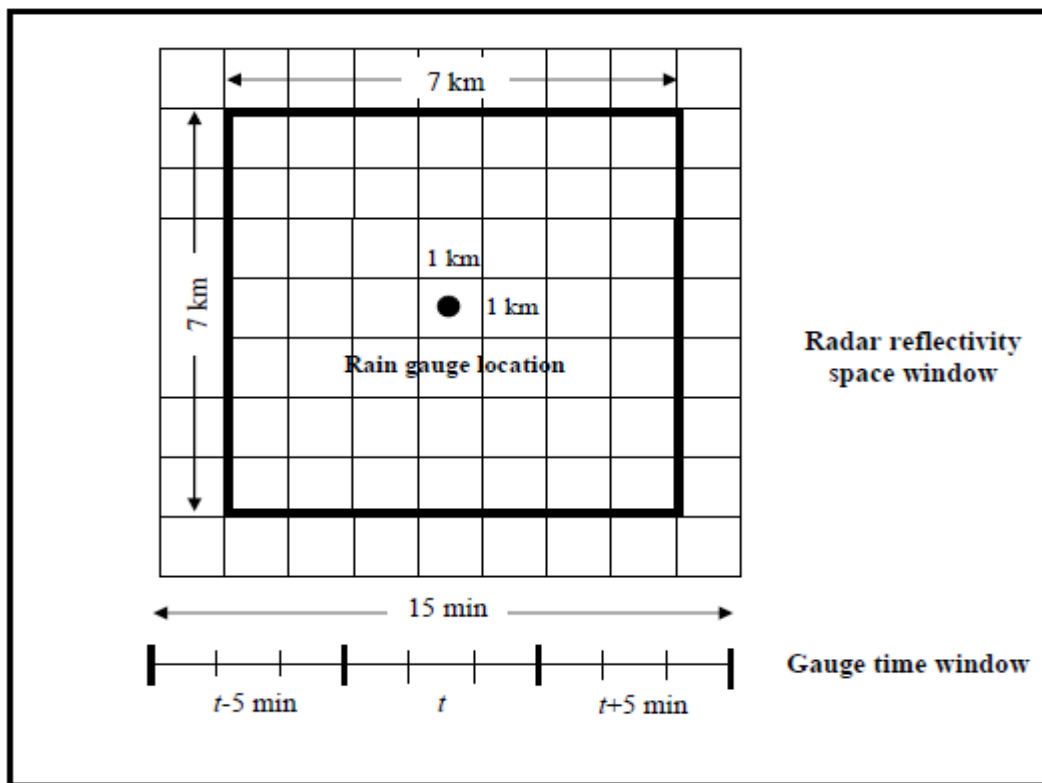
$$b = \frac{\sigma_{\ln Z}}{\sigma_{\ln R}}$$

Pour pouvoir appliquer les équations (04) qui décrivent l'approche probabiliste modifiée, la loi de distribution des paramètres  $R$  dans la zone d'étude doit être impérativement suit une loi de distribution log-normale. D'après (**Sauvageot;1994, Atlas;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.

## 11.3 The window probability matching method (WPMM)

La méthode dite "Window probability matching method" a été développé par (**Rosenfeld et al, 1994**) pour réduire les déséquilibres géométriques et l'erreur de synchronisation entre la réflectivité ( $Z_e$ ) et l'intensité de la pluie ( $R$ ),  $Z_e$  est

obtenu à partir des fenêtres virtuelles, ces dernières sont centrées sur les postes pluviométriques, l'intensité  $R$  est pris en même temps de mesure. Centré au temps ( $t$ ) du balayage radar comme illustré sur la (**Fig: 16**). Les valeurs de  $Z_e$  et  $R$  de l'espace et de temps des fenêtres sont ensuite contribuées à la  $P(Z_e)$  et  $P(R)$ . De cette façon, une synchronisation plus étroite entre le radar et les observations de pluviomètre peuvent être obtenus. Et on peut assurer que les observations radar sont presque égale aux mesures des pluviomètres à la surface malgré des erreurs de mesure telle que le déplacement de la pluie du centre de la fenêtre de radar par le vent.

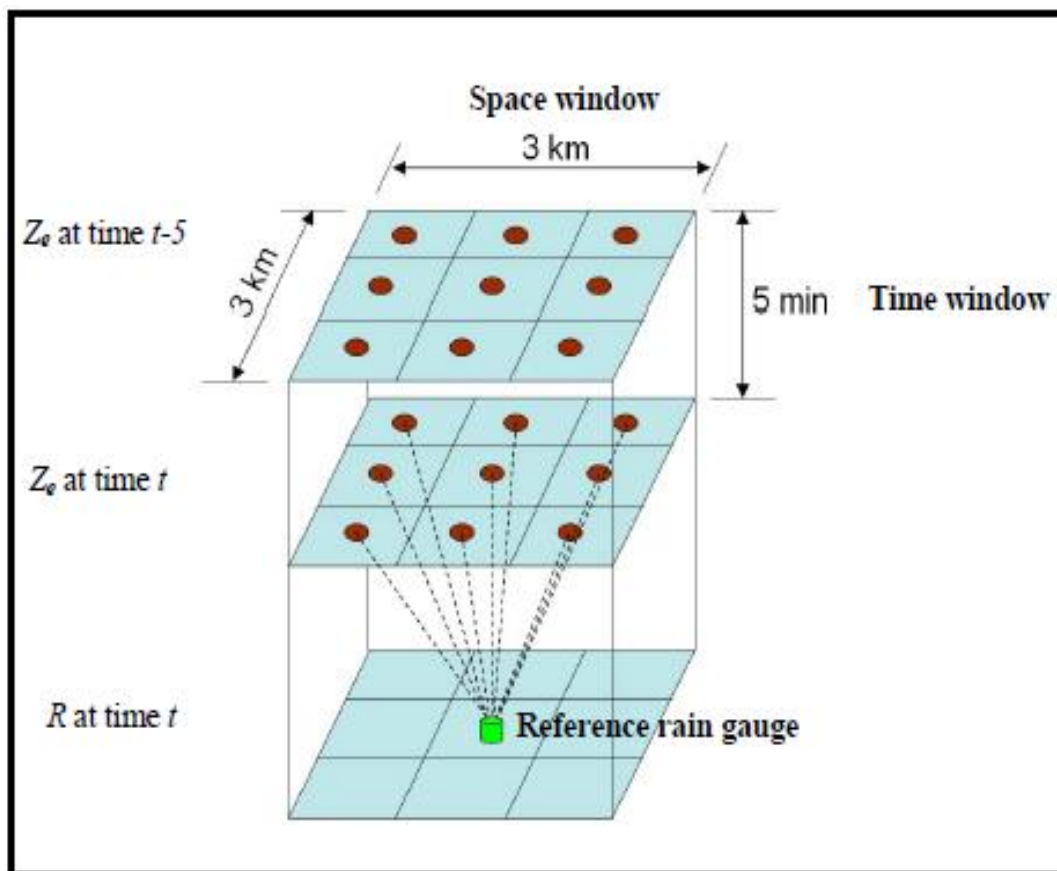


**Figure (16):** Le concept de la méthode WPMM (The window probability matching method) (Piman, 2007).

#### 11.4 Window correlation matching method (WCMM)

WCMM a été développé pour répondre aux paires ( $Z_e$ - $R$ ) lorsqu'il des erreurs de collocation et de synchronisation sont présents (ensemble de données non-synchrones  $Z_e$ - $R$ ). Ces erreurs sont causées spécialement par le vent et la

hauteur de mesure par radar, respectivement. Aussi cette méthode tente de rendre compte du processus physique de précipitations que les gouttes de pluie tombent rarement absolument verticales en raison des effets du vent, mais aussi les mesures radar sont prises à une altitude plus élevée de la terre, de telle sorte qu'il est nécessaire de tenir compte le temps de déplacement des gouttes de pluie. En outre, la WCMM utilise des ensembles de données  $Z_e$  et  $R$  simultanément à développer les relations d'intensité  $R$  et réflectivité  $Z$  de pluie (*Fig: 17*).



**Figure (17):** Le concept de la méthode WCMM (window correlation matching method).

**Conclusion**

Contrairement à la mesure traditionnelle des précipitations par un pluviomètre, le radar météorologique présente plusieurs avantages. Avec le radar météorologique, il est possible d'observer les précipitations avec une résolution temporelle courte et une large couverture surfacique.

Cependant, les données radar sont affectées par différentes sources d'erreurs, certaines erreurs affectent les mesures de réflectivité et les estimations des précipitations dérivées de ces mesures de réflectivité. Enfin, lorsque les données radar sont utilisées pour calculer les précipitations cumulées sur une période de temps, certaines erreurs peuvent apparaître en raison de l'échantillonnage temporel limité du radar. Pour une bonne interprétation des données fournies par les radars météorologique, il est impératif de déterminer et identifier ces sources d'erreur.



**Références bibliographique**

- Delobbe, L., 2006.** Estimation des précipitations à l'aide d'un radar météorologique, Institut Royal Météorologique de Belgique.
- Haddad .B, Sadouki .L, Sauvageot .H, Adane ., 2006.** Analyse de la dimension fractale des échos radar en algérie, france et sénégal, journal de Télédétection,5, pp. 299-306.
- Rinehart, R. E., 1997.** Radar for meteorologists: Third edition. Rinehart Publishing.
- Tabary, P., 2007.** The new French operational radar rainfall product methodology, Weather Forecast. 22, pp. 393–408.
- Andrieu, H., J. D. Creutin, G. Delrieu, and D. Faure, 1997.** Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area Radar measurement interpretation, Journal of Hydrology, 193, pp. 1-25.
- Lamri.A, Haffar.L., 2004.** Le calibrage hydrologique du radar météorologique étude comparative entre le radar de bordeaux et de Setif, rapport de ONM .
- Faure D., 1993.** Application à l'hydrologie du radar météorologique :comparaisons d'estimation radar et pluviométriques pour des lames d'eau horaires sur des petits bassins cévenols, Thèse de l'université Joseph Fourier Grenoble I ,260p.
- Jones, P.D., Raper, R.S., Diaz, H.F., Kelly, P.M., Wigley, T.M.L., 1986.** Northern hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984, Journal of Climate and Applied Meteorology 25 ,2, pp. 161-179.
- Rossa, A., 2005.** M. Bruen, D. Frühwald, B. Macpherson, I. Holleman, D. Michelson, and S.Michaelides: Use of radar observations in hydrological and new models. COST 717 Final Report.
- Pedersen, L., 2009.** Identification and quantification of uncertainties related to using distributed x-band radar estimated precipitation as input in urban drainage models. PhD Thesis.
- Sumner, G., 1990.** Applications of weather radar systems - a guide to users of radar data in meteorology and hydrology, collier Area,22 , pp. 180-180.
- Ramsey, E. W., 1995.** Monitoring flooding in coastal wetlands by using radar imagery and ground-based measurements, International journal of remote sensing, 16, pp. 2495-2502.

- Vieux, B. E., and P. B. Bedient., 1998.** Estimation of rainfall for flood prediction from wsr-88reflectivity: A case study, 17-18 october 1994, *Weather Forecast*, 13, pp. 407-415.
- Krajewski W., F., and J. A. Smith., 2002.** Radar hydrology: Rainfall estimation, *Advanced Water Resource*, 25, 1387-1394.
- Calheiros .R.V, Zawadzki .I., 1987.** Reflectivity rain-rate relationships for radar hydrology in Brazil, *Journal of Climate Application Meteorology*, 26, pp. 118–132.
- Atlas .D, Rosenfeld .D, Wolff .B., 1990.** Climatologically tuned reflectivity-rain rate relation and links to area-time integrals, *Journal of applied meteorology*, 29, pp. 1120-1135.
- Rosenfeld, D., Wolff, D. B., and Atlas, D, 1993.** General probability matched relations between radar reflectivity and rain rate, *Journal of Applied Meteorology*, 32, pp. 50–72.
- Rosenfeld, D., Wolff, D. B., and Amitai, E., 1994.** The window probability matching method for rainfall measurements with radar, *Journal Applied Meteorology*.33, pp. 682–693.
- Piman,T., M. S., 2007.** Babel, A. Das Gupta, and S. Weesakul. Development of a window correlation matching method for improved radar rainfall estimation, *journal of hydrology and earth system sciences.*,11, pp. 1361-1372.