

Institut Royal Météorologique de Belgique



## Estimation des précipitations à l'aide d'un radar météorologique

L. Delobbe

2006

Wetenschappelijke en  
technische publicatie  
Nr 44

Publication scientifique  
et technique  
Nr 44

Uitgegeven door het  
**KONINKLIJK METEOROLOGISCH  
INSTITUUT VAN BELGIE**  
Ringlaan 3, B-1180 Brussel  
Verantwoordelijke uitgever: Dr. H. Malcorps

Edité par  
**L'INSTITUT ROYAL  
METEOROLOGIQUE DE BELGIQUE**  
Avenue Circulaire 3, B-1180 Bruxelles  
Editeur responsable: Dr. H. Malcorps

## Table des Matières

<b>1</b>	<b>INTRODUCTION.....</b>	<b>4</b>
<b>2</b>	<b>FONCTIONNEMENT GÉNÉRAL DU RADAR.....</b>	<b>6</b>
<b>3</b>	<b>PRINCIPE DE MESURE.....</b>	<b>7</b>
<b>4</b>	<b>SOURCES D'ERREUR.....</b>	<b>10</b>
<b>4.1</b>	<b>Mesures de réflectivité.....</b>	<b>10</b>
<b>4.2</b>	<b>Estimation des taux de précipitations.....</b>	<b>13</b>
<b>4.3</b>	<b>Cumul de précipitations.....</b>	<b>17</b>
<b>5</b>	<b>VALIDATION.....</b>	<b>20</b>
<b>5.1</b>	<b>Validation des cumuls mensuels.....</b>	<b>21</b>
<b>5.2</b>	<b>Validation des cumuls journaliers.....</b>	<b>25</b>
<b>6</b>	<b>CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....</b>	<b>29</b>
	<b>RÉFÉRENCES.....</b>	<b>31</b>

## *Avant-propos*

L'étude décrite dans ce rapport a été en grande partie réalisée pour le compte de la Direction des Etudes hydrologiques et des Statistiques (D.212) du Ministère de l'Équipement et des Transports de la Région Wallonne (MET/DGVH) dans le cadre du marché de services R&D « Analyse et production de données à caractère hydrologique au moyen d'un radar météorologique ».

La collaboration entre l'IRM et le MET/DGVH s'est largement développée depuis 2001 suite à l'installation par l'IRM d'un radar météorologique à Wideumont dans la province du Luxembourg. Le but de cette collaboration est d'améliorer la prévision des crues et des inondations grâce aux données radar de précipitations. Nous tenons à remercier nos collègues du MET/DGVH, Philippe Dierickx et Marina Thunus, pour la confiance qu'ils nous ont accordée, leur vigilante attention et les judicieuses recommandations.

Notre gratitude va également à de nombreux collègues de l'IRM qui ont contribué à ce travail. Dirk De Muer, Christian Tricot et Fabian Debal ont accepté de relire ce manuscrit. Leurs remarques et suggestions ont été très appréciées. Geert De Sadelaer et Christophe Ferauge assurent avec une grande efficacité le bon fonctionnement du système radar. Didier Dehem a largement contribué aux efforts réalisés pour promouvoir et faciliter l'utilisation des données radar par les services hydrologiques wallons. Les données du réseau pluviométrique sont collectées et validées avec la plus grande minutie par l'équipe du service de climatologie. Hans Van Hautehem et Stéphane De Keyzer assurent la gestion de la base de données dans laquelle sont intégrées toutes ces informations. Notre reconnaissance s'adresse enfin à tous les observateurs du réseau climatologique de l'IRM qui, chaque matin à 8h, qu'il vente ou qu'il pleuve, réalisent consciencieusement le relevé de leur station pluviométrique.

## 1 Introduction

Le terme « radar » est l'acronyme de l'expression anglaise « Radio detection and ranging » (détection par ondes radio et mesure de distance). Le radar 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.

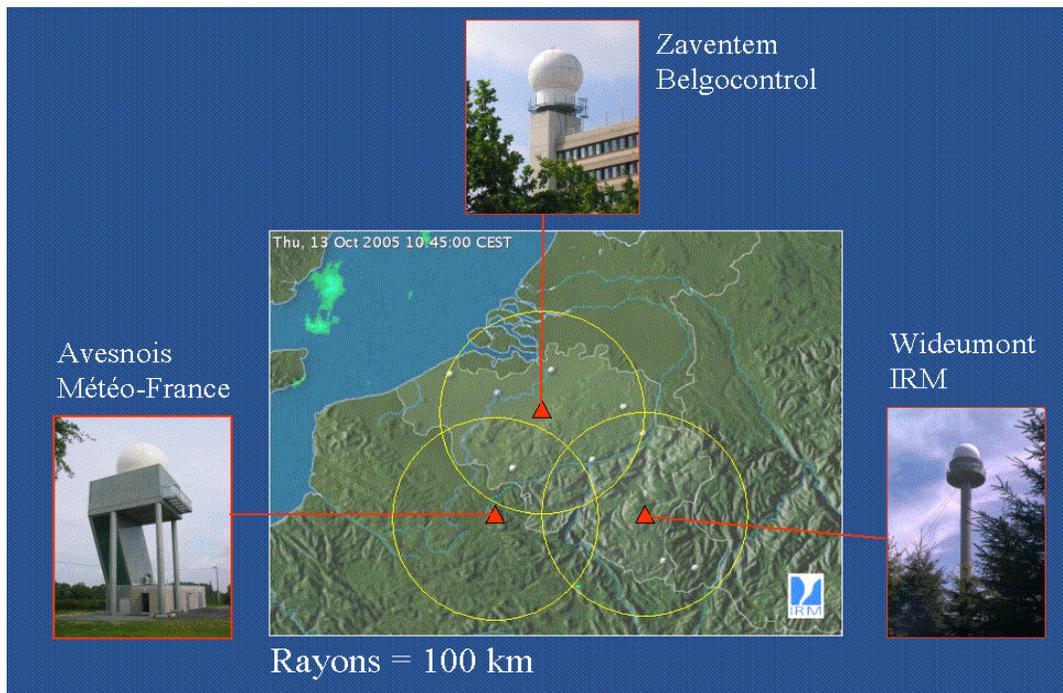
Le radar a fait son apparition en aéronautique durant la seconde guerre mondiale. Sur les images radar apparaissaient des échos en provenance des particules de précipitations (pluie, neige ou grêle). En aéronautique, ces échos étaient considérés comme des parasites. Les météorologistes y virent au contraire une source précieuse d'information. C'est ainsi que le radar fit son apparition dans le monde de la météorologie. Depuis la seconde guerre mondiale, les systèmes radar se sont sophistiqués et les radars météorologiques occupent désormais une place essentielle dans le dispositif d'observation de l'atmosphère.

L'Institut royal météorologique de Belgique (IRM) dispose d'un radar météorologique installé à Wideumont (Libramont) dans la province du Luxembourg. Un second radar météorologique est installé à Zaventem et est exploité par le service météorologique de Belgocontrol qui transmet en temps réel les données de ce radar à l'IRM. Le radar de l'Avesnois, récemment installé par Météo-France près de Maubeuge en collaboration avec le MET/DGVH et l'IRM, couvre également une partie du territoire belge (Fig. 1). Au niveau Européen, un réseau d'environ 120 radars permet de couvrir la majeure partie du continent (Fig. 2).

Le radar permet de détecter les précipitations jusqu'à une distance maximale de l'ordre 240 km. 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 5 minutes. Ces images sont utilisées par l'IRM pour les prévisions météorologiques à très court terme. L'hydrologie constitue également un volet d'applications de plus en plus important. L'imagerie radar joue désormais un rôle clé dans le dispositif de prévision des crues et des inondations mis en place par le MET/DGVH. L'utilisation quantitative des données radar comme donnée d'entrée des modèles de prévision hydrologique n'est toutefois pas encore largement répandue. Cette utilisation exige une bonne connaissance de la qualité des estimations de précipitations fournies par le radar. Ce rapport a précisément pour but de décrire la précision que l'on peut attendre des données radar de précipitations.

Nous commencerons par décrire le fonctionnement général du radar et le principe de mesure. Le radar permet de bien observer la distribution spatiale des précipitations sur un large domaine mais l'estimation du taux de précipitations n'est pas aussi précise que celle des mesures ponctuelles des stations pluviométriques au sol. Les différentes sources d'erreur qui affectent les données radar seront brièvement décrites et illustrées par de nombreux exemples observés par le radar de Wideumont. Les résultats de validation des données radar par comparaison avec les données sol seront ensuite présentés. Ces résultats concernent des comparaisons portant sur les cumuls de

précipitations mensuels ainsi que sur les cumuls journaliers. Les enseignements que l'on peut tirer de ces résultats sont rassemblés dans les conclusions de ce rapport.



**Fig. 1** : Radars météorologiques de Wideumont, Zaventem et l'Avesnois. Les cercles indiquent les rayons à 100 km.



**Fig 2** : Radars météorologiques en Europe.

## 2 Fonctionnement général du radar

Le système radar est constitué du système d'émission, de l'antenne et du système de réception. L'antenne balaye constamment l'horizon avec une vitesse de rotation de l'ordre de 3 tours par minute. Pendant sa rotation l'antenne émet des impulsions électromagnétiques qui se propagent dans l'atmosphère à la vitesse de la lumière. Lorsqu'une impulsion rencontre des précipitations, elle est diffusée dans toutes les directions et une partie du signal est rétrodiffusée vers l'antenne qui capte un écho en retour. Le temps qui s'écoule entre l'émission et la réception du signal est une mesure de la distance des précipitations. L'intensité du signal reçu donne une estimation de l'intensité des précipitations. Le radar permet de balayer l'atmosphère à différents angles d'élévation, ce qui permet de récolter des données à 3 dimensions.

La plupart des radars en Europe émettent à une fréquence dans la bande C, c'est-à-dire proche de 5 GHz. La fréquence du radar de Wideumont est de 5.640 GHz, ce qui correspond à une longueur d'onde de 5.3 cm. L'antenne de ce radar est une parabole de 4.2 m de diamètre qui est utilisée à la fois pour l'émission et la réception du signal. Le radar de Wideumont réalise toutes les 5 minutes un balayage standard comprenant 5 angles d'élévation compris entre 0.3 et 6 degrés. Lors de ce balayage, le radar émet 600 impulsions par seconde. Chaque impulsion dure 0.836  $\mu$ s, ce qui correspond à une longueur dans l'espace de 250 m.

L'angle d'ouverture de l'antenne est de 1 degré, ce qui signifie que la majeure partie de l'énergie émise est concentrée dans un faisceau conique très étroit de 1 degré de largeur. Ce faisceau appelé lobe principal est entouré de lobes secondaires dans lesquels une faible quantité d'énergie est également émise. La présence de lobes secondaires est à l'origine de la contamination des données radar par certains échos renvoyés par le sol. L'angle d'ouverture détermine la résolution verticale ainsi que la résolution en azimut des mesures radar. Ces résolutions dépendent de la distance au radar (Fig. 3). A une distance de 50 km, la largeur du lobe principal est de 0.9 km. A 200 km, cette largeur atteint 3.5 km. La largeur  $L$  du faisceau est reliée à la distance  $d$  exprimée en km par l'expression suivante:  $L = d \operatorname{tg}(1^\circ) = 0.017 d$ . La résolution en distance est déterminée par la vitesse d'échantillonnage au niveau du système de réception. Elle ne dépend pas de la distance. Pour le balayage standard du radar de Wideumont, la résolution en distance est de 250 m. Les résolutions spatiales verticale, en azimut et en distance déterminent le volume d'échantillonnage du radar. Ce volume s'accroît avec la distance au radar. A une distance de 100 km, ce volume est approximativement un cylindre de 1.8 km de diamètre et de 250 m de hauteur.

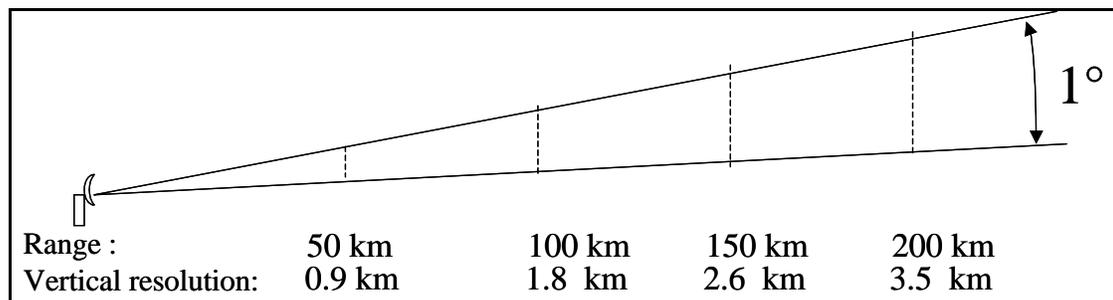


Fig. 3: Résolution verticale en fonction de la distance.

### 3 Principe de mesure

Le radar mesure la puissance de l'écho renvoyé par les cibles présentes dans l'atmosphère. Comme décrit précédemment, ces mesures forment un champ à trois dimensions. Dans cette section, nous décrivons comment ces données tridimensionnelles de réflectivité sont converties en une image à deux dimensions du taux de précipitations.

La puissance reçue par le radar ( $P_r$ ) est reliée à une quantité  $Z$ , le facteur de réflectivité, par l'équation radar suivante:

$$P_r = \frac{CK^2Z}{r^2} \quad (1)$$

Dans cette expression,  $C$  est la constante radar qui dépend d'un certain nombre de caractéristiques intrinsèques du radar (la puissance émise, le gain de l'antenne...),  $r$  est la distance de la cible et  $K$  est la constante diélectrique de la cible. La constante diélectrique dépend de la phase des hydrométéores (eau liquide ou glace). Le facteur  $K^2$  a une valeur de 0.93 pour l'eau liquide et de 0.2 pour la glace.

Le facteur de réflectivité est donné par l'expression suivante:

$$Z = \int n(D)D^6 dD \quad (2)$$

où  $D$  est le diamètre des hydrométéores et  $n(D)$  est la distribution en taille des hydrométéores. Le facteur de réflectivité s'exprime en  $\text{mm}^6/\text{m}^3$  ou également en décibels :  $Z(\text{dB}) = 10 \log_{10} Z(\text{mm}^6/\text{m}^3)$ . Il représente le pouvoir réfléchissant de la cible, c'est-à-dire de l'ensemble des hydrométéores contenus dans le volume échantillonné. La réflectivité sera d'autant plus grande que le nombre d'hydrométéores est élevé et que ces hydrométéores sont grands. Il faut noter que le diamètre intervient dans l'expression (2) avec un exposant 6, ce qui signifie que la taille des hydrométéores influence très fortement la réflectivité.

La distance de la cible étant connue et en supposant que les hydrométéores sont des gouttes de pluie, la puissance mesurée par le radar peut être convertie en réflectivité en utilisant l'expression (1). Le radar permet donc de mesurer la réflectivité de la cible. Or, la grandeur que l'on souhaite estimer est le taux de précipitations  $R$  exprimé en  $\text{mm}/\text{h}$ . Il n'existe pas de relation directe entre la réflectivité et le taux de précipitations. Cette relation dépend de la distribution en taille des gouttes qui est inconnue et extrêmement variable. Dans la plupart des centres météorologiques opérationnels en Europe, la même relation  $Z$ - $R$  est utilisée:

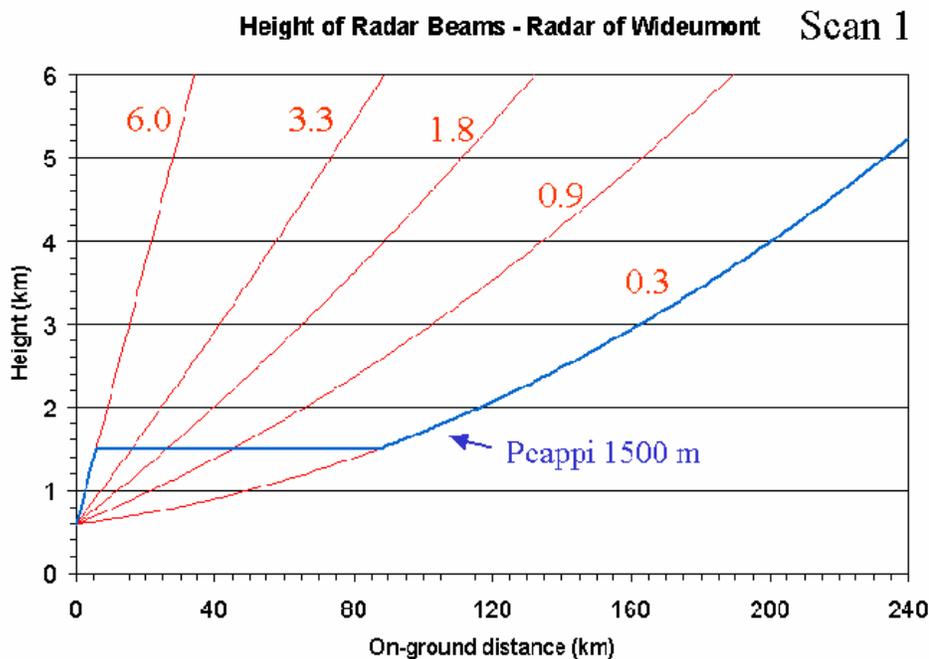
$$Z = aR^b \quad (3)$$

Pour les applications opérationnelles, les paramètres  $a$  et  $b$  sont fixés à une valeur constante quelles que soient les conditions météorologiques. Les valeurs les plus couramment utilisées en Europe sont  $a = 200$  et  $b = 1.6$ ,  $Z$  et  $R$  étant exprimés respectivement en  $\text{mm}^6/\text{m}^3$  et en  $\text{mm}/\text{h}$ . Ce sont ces valeurs qui sont utilisées pour le

radar de Wideumont. La relation Z-R (3) a été obtenue en faisant l’hypothèse que la distribution en taille des gouttes est décrite par le relation de Marshall et Palmer (1948). La caractérisation de la distribution en taille a fait l’objet de multiples recherches et de nombreuses relations Z-R ont été proposées dans la littérature. Jusqu’à présent, ces recherches n’ont cependant pas permis de proposer des solutions satisfaisantes pour améliorer de manière substantielle l’estimation des précipitations dans des conditions opérationnelles.

*Des données radars 3D aux images 2D*

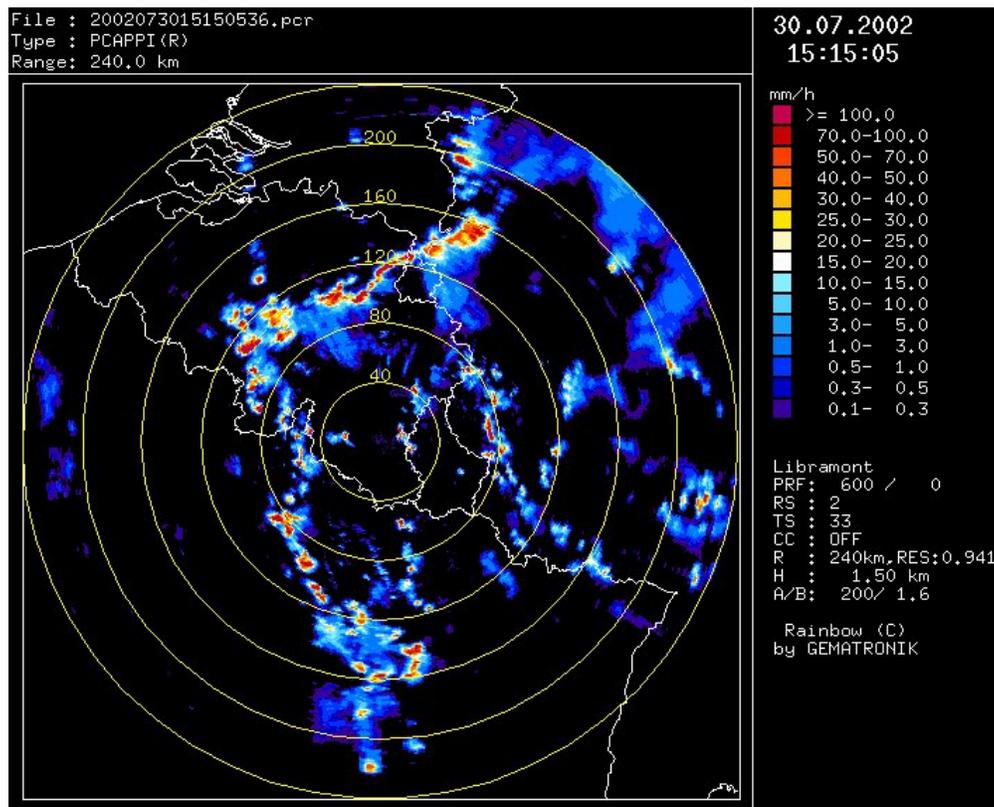
Le balayage standard du radar de Wideumont comprend 5 angles d’élévation, ce qui signifie qu’en chaque point de la surface terrestre couverte par le radar, la réflectivité est mesurée à 5 niveaux d’altitude. Pour la plupart des applications ce sont les taux de précipitations en surface qui importent. Il semblerait donc raisonnable d’utiliser les données récoltées au niveau le plus bas. A courte distance, ces données récoltées à basse altitude sont malheureusement contaminées par des échos du sol, ce qui les rend inutilisables. En pratique, les données récoltées aux 5 angles d’élévation sont utilisées pour générer l’image radar à deux dimensions. La méthode utilisée est illustrée à la Figure 4.



**Fig. 4** : Extraction de l’image 2D à partir des données 3D en suivant le Pseudo CAPPI à 1500 m.

L’altitude des 5 faisceaux radar aux différentes élévations est représentée en fonction de la distance. En raison de la courbure de la Terre, les trajectoires apparaissent courbées vers le haut sur la figure. L’image à 2 dimensions générée à partir des données 3D est ce qu’on appelle un Pseudo CAPPI dans le jargon des radaristes, ce qui signifie « Pseudo Constant Altitude Plan Position Indicator ». Cette image représente une tranche d’atmosphère à une altitude donnée. Cette altitude a été fixée à 1500 m pour le radar de Wideumont. A des distances intermédiaires, les données à 1500 m sont obtenues par interpolation entre les données récoltées par les deux faisceaux situées de part et d’autre

du niveau 1500 m. Il s'agit d'une interpolation linéaire basée sur l'inverse de la distance. A courte distance du radar, ce sont les données du faisceau le plus élevé qui sont utilisées. Au-delà de 80 km, seules les données du faisceau le plus bas sont utilisées. A grande distance, les données sont récoltées à une altitude largement supérieure à 1500 m, ce qui n'est pas sans conséquence sur la qualité des données comme nous le verrons ultérieurement. Les données au niveau du Pseudo CAPPI sont en coordonnées polaires. Elles sont ramenées à une grille cartésienne par interpolation spatiale. L'image standard du radar de Wideumont a une résolution de 600 m et couvre un rayon de 240 km autour du radar. D'autres images avec des résolutions dégradées sont également générées. La figure 5 montre un exemple d'image radar correspondant à une situation d'orage.



**Fig. 5:** Image radar observée le 30 juillet 2002 lors d'une situation d'orage.

### *Elimination des échos du sol*

Comme nous la verrons à la section 4.1 qui décrit les différentes sources d'erreur, les données radar peuvent être contaminées par des échos renvoyés par le sol. Ces échos affectent surtout les données récoltées à basse altitude et à faible distance du radar. L'extraction du Pseudo CAPPI permet d'éliminer de l'image 2D la plupart des échos du sol. Certains reliefs tels que la Baraque Fraiture ou les sommets des Fagnes ou de l'Eifel restent néanmoins visibles. Pour les éliminer, une carte des échos du sol permanents a été élaborée. Dans ces zones, l'extraction du Pseudo Cappi est modifiée de manière à utiliser les données 3D provenant de faisceaux à plus haute altitude.

En conditions atmosphériques standards, les images du radar de Wideumont ne présentent pratiquement aucun écho du sol. En période de propagation atmosphérique anormale (voir paragraphe 4.1), l'extraction du Pseudo Capi et la correction basée sur la carte des échos permanents ne suffisent cependant pas à éliminer tous ces échos. Un filtrage Doppler a dès lors été mis en place. Ce filtrage, qui est appliqué au niveau du processeur radar aux données 3D de réflectivité, est basé sur le fait que les échos du sol ont généralement une vitesse radiale nulle contrairement aux précipitations qui se déplacent. L'utilisation de ce filtrage permet une élimination satisfaisante de tous les échos du sol, sauf dans les cas de très forte propagation anormale.

## 4 Sources d'erreur

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'erreur. Certaines erreurs affectent les mesures de réflectivité et d'autres, les estimations de précipitations dérivées de ces mesures de réflectivité. Enfin, lorsque les données radar sont utilisées pour calculer le cumul de précipitations sur une certaine durée, certaines erreurs peuvent apparaître en raison de l'échantillonnage temporel limité du radar. Dans cette section, nous décrirons brièvement les différentes sources d'erreur en les illustrant autant que possible par des exemples observés par le radar de Wideumont. Le lecteur intéressé trouvera de plus amples informations par exemple dans les références suivantes : Joss and Waldvogel (1990), Doviak and Zrníc (1993), Collier (1996), Steiner et al. (1999), Meischner (2003) et Chumchean et al. (2006). Les problèmes liés à la mesure radar et les traitements appliqués par nos collègues de Météo-France sont décrits en français dans Parent du Châtelet (2003).

### 4.1 Mesures de réflectivité

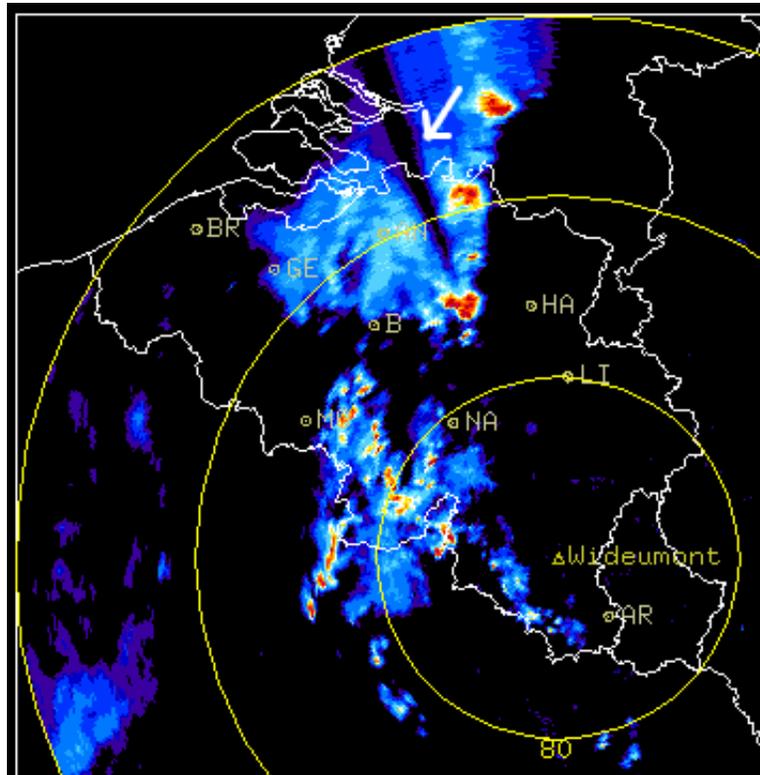
#### *Étalonnage du système radar*

Une mesure correcte de la puissance reçue et de la réflectivité qu'on en déduit nécessite un étalonnage précis des systèmes d'émission et de réception du radar. Il est par exemple impératif de bien contrôler le gain des différents amplificateurs présents dans la chaîne de réception. Un étalonnage absolu de toute la chaîne d'émission et de réception est extrêmement difficile à réaliser car cela nécessiterait d'utiliser une cible extérieure dont la réflectivité est connue avec précision. Un entretien régulier du radar permet néanmoins d'assurer une grande stabilité du niveau d'étalonnage et de garantir ainsi la répétitivité des mesures.

Pour le radar de Wideumont, une procédure de contrôle automatique de la sensibilité du radar a été mise en place en mars 2005. Cette procédure est basée sur l'écho renvoyé par un pylône situé à 8 km du radar. Ce pylône renvoie un écho extrêmement stable et le suivi automatique de l'intensité de cet écho permet de mettre en évidence d'éventuelles variations de la sensibilité du radar. Cette procédure permet également de contrôler la précision de la localisation des échos radar grâce au suivi de l'azimut et de la distance assignée au pylône par le radar.

### Atténuation et amplification

L'onde électromagnétique émise par le radar se propage dans l'atmosphère et rencontre sur son passage des molécules de gaz atmosphériques, et éventuellement des gouttelettes nuageuses, des gouttes de pluie, des flocons de neige ou de la grêle. L'absorption et la diffusion du rayonnement par ces gaz et particules produisent une atténuation des ondes incidente et réfléchie. L'atténuation par les gaz et les gouttelettes nuageuses est extrêmement faible. Les particules plus grosses telles que les gouttes associées à des précipitations intenses ou les grêlons peuvent en revanche être à l'origine d'effets d'atténuation non négligeables. L'exemple donné à la Figure 6 est très éloquent. Plusieurs cellules orageuses sont visibles sur l'image. Il apparaît que les secteurs situés à l'arrière de certaines de ces cellules sont en grande partie occultés. Les cellules orageuses jouent un rôle d'écran en atténuant fortement la propagation du faisceau radar. Typiquement, l'atténuation d'un radar en bande C est de  $0.0044R^{1.17}$  dB/km où R est le taux de précipitations exprimé en mm/h. L'atténuation provoquée par une cellule orageuse de forte intensité est de l'ordre de 0.5 dB/km. En comptant les trajets aller et retour, le passage à travers une cellule de 3 km de long suffit à produire une atténuation d'un facteur 2.

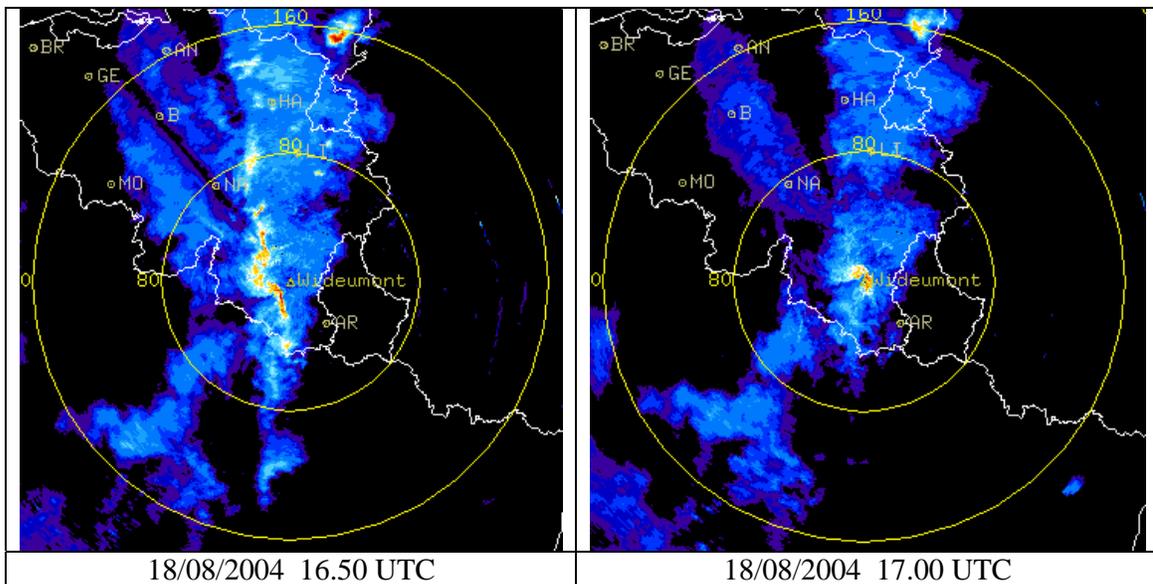


**Fig. 6 :** Exemple d'atténuation par une cellule orageuse de forte intensité.

Le radome, qui est constitué de polyester et qui sert à protéger l'antenne des intempéries, contribue également à l'atténuation. L'atténuation du radome sec est faible et relativement bien connue. Elle peut être prise en compte dans la constante radar (Eq.1). Lorsqu'il pleut, le ruissellement le long du radome peut par contre provoquer

une atténuation de plusieurs dB. Cette atténuation s'ajoute à celle produite par les précipitations dans l'atmosphère et il est difficile d'évaluer la contribution exacte du radome humide. L'exemple de la figure 7 illustre ce phénomène. Les 2 images montrent une ligne d'averses orageuses à 10 minutes d'intervalle. Lorsque l'orage se trouve exactement à l'endroit du radar, on observe une nette diminution des taux de précipitations sur toute l'image.

L'atmosphère peut également être à l'origine d'un effet de canalisation ("ducting") entre le sol et une certaine altitude ou au sein d'une couche atmosphérique. L'onde électromagnétique est alors piégée dans cette couche qui agit ainsi comme un guide d'onde naturel. Un faisceau radar subissant cet effet ne s'élargit pas autant que dans les conditions habituelles, ce qui résulte en une plus grande concentration de la puissance de l'onde électromagnétique et une amplification des réflectivités mesurées. Cet effet de canalisation se produit généralement au-dessus de la mer sous certaines conditions très spécifiques liées au profil vertical de l'indice de réfraction de l'air.



**Fig. 7** :Effet d'atténuation par le radome humide et les précipitations. Les deux images sont prises à 10 minutes d'intervalle.

#### *Echos fixes, parasites et effet de masque*

Malgré la procédure d'élimination des échos permanents et le filtrage Doppler, certains échos du sol persistent sur l'image radar. C'est particulièrement le cas lors des situations de propagation atmosphérique anormale (ANAPROP). Ces conditions généralement associées à des situations anticycloniques conduisent à une courbure du faisceau radar vers le bas telle que le lobe principal touche la Terre. Cette courbure est produite par la réfraction du faisceau due aux gradients verticaux de température et d'humidité. Une forte inversion de température est généralement à l'origine de conditions de propagation anormale. Le plus souvent, ces conditions apparaissent par temps sec.

Les échos renvoyés par les avions, les oiseaux ou toute autre cible présente dans l'atmosphère apparaissent également comme des parasites sur l'image radar. Le processeur radar permet toutefois d'en éliminer une bonne partie. Enfin, il faut noter

que toutes les sources électromagnétiques dans la même gamme de fréquence que le radar sont susceptibles de perturber les mesures. Le développement de la téléphonie mobile et des réseaux Internet sans fil constitue une menace de plus en plus préoccupante pour la qualité des mesures radar en Europe.

Outre l'écho parasite qu'ils génèrent, les obstacles vus par le radar peuvent être à l'origine d'un effet d'occultation partiel ou total de la région située à l'arrière de l'obstacle. Cet effet de masque sera d'autant plus significatif que l'obstacle est de grande dimension et situé à proximité du radar. Bénéficiant d'un horizon parfaitement dégagé, le radar de Wideumont est peu affecté par cet effet de masque. Pour certains radars situés dans des zones fortement urbanisées ou dans des régions montagneuses, l'effet de masque peut entraîner une réduction substantielle de la couverture radar.

### *Résolution spatiale*

Le volume échantillonné par le radar croît avec la distance au radar. Cela implique un lissage des champs de réflectivité observé par le radar à grande distance. Un noyau de forte réflectivité risque de ne remplir que partiellement le faisceau radar, ce qui induit une sous-estimation de la réflectivité maximale de ce noyau. A courte distance, les mesures seront en revanche extrêmement sensibles aux variations locales de réflectivité associées aux structures fines du champ de précipitations. L'impact de l'échantillonnage spatial sur les observations du radar de Wideumont en situation d'orage a été récemment étudié en collaboration avec le KNMI (Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut). Les résultats sont décrits dans Delobbe and Holleman (2006).

## **4.2 Estimation des taux de précipitations**

### *Altitude des mesures*

En raison de la courbure de la Terre, l'altitude des mesures augmente avec la distance. Il en résulte que plus la distance est grande, moins les mesures de réflectivité sont représentatives des conditions en surface. Or, c'est le taux de précipitations en surface qui importe pour la plupart des applications. La figure 8 montre la trajectoire du faisceau le plus bas du radar de Wideumont en tenant compte de l'angle d'ouverture de 1 degré.

A une distance de 200 km, la base du faisceau est à une altitude de 2.25 km. Par conséquent, les précipitations générées en-dessous de cette altitude ne pourront pas être détectées par le radar. Cet effet, dit d'overshooting, limite considérablement la portée du radar lorsqu'on est en présence de précipitations stratiformes peu intenses qui sont générées à basse altitude. En revanche, des orages de forte extension verticale pourront être détectés sans peine jusqu'à la portée maximale de 240 km.

Outre l'overshooting, un effet de remplissage partiel du faisceau peut se produire. Seule la partie inférieure du faisceau intercepte les précipitations, ce qui donne lieu à une sous-estimation du taux de précipitations que l'on dérive de la réflectivité. En présence d'air sec dans les basses couches de l'atmosphère, l'évaporation partielle ou totale des précipitations entre l'altitude de mesure et le sol conduit également à des erreurs d'estimation des taux de précipitations.

Un grossissement des gouttes peut également se produire dans les basses couches atmosphériques lorsque celles-ci sont saturées en humidité. Ce grossissement peut se produire par condensation ou par collection de gouttelettes (processus de coalescence). Cet accroissement du taux de précipitations dans les basses couches atmosphériques ne peut être observé par le radar. Ces effets non désirés sont illustrés à la figure 9.

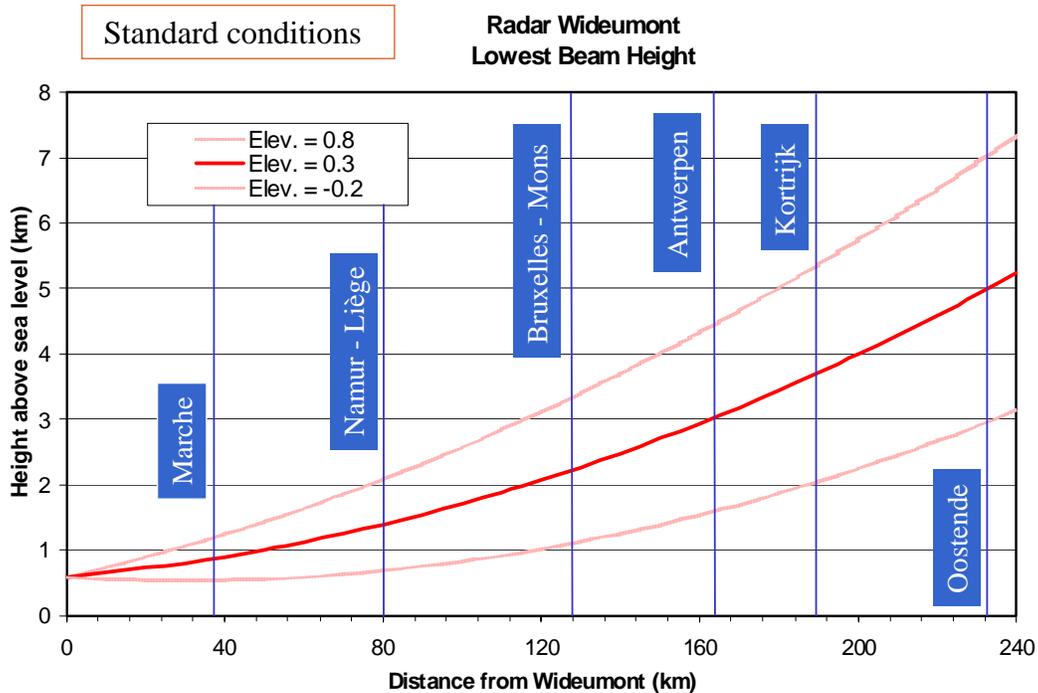


Fig. 8 : Trajectoire du faisceau le plus bas du radar de Wideumont.

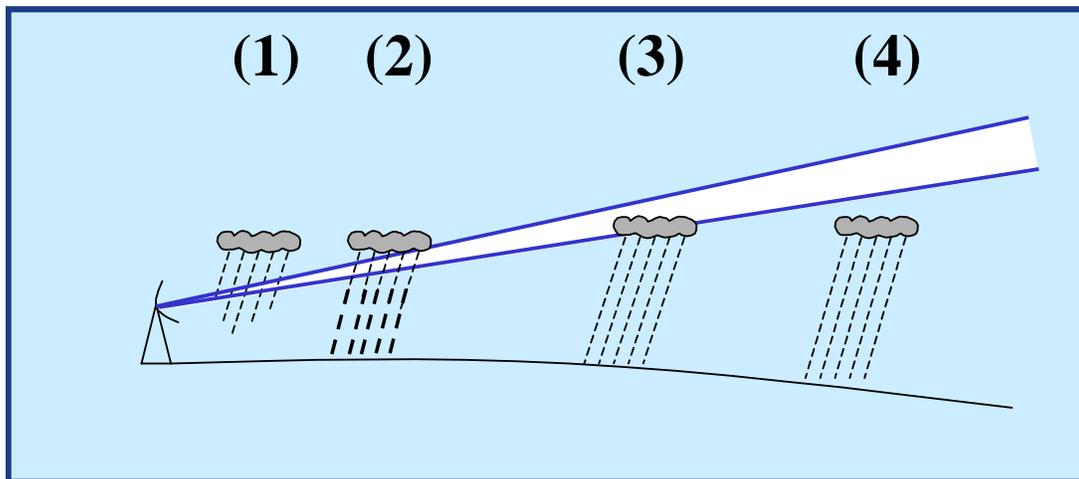
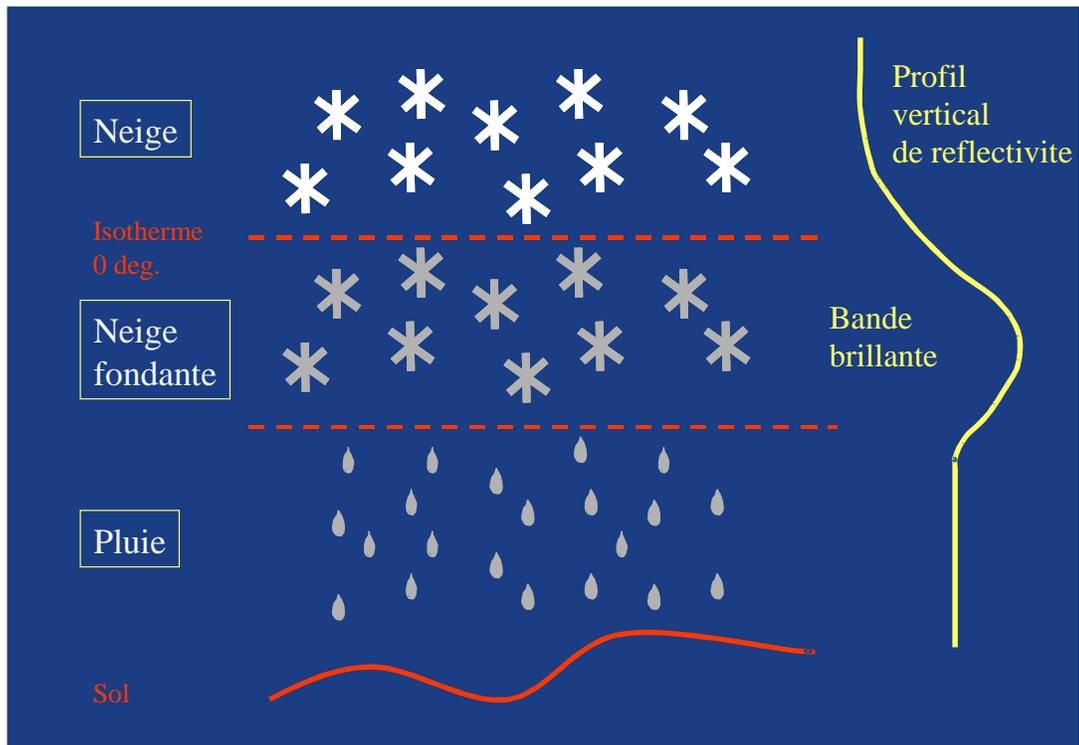


Fig. 9 : Effets non désirés résultant de l'altitude des mesures radar: évaporation (1), grossissement par condensation et/ou coalescence (2), remplissage partiel du faisceau (3) et overshooting (4).

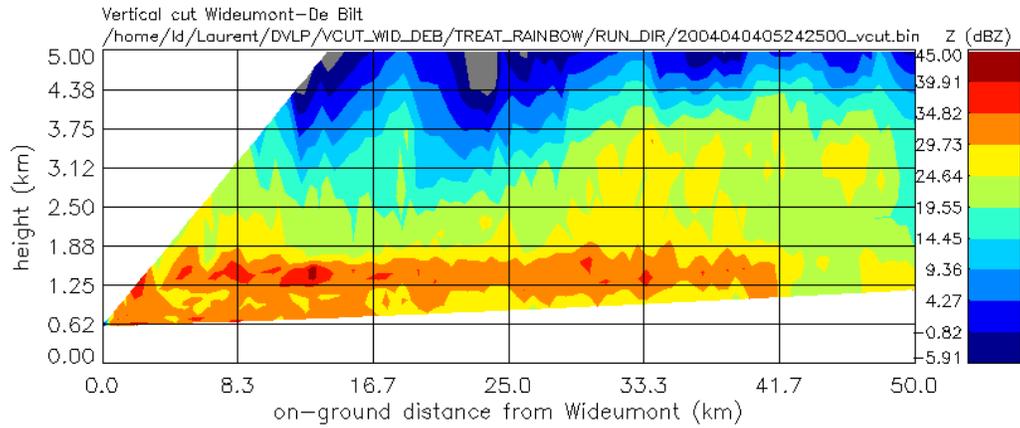
Les erreurs liées à l'altitude du faisceau résultent de manière générale des variations verticales de réflectivité causées par la croissance, la fonte et l'évaporation des précipitations. La non-uniformité du profil vertical de réflectivité est aujourd'hui

considérée comme la principale source d'erreur affectant les estimations radar de précipitations.

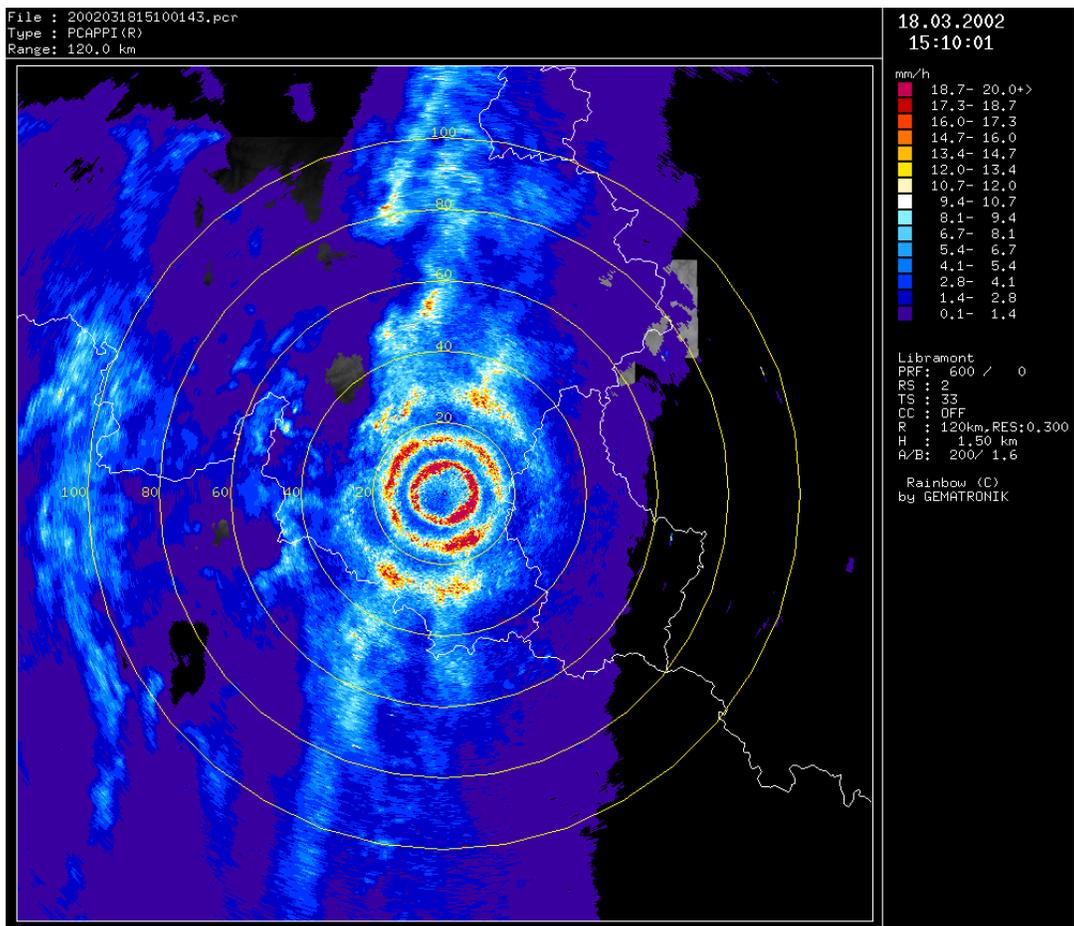
L'effet de bande brillante en est un exemple marquant. En tombant, les flocons de neige commencent à fondre dès qu'ils rencontrent l'isotherme 0 degré. Ce processus n'est pas instantané. Les précipitations sont dès lors constituées de neige fondante dans une couche atmosphérique de quelques centaines de mètres sous l'isotherme 0 degré. La neige fondante est particulièrement réfléchive car elle est constituée de particules relativement grosses dont la surface est constituée d'eau liquide. A la longueur d'onde à laquelle opère le radar, l'eau liquide est plus réfléchive que la glace. Il en résulte que la couche de neige fondante sera vue par le radar comme une couche très réfléchive; d'où l'appellation de bande brillante (Fig. 10). Les mesures récoltées dans la bande brillante donneront généralement lieu à une surestimation des taux de précipitations. La figure 11 montre une coupe verticale extraite des données volumiques de réflectivité et qui fait clairement apparaître la présence d'une bande brillante à une altitude proche de 1500 m. C'est lorsque la bande brillante est située aux alentours de cette altitude choisie pour extraire le Pseudo CAPPI que l'effet sera le plus marqué sur les images radar (Fig. 4). A chaque distance où l'un des 5 faisceaux radar croise la bande brillante, un maximum de réflectivité apparaît sur l'image. Il en résulte une structure annulaire autour du radar (Fig. 12). L'effet de bande brillante diminue avec la distance car plus on s'éloigne du radar, plus l'épaisseur de la bande brillante est faible par rapport à l'extension verticale du faisceau.



**Fig 10** : Structure verticale de l'atmosphère en présence d'une bande brillante.



**Fig 11** : Coupe verticale extraite des données volumiques du radar de Wideumont. Une bande brillante est visible aux alentours de 1500 m.



**Fig 12** : Structure annulaire visible sur l'image radar (Pseudo CAPPI 1500m) et résultant de la présence d'une bande brillante.

De nombreuses méthodes ont été proposées dans la littérature pour corriger les erreurs résultant de la non-uniformité des profils verticaux de réflectivité (VPR). Une approche commune consiste à estimer la forme du VPR et de l'utiliser pour extrapoler les réflectivités mesurées en altitude vers la surface. Une différence fondamentale entre les

différentes méthodes proposées concerne les échelles spatiale et temporelle auxquelles le VPR est estimé et la correction appliquée. Aucun schéma de correction VPR n'est actuellement appliqué aux données du radar de Wideumont, mais des recherches dans cette direction sont en cours.

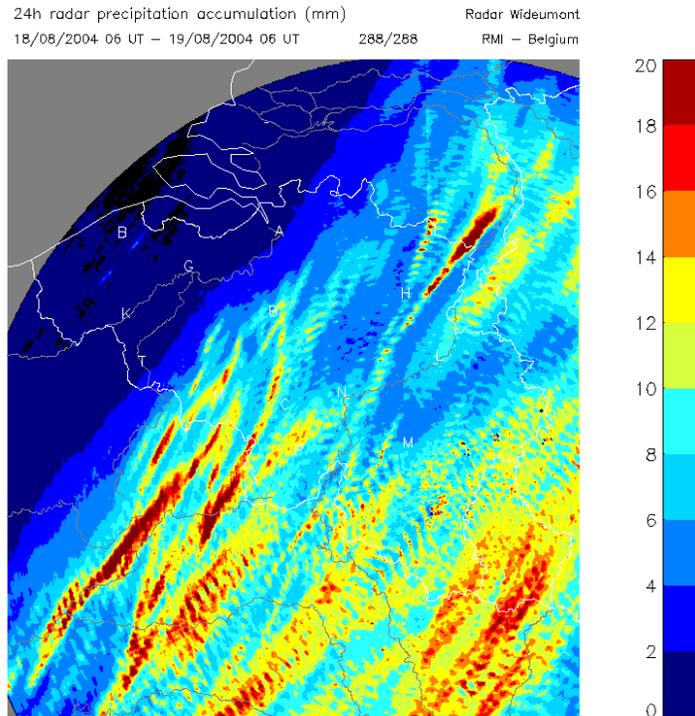
#### *Relation Z-R*

La conversion de la réflectivité  $Z$  en taux de précipitations  $R$  à l'aide d'une relation  $Z$ - $R$  indépendante des conditions météorologiques introduit des erreurs à cause de la très grande variabilité de la distribution en taille des hydrométéores et de la relation  $Z$ - $R$  qui en résulte. La phase des hydrométéores, solide ou liquide, influence également cette relation. Dans l'expression qui relie la puissance reçue à la réflectivité, la constante diélectrique est déterminée en supposant que la cible est constituée d'eau liquide. Par conséquent, les taux de précipitations associés aux chutes de neige seront généralement sous-estimés. Un ajustement automatique de la relation  $Z$ - $R$  en fonction du type de précipitations est extrêmement difficile à mettre en oeuvre dans des conditions opérationnelles.

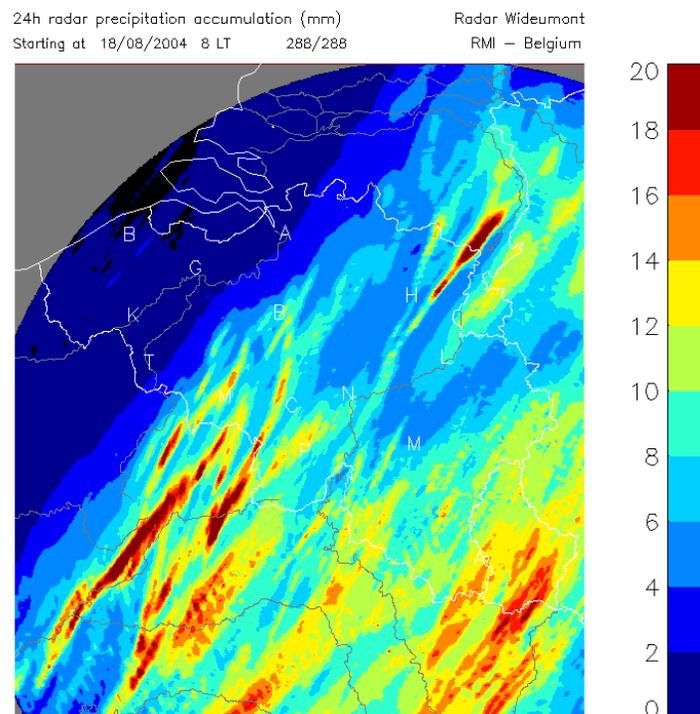
### **4.3 Cumul de précipitations**

A partir des images radar instantanées générées toutes les 5 minutes, on peut obtenir une estimation du cumul de précipitations sur une période donnée par simple sommation des images 5 minutes. Les images cumulées comportent parfois une structure en stries telle qu'illustré à la figure 13. Cet effet non désiré est lié à l'échantillonnage temporel des mesures radar. Lorsqu'une ligne d'averse se déplace rapidement, la distance parcourue durant l'intervalle de temps de 5 minutes qui sépare 2 images radar successives peut atteindre quelques kilomètres. Si cette distance est supérieure à la largeur de la ligne d'averse, l'image cumulée fera apparaître des stries correspondant aux positions successives de la ligne d'averse. De manière générale, l'échantillonnage temporel est source d'erreur dans le calcul des cumuls pour toutes les structures de précipitations caractérisées par une grande variabilité spatiale et temporelle, les orages par exemple.

L'effet de l'échantillonnage temporel peut être en partie corrigé en introduisant une procédure d'advection qui vise à estimer l'évolution du champ de précipitations durant l'intervalle de temps de 5 minutes qui s'écoule entre deux images successives. Une telle procédure a été récemment implémentée à l'IRM. Elle est basée sur la méthode proposée par Fabry et al. (1994). Cette méthode suppose que les précipitations se déplacent à vitesse constante durant l'intervalle de temps entre deux images successives et que l'intensité varie de manière linéaire. Le vecteur vitesse entre deux images successives est déterminé en utilisant un algorithme d'intercorrélation (« cross-correlation »). Dans la version actuelle de cette procédure, un seul vecteur vitesse est calculé pour une région rectangulaire de  $240 \times 180 \text{ km}^2$  qui inclut la région qui nous intéresse du point de vue hydrologique.



**Fig. 13:** Effet de stries visible sur le cumul de précipitations 24h entre le 18/08/2004 06 UTC et le 19/08/2004 06 UTC.



**Fig. 14:** Cumul de précipitations 24h entre le 18/08/2004 06 UTC et le 19/08/2004 06 UTC après application de la correction d'advection.

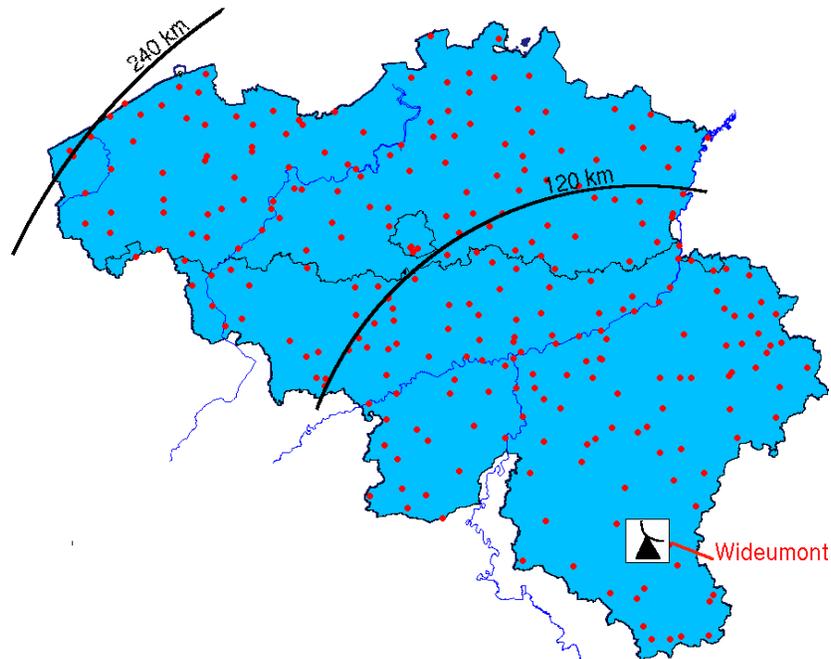
Comme l'illustre la Fig. 14, la procédure d'advection permet d'améliorer considérablement l'aspect visuel des images de cumul de précipitations. L'impact de cette procédure sur la qualité des estimations radar de cumul 24h a été analysé dans Delobbe et al. (2006). Neuf épisodes pluvieux donnant lieu à un effet de stries très marqué sur les cumuls 24 h ont été considérés. Les résultats de vérification à l'aide de données pluviométriques au sol montrent que la procédure d'advection ne permet pas d'améliorer de manière significative la qualité des estimations radar de cumul 24h. Ce résultat peut être dû aux déficiences de la procédure d'advection et notamment aux hypothèses sur lesquelles se fonde cette procédure. Il n'est cependant pas acquis qu'une correction parfaite de l'effet d'échantillonnage temporel garantisse une amélioration substantielle des estimations radar de cumul. Comme indiqué par Jordan et al. (2000), les erreurs résultant de l'échantillonnage temporel ne constituent qu'une partie des nombreuses erreurs qui affectent les observations radar et leur contribution est probablement mineure par rapport à d'autres sources d'erreur telle que la non-uniformité du profil vertical de réflectivité associée au fait que les mesures radar sont récoltées à une certaine altitude.

## 5 Validation

Dans la section précédente, les différentes sources d'erreur qui affectent les estimations radar de précipitations ont été décrites. Vu les incertitudes qui pèsent sur ces estimations, il est important de valider les observations radar. La manière la plus directe de réaliser cette validation consiste à confronter les estimations radar aux données de précipitations mesurées par les pluviomètres au sol.

L'IRM exploite un réseau climatologique constitué d'environ 250 stations pluviométriques manuelles. Il s'agit pour la plupart de pluviomètres manuels de type P50 où le cumul de précipitations sur 24 heures est mesuré tous les matins vers 8h temps officiel par des observateurs pour la plupart bénévoles. La fig. 15 montre la carte du réseau climatologique. Les données sont récoltées à un rythme mensuel et subissent un contrôle de qualité avant d'être intégrées dans la base de données de l'IRM.

Une procédure de validation mensuelle a été mise en place depuis mai 2002. Cette procédure vise à évaluer la qualité des estimations radar de précipitations. Elle est basée sur la comparaison des cumuls mensuels mesurés aux stations pluviométriques et ceux observés par le radar. Quatre années de données ont été traitées dans le cadre de cette étude. La validation mensuelle permet de mettre en évidence les variations à long terme de l'écart entre les mesures au sol et les estimations radar. Plus récemment, une procédure de validation basée sur les cumuls quotidiens a été mise en place. Les quatre années de données ont également été traitées, ce qui permet de mettre en évidence les variations à plus court terme des écarts pluviomètres/radar. Dans cette section, nous décrirons successivement les validations mensuelles et quotidiennes.

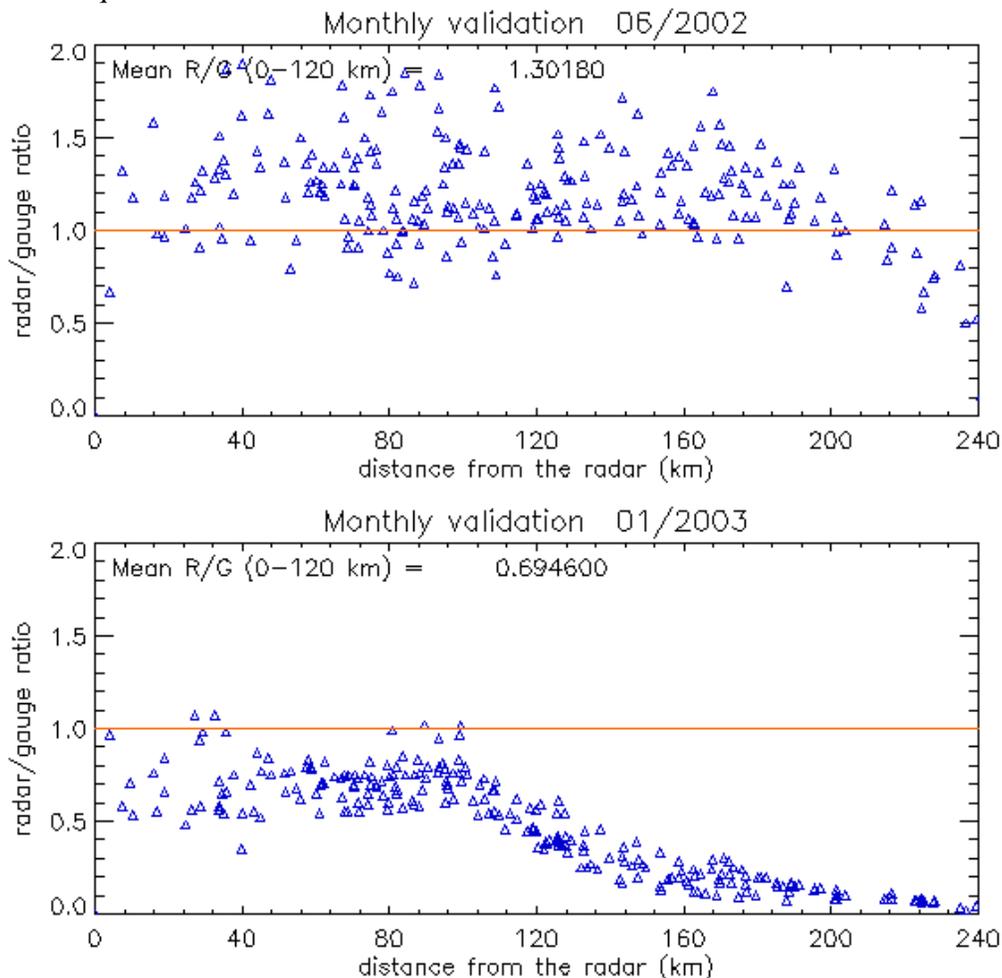


**Fig. 15 :** Réseau climatologique de l'IRM et portées à 120 et 240 km du radar météorologique de Wideumont.

## 5.1 Validation des cumuls mensuels

L'image radar standard est générée toutes les 5 minutes et a une résolution spatiale de 600 m. Le cumul 24h (entre 8h et 8h temps officiel) est généré tous les matins par simple sommation des cumuls 5 minutes. Pour chaque station au sol, le cumul radar 24h est estimé en prenant la moyenne des 9 pixels les plus proches de la station et seuls les jours où les cumuls radar et pluviométrique dépassent tous les deux 1 mm sont pris en compte. Les jours où le nombre de fichiers radar 5 minutes manquants dépassent 3 % sont également éliminés. Le rapport des cumuls mensuels radar R et des cumuls mensuels pluviométriques G ( $R/G = \text{radar/pluvio}$  [gauge en anglais]) est calculé pour chaque mois et pour chaque station. Une valeur supérieure à 1 signifie une surestimation des précipitations par le radar.

On peut représenter le rapport radar/pluvio en fonction de la distance au radar comme l'illustre la Figure 16. Cette figure illustre l'effet de distance pour les mois de juin 2002 et janvier 2003. Chaque triangle représente le rapport R/G pour une station pluviométrique.



**Fig. 16.** Validation mensuelle pour les mois de juin 2002 et janvier 2003 : rapport radar/pluvio (R/G) en fonction de la distance au radar.

Pour le mois de juin 2002, on observe une nette surestimation par le radar jusqu'à une distance d'environ 200 km et ensuite une diminution du rapport radar/pluviomètre avec la distance. A 240 km du radar, le cumul mensuel estimé par le radar est environ la moitié du cumul mesuré au sol. En janvier 2003, le radar a tendance à sous-estimer les précipitations d'environ 30 % jusqu'à une distance d'environ 100 km avec ensuite une dégradation rapide des résultats. A 240 km, le radar ne détecte pratiquement pas de précipitations. Les comportements différents observés pour ces deux mois sont liés au type de précipitations.

Le mois de juin 2002 a été caractérisé par des précipitations essentiellement convectives, souvent orageuses. Les cellules de précipitations sont alors caractérisées par une grande extension verticale. Les orages atteignent facilement des altitudes de 10 km ou davantage. Ces précipitations sont détectées sans aucune difficulté jusqu'à 240 km car l'effet d'overshooting décrit précédemment n'agit pas pour ce type de précipitations. La surestimation par le radar est probablement due au fait que la relation Z-R n'était pas adaptée au type de précipitations prédominant durant ce mois. Si les précipitations sont constituées d'hydrométéores particulièrement volumineux (grosses gouttes de pluie ou grêlons), la relation Z-R standard a tendance à surestimer le taux de précipitations.

Le mois de janvier 2003 a quant à lui été caractérisé par des précipitations stratiformes d'intensité relativement faible, parfois sous forme neigeuse. De telles précipitations sont générées à faible altitude et les effets d'overshooting ou de remplissage partiel du faisceau agissent considérablement. La sous-estimation est de l'ordre de 30 % et dépend peu de la distance dans toute la zone où le Pseudo CAPPI correspond effectivement aux réflectivités à 1500 m. Les précipitations neigeuses seront généralement sous-estimées même à faible distance car la glace est moins réfléchive que l'eau. Or, dans l'équation radar, la constante diélectrique utilisée correspond à l'eau liquide. Les mesures radar sont le plus souvent collectées à une altitude où les précipitations sont constituées de cristaux de glace de petite taille, ce qui renforce la sous-estimation en raison de la très grande sensibilité de la réflectivité au diamètre des hydrométéores (Eq. 2). En hiver, même en présence de précipitations liquides au niveau du sol, les mesures radar sont bien souvent collectées au-dessus de la bande brillante dans des précipitations neigeuses.

La comparaison des résultats obtenus pour juin 2002 et janvier 2003 fait apparaître une plus grande dispersion des rapports radar/pluvio pour le mois de juin. La variance des rapports radar/pluvio est généralement plus élevée pour les mois caractérisés par de nombreuses situations orageuses. La variance plus élevée associée aux situations d'orage résulte de la plus grande variabilité spatiale des précipitations. Les cumuls de précipitations peuvent varier de manière considérable sur de très courtes distances. Par conséquent, des erreurs significatives de représentativité spatiale peuvent apparaître lorsque l'on compare les données pluviométriques ponctuelles aux estimations radar correspondant à une moyenne sur une surface de  $1.8 \times 1.8 \text{ km}^2$ . De plus, en raison du vent, les précipitations ne tombent pas selon la verticale. Il peut dès lors y avoir un décalage horizontal significatif entre la localisation des précipitations détectées par le radar à une certaine altitude et les précipitations au sol. Ce décalage est généralement limité à 1 ou 2 kilomètres. En présence de faibles précipitations neigeuses transportées horizontalement par un vent de forte intensité, le décalage horizontal peut toutefois atteindre 10 à 20 km (Mittermaier et al. 2004).

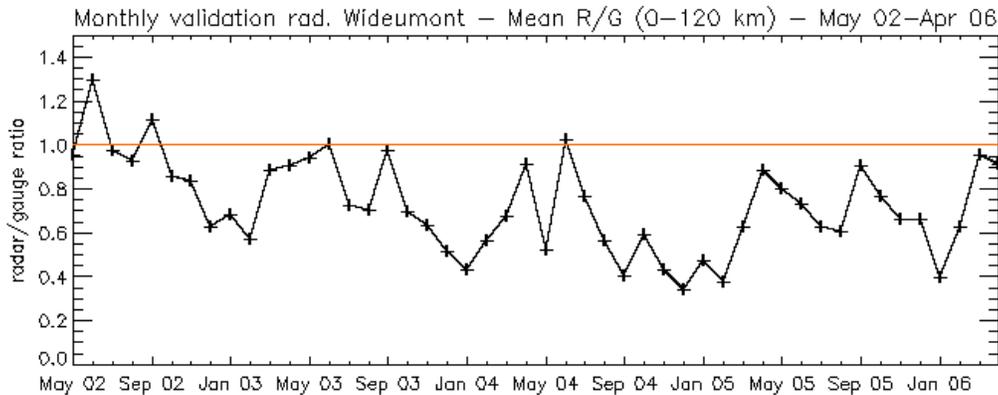
La validation mensuelle a été réalisée pour la période mai 2002 – avril 2006, soit quatre années de données. Les figures montrant les rapports radar/pluvio en fonction de la distance sont rassemblées dans l’annexe A. Pour chaque mois, nous avons déterminé un facteur de mérite mensuel, calculé comme le rapport radar/pluvio moyen pour toutes les stations situées à moins de 120 km du radar. Le tableau 1 donne pour chaque mois le facteur de mérite mensuel ainsi que la déviation standard. La déviation standard exprime la variabilité des rapports radar/pluvio entre les stations. La figure 17 montre l’évolution dans le temps du facteur de mérite mensuel.

Mois	Moyenne R/G	Dev. std. R/G	Mois	Moyenne R/G	Dev. std. R/G
Mai 2002	0.96	0.38	Mai 2004	0.53	0.13
Juin 2002	1.30	0.56	Juin 2004	1.03	0.19
Juil. 2002	0.98	0.22	Juil. 2004	0.77	0.11
Août 2002	0.93	0.24	Août 2004	0.57	0.10
Sept. 2002	1.12	0.38	Sept. 2004	0.41	0.08
Oct. 2002	0.86	0.14	Oct. 2004	0.60	0.08
Nov. 2002	0.84	0.13	Nov. 2004	0.44	0.09
Dec. 2002	0.63	0.11	Dec. 2004	0.35	0.09
Jan. 2003	0.69	0.13	Jan. 2005	0.48	0.11
Fev. 2003	0.58	0.15	Fev. 2005	0.38	0.07
Mars 2003	0.89	0.17	Mars 2005	0.63	0.12
Avr. 2003	0.91	0.16	Avr. 2005	0.89	0.18
Mai 2003	0.95	0.16	Mai 2005	0.81	0.13
Juin 2003	1.01	0.31	Juin 2005	0.74	0.16
Juil. 2003	0.73	0.16	Juil. 2005	0.63	0.10
Août 2003	0.71	0.18	Août 2005	0.61	0.10
Sept. 2003	0.98	0.46	Sept. 2005	0.91	0.51
Oct. 2003	0.70	0.19	Oct. 2005	0.77	0.16
Nov. 2003	0.64	0.11	Nov. 2005	0.67	0.14
Dec. 2003	0.52	0.08	Dec. 2005	0.67	0.17
Jan. 2004	0.44	0.07	Jan. 2006	0.40	0.13
Fev. 2004	0.57	0.12	Fev. 2006	0.63	0.13
Mars 2004	0.68	0.20	Mar. 2006	0.96	0.16
Avr. 2004	0.92	0.16	Avr. 2006	0.92	0.17

**Tableau 1 :** Facteur de mérite mensuel et déviation standard pour toutes les stations situées à moins de 120 km du radar.

Un facteur de mérite inférieur à 1 indique une sous-estimation globale des précipitations par le radar. Le tableau 1 indique que le radar a généralement tendance à sous-estimer les cumuls mensuels de précipitations. En moyenne sur la période de 4 ans, le facteur de mérite est de 0.74 ce qui signifie une sous-estimation de 26 %. Les résultats font apparaître une très grande variabilité du facteur de mérite mensuel. Une valeur maximale de 1.30 a été atteinte en juin 2002. Un minimum de 0.35 a été obtenu en décembre 2004. La sous-estimation est généralement plus marquée en hiver qu’en été.

Comme indiqué plus haut, les précipitations générées à basse altitude en hiver sont moins bien détectées par le radar et les précipitations neigeuses sont généralement fortement sous-estimées.



**Fig. 17** : Evolution dans le temps du facteur de mérite mensuel.

On note également que de très fortes variations sont parfois observées entre deux mois successifs. C'est le cas par exemple entre le mois de mai 2004 caractérisé par une sous-estimation de 47 % et le mois de juin 2004 avec une surestimation de 3 %.

Comme mentionné plus haut, la tendance à la sous-estimation augmente généralement avec la distance au radar. Certains mois sont cependant caractérisés par une augmentation du facteur de mérite jusqu'à une certaine distance, suivie d'une diminution. C'est par exemple le cas pour juillet 2002 ou pour avril 2003. Dans les cas stratiformes, l'augmentation des taux de précipitations estimés à des distances intermédiaires peut être due à la présence d'une bande brillante. Les réflectivités mesurées à une distance où le faisceau radar rencontre la bande brillante seront plus élevées et peuvent donner lieu à une surestimation des taux de précipitations. Dans certaines situations d'orage, le radar peut également avoir tendance à surestimer les précipitations à grande distance. C'est le cas notamment lorsque les précipitations à haute altitude sont constituées de grêle qui se transforme en pluie au niveau du sol. Comme l'indique l'expression (2), la réflectivité dépend du diamètre des particules à l'exposant 6. Il en résulte que les grêlons produisent des réflectivités extrêmement élevées. L'eau sous forme solide est moins réfléchive que l'eau sous forme liquide mais dans le cas des grêlons cet effet est largement compensé par la taille des hydrométéores. La grêle étant beaucoup plus réfléchive que la pluie, les mesures réalisées à grande distance et donc à des altitudes plus élevées, peuvent donner lieu à une nette surestimation des précipitation par le radar.

Sur base des résultats de la validation mensuelle sur une période de 4 ans, de mai 2002 à avril 2005, nous pouvons tirer les conclusions suivantes :

- Le radar de Wideumont a tendance à sous-estimer les précipitations. En moyenne sur les 4 ans, la sous-estimation des cumuls mensuels est de 26 %.
- Les mois se suivent et ne se ressemblent pas nécessairement. De très fortes variations du rapport radar/pluvio peuvent être observées entre deux mois successifs.
- La sous-estimation est plus marquée en hiver dans les situations stratiformes qu'en été lors de situations orageuses.
- Les résultats ont tendance à se dégrader à partir d'une certaine distance. Cette distance est de l'ordre de 80 à 120 km pour les mois d'hiver et de 160 à 200 km pour les mois d'été.
- Les précipitations neigeuses sont généralement fortement sous-estimées par le radar.
- Les chutes de grêle donnent généralement lieu à une surestimation des taux de précipitations estimés par le radar.

## 5.2 Validation des cumuls journaliers

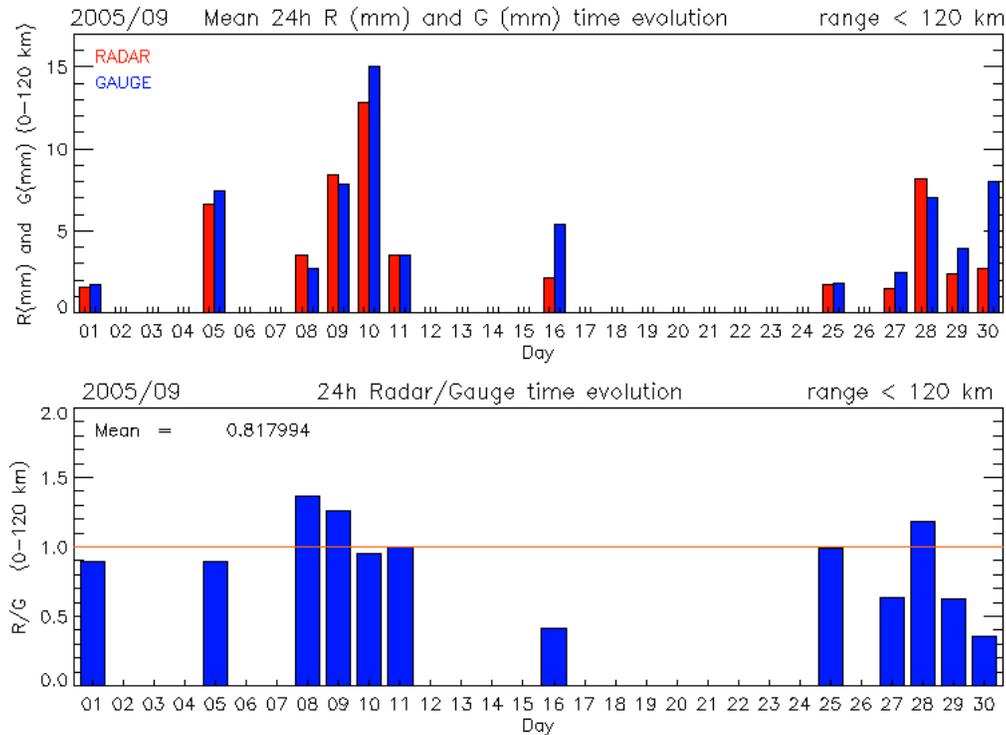
La validation mensuelle permet un suivi à long terme des performances du radar. Toutefois, pour les applications hydrologiques, le produit de cumul mensuel n'est guère utilisé en tant que tel. Le cumul de précipitations sur une période plus courte est plus approprié pour ce genre d'applications.

Nous décrivons dans cette section, les résultats de la validation des cumuls 24h de précipitations. Ces cumuls sont calculées de 8h à 8h (heure officielle) de manière à pouvoir être comparés aux cumuls observés aux stations du réseau climatologique. Comme pour la validation mensuelle, la période traitée couvre quatre années, de mai 2002 à avril 2006.

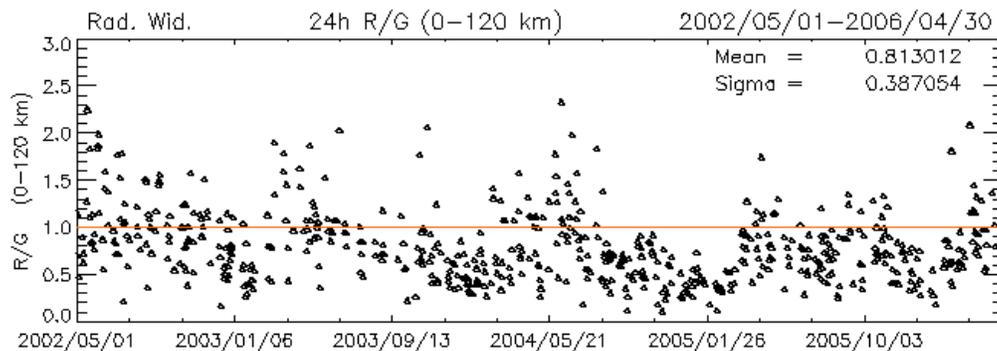
Le méthode de validation des cumuls journalier est similaire à celle des cumuls mensuels. Un jour n'est pris en compte dans le calcul des statistiques que si le nombre de stations où les cumuls radar et pluviométrique dépassent 1 mm est supérieur à 5. Comme pour la validation mensuelle, les jours où le nombre de fichiers radar 5 minutes manquants dépassent 3 % sont également éliminés des statistiques. Le rapport des cumuls radar R et des cumuls pluviométriques G ( $R/G = \text{radar/gauge}$ ) est déterminé pour chaque jour et pour chaque station. Un rapport radar/pluvio quotidien est alors déterminé comme la moyenne des rapports sur toutes les stations à moins de 120 km du radar.

La figure 18 montre les résultats obtenus au cours du mois de septembre 2005. La moyenne des cumuls radar et pluviométrique pour les stations à moins de 120 km est représentée dans la figure du haut. Les rapports radar/pluvio quotidiens sont représentés

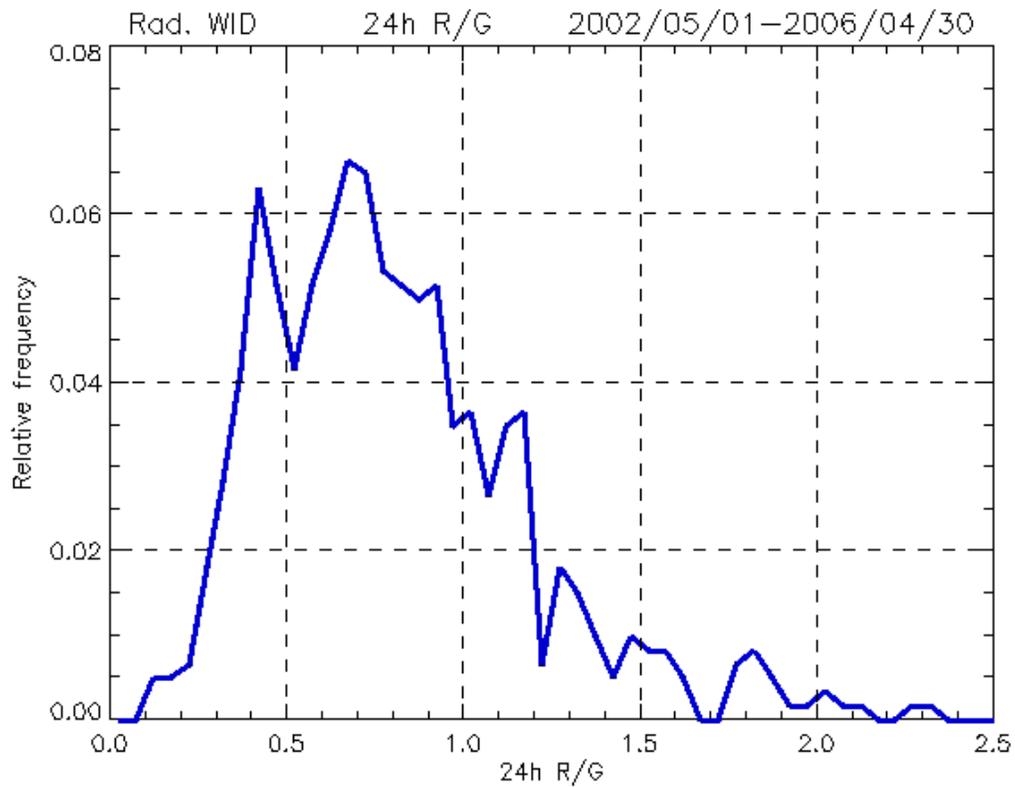
dans la figure du bas. Il faut noter que le rapport des cumuls moyens radar et pluviométrique pour un jour donné n'est pas égal au rapport radar/pluvio quotidien défini comme la moyenne des rapports radar/pluvio sur toutes les stations situées à moins de 120 km du radar. Le mois de septembre 2005 illustre la très grande variabilité du rapport radar/pluvio quotidien. Ce facteur peut varier très fortement d'un jour à l'autre. C'est le cas notamment entre le 27 septembre caractérisé par un facteur de 0.63 et le 28 septembre avec un facteur de 1.18. Un jour caractérisé par une forte sous-estimation des précipitations par le radar peut être suivi par un jour où le radar surestime les précipitations. Les résultats pour les 48 mois analysés sont repris dans l'annexe B.



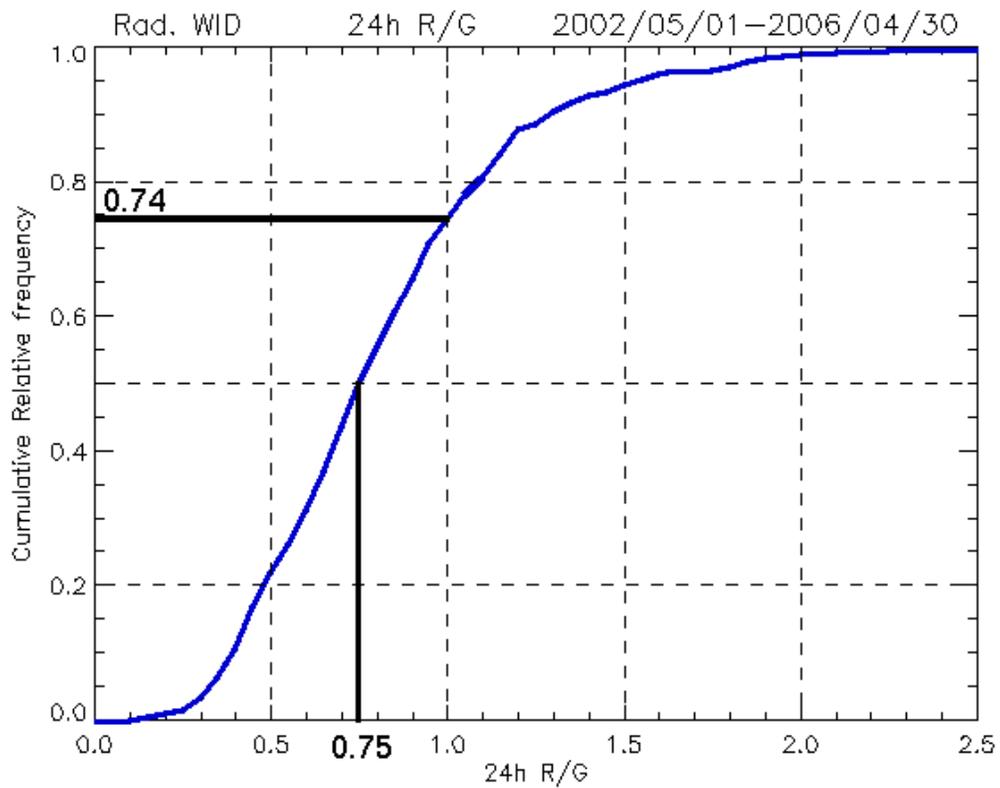
**Fig. 18** : Résultats de la validation quotidienne au cours du mois de septembre 2005; en haut le cumul radar et pluvio en moyenne sur les stations à moins de 120 km du radar; en bas le rapport radar/pluvio quotidien.



**Fig.19** : Rapports radar/pluvio quotidiens pour la période mai 2002 – avril 2006.



**Fig. 20** : Distribution relative des rapports radar/pluvio quotidiens, sur 4 ans.



**Fig 21** : Distribution relative cumulée des rapports radar/pluvio quotidiens, sur 4 ans.

L'évolution dans le temps des rapports radar/pluvio quotidiens et pour la période mai 2002 – avril 2006 est représentée à la Figure 19. La distribution relative de ces rapports est donnée à la Figure 20. Cette distribution est basée sur 601 jours valides. La distribution relative cumulée est représentée à la Figure 21. Cette dernière figure est celle qui résume le mieux les performances du radar de Wideumont pour l'estimation des cumuls 24h de précipitations et pour la période considérée

Sur base de la distribution des rapports radar/pluvio quotidiens établie pour la période de quatre ans considérée et pour toutes les stations à moins de 120 km du radar de Wideumont, on peut tirer les conclusions suivantes :

- En moyenne, le rapport radar/pluvio est de 0.81, ce qui correspond à une sous-estimation des précipitations par le radar de 19 %.
- La valeur médiane de la distribution est de 0.75. Cela signifie que la moitié des rapports radar/pluvio quotidiens sont inférieurs à 0.75 et que l'autre moitié est supérieure à 0.75.
- Le radar sous-estime les précipitations pour 74 % des jours valides. Pour 23 % des jours valides, le rapport radar/pluvio est inférieur à 0.5. La proportion de jours où le radar surestime les précipitations d'au moins un facteur 2 n'est que de 1 %.
- On observe une grande variabilité des rapports radar/pluvio quotidiens. L'écart-type de la distribution est de 0.39. Le rapport radar/pluvio peut varier très fortement d'un jour à l'autre.

Même si cet aspect n'est pas traité en profondeur dans le présent rapport, il est clair que le type de précipitations influence nettement la qualité des cumuls quotidiens estimés par le radar. Comme nous l'avons déjà montré pour la validation mensuelle, la tendance à la sous-estimation est plus marquée en hiver. Les précipitations stratiformes, générées à basse altitude, sont généralement moins bien détectées par le radar que les précipitations convectives caractérisées par une grande extension verticale. Néanmoins, aucune règle générale ne peut être établie en raison de la multiplicité des sources d'erreur qui affectent les estimations radar de précipitations.

## 6 Conclusions et perspectives

Dans ce rapport, le fonctionnement général et le principe de mesure du radar météorologique ont été décrits. Le radar permet d'observer en temps réel les précipitations sur un large domaine avec une très bonne résolution spatiale et temporelle. Les mesures radar sont cependant moins précises que les mesures de précipitations des pluviomètres. Nous nous sommes dès lors attachés à détailler les différentes sources d'erreur qui affectent les estimations de précipitations dérivées des observations radar. Certaines erreurs affectent les mesures de réflectivité et d'autres affectent les estimations de précipitations dérivées des réflectivités mesurées à une certaine altitude. Enfin, de nouvelles erreurs apparaissent lorsqu'on estime le cumul de précipitations en raison du fait que le radar n'observe pas les précipitations de manière continue mais avec un échantillonnage temporel (qui est de 5 minutes pour le radar de Wideumont).

La validation des cumuls mensuels et quotidiens du radar de Wideumont a été réalisée sur une période de quatre ans. Les résultats font apparaître que le radar a tendance à sous-estimer les précipitations. En moyenne pour les stations situées à moins de 120 km du radar, les cumuls mensuel et journalier sont respectivement sous-estimés de 26 % et 19 %. Le radar sous-estime les précipitations pour 74 % des jours avec précipitations. Pour 23 % des jours, le rapport radar/pluviomètre est inférieur à 0.5. La qualité des résultats dépend fortement du type de précipitations. Les précipitations stratiformes générées à basse altitude seront généralement davantage sous-estimées que les précipitations convectives associées à des orages. La qualité des résultats se dégrade avec la distance au radar, en particulier pour les précipitations stratiformes durant les mois d'hiver. Ainsi, la portée effective pour une estimation quantitative des précipitations est de l'ordre de 80 à 120 km en hiver et de 160 à 200 km en été. On observe également une très grande variabilité temporelle des rapports radar/pluviomètre même à des échelles de temps très courtes. Un jour caractérisé par une forte sous-estimation peut être suivi d'un jour caractérisé par une forte surestimation. Cette grande variabilité rend difficile l'usage d'une correction en temps réel basée sur les performances du radar durant les jours précédents.

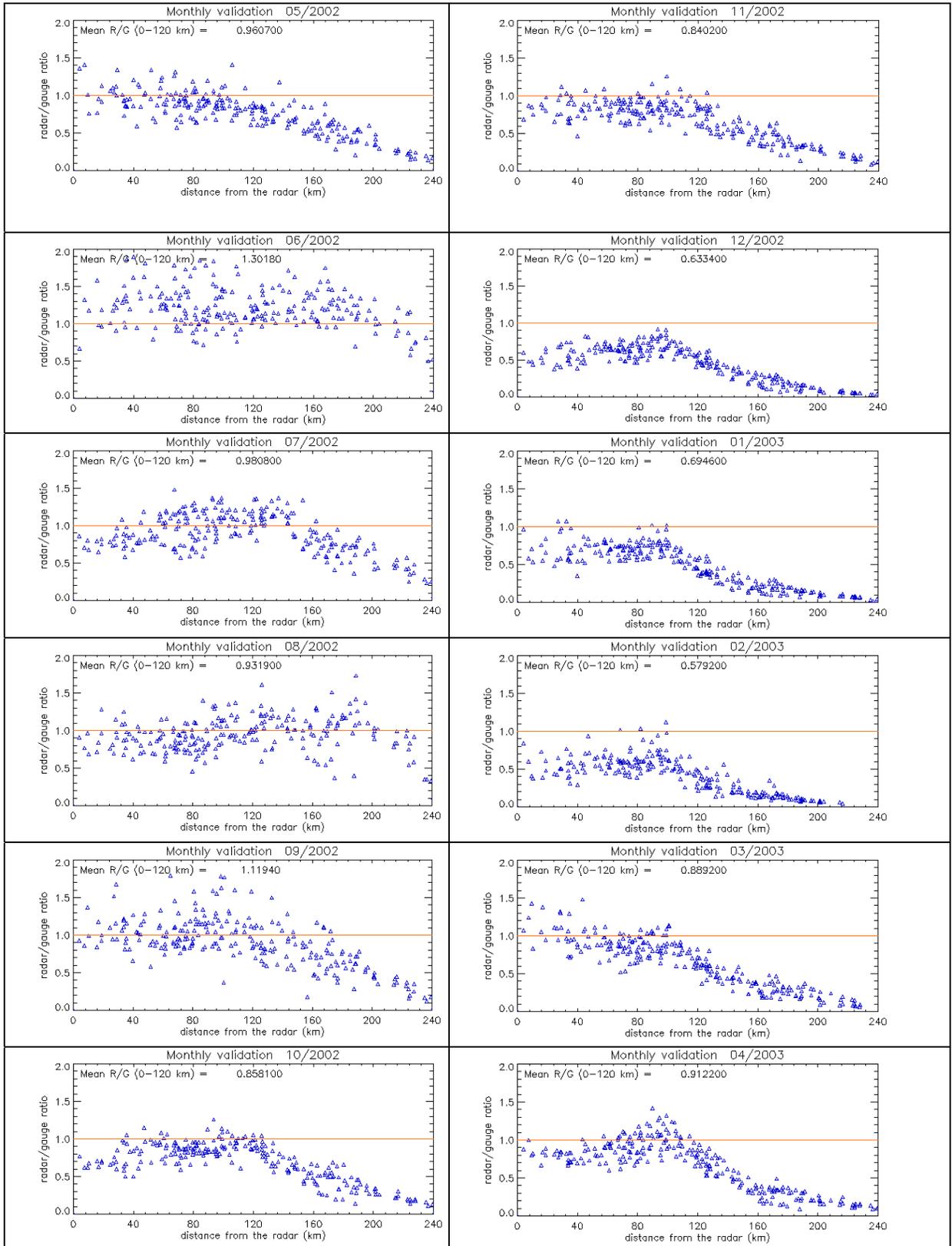
De nombreux efforts sont actuellement entrepris pour améliorer les estimations radar de précipitations. La méthode la plus classique pour améliorer la qualité des cumuls de précipitations observés par le radar consiste à corriger les cumuls radar à l'aide de données pluviométriques au sol. Cette méthode, dite d'ajustement aux pluviomètres (gauge adjustment, en anglais), peut être implémentée de différentes manières, selon les échelles spatiales et temporelles auxquelles on applique la correction. Une telle procédure d'ajustement, simple et robuste, a été récemment implémentée à l'IRM pour corriger les cumuls 24h de précipitations (Delobbe et al., 2006). Un facteur correctif est appliqué en fonction de la distance au radar. Ce facteur correctif est déterminé sur base de la comparaison entre les cumuls 24h radar et les cumuls mesurés par les 90 stations automatiques du réseau pluviométrique du MET/DGVH. L'ajustement du cumul entre 8h et 8h temps officiel est réalisé tous les matins dès le moment où les données pluviométriques du MET/DGVH ont été intégrées dans la base de données de l'IRM. Cette procédure est actuellement en phase d'évaluation.

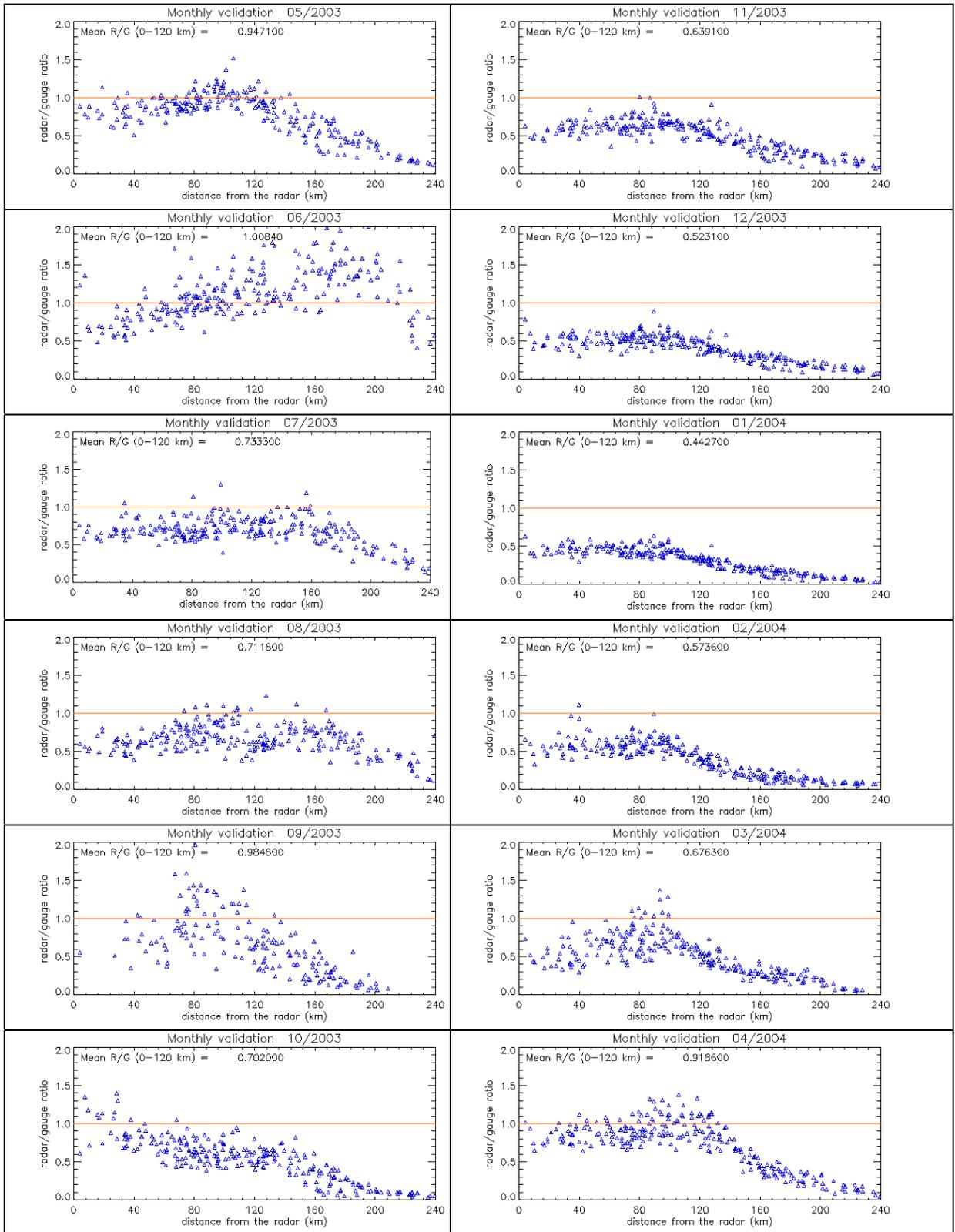
Enfin, les recherches les plus récentes montrent qu'une des sources d'erreur les plus importantes affectant les estimations de précipitations en surface résulte de la non-uniformité des profils verticaux de réflectivité (PVR) associée au fait que le radar mesure les réflectivités à une certaine altitude et non pas en surface. Plusieurs algorithmes visant à corriger cet effet sont proposés dans la littérature. L'idée consiste à estimer, d'une manière ou d'une autre, la forme du PVR et d'utiliser cette information pour extrapoler les réflectivités mesurées en altitude vers la surface. Comme pour l'ajustement aux pluviomètres, une question fondamentale se pose concernant les échelles spatiale et temporelle auxquelles il convient d'appliquer ces corrections. Des recherches sur ce sujet ont été récemment initiées à l'IRM. Il s'agit d'obtenir la meilleure estimation des profils PVR en utilisant de manière optimale les données volumiques de réflectivité récoltées par les radars couvrant la Belgique, ainsi que les informations fournies par un modèle régional de prévision numérique. L'utilisation conjointe d'outils d'observation et de modélisation constitue sans nul doute une des pistes les plus prometteuses pour les années qui viennent.

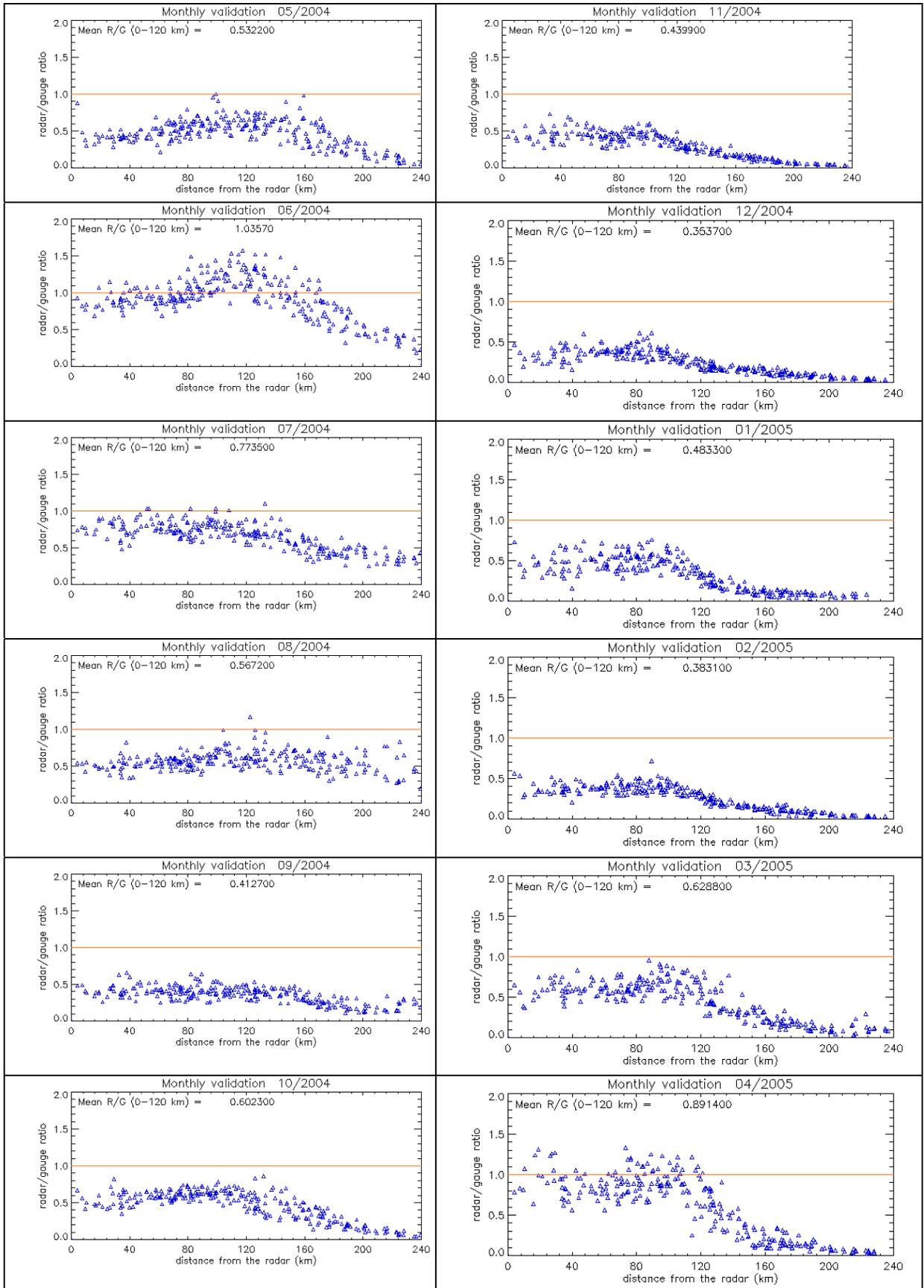
## Références

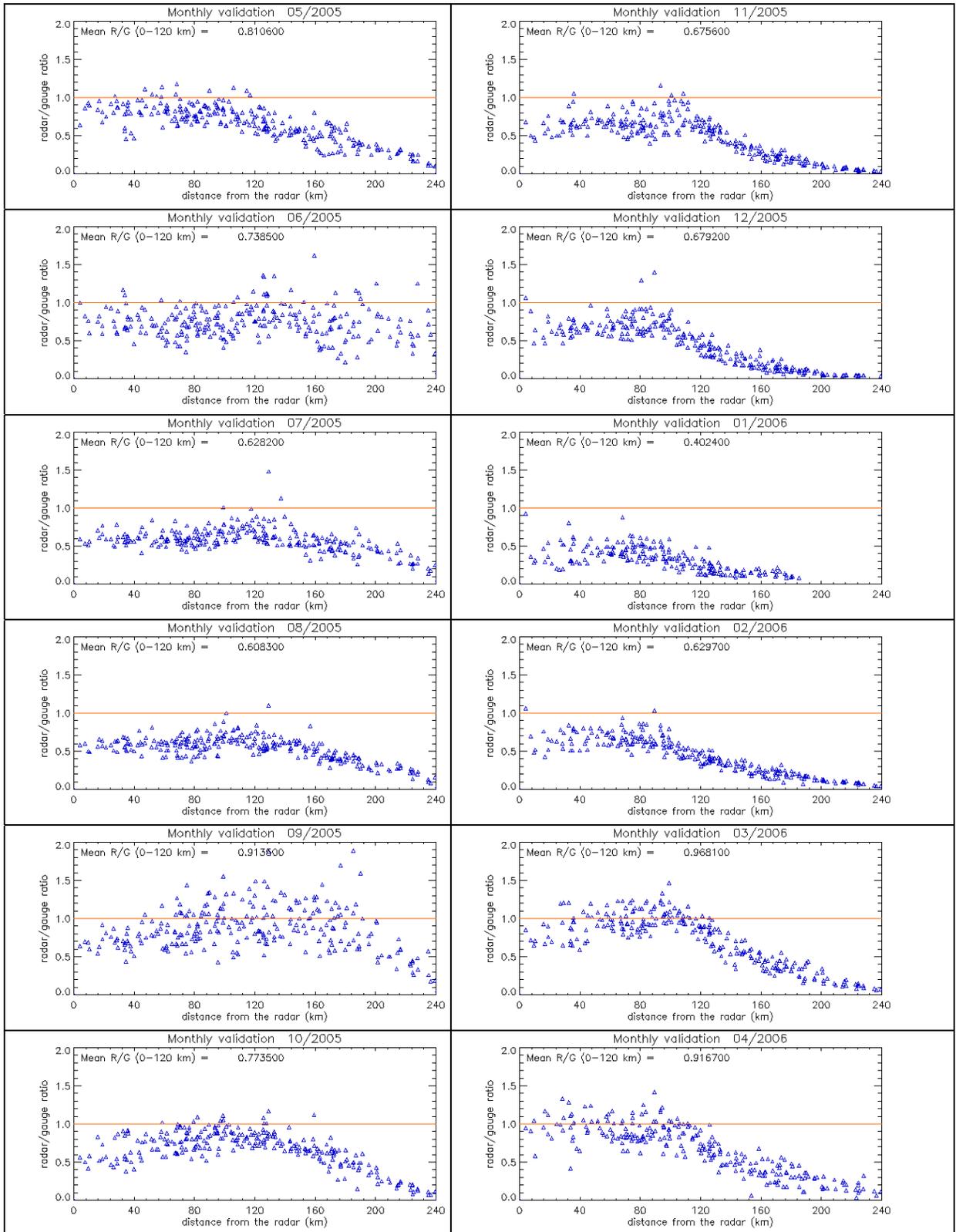
- Chumchean, S., A. Sharma, and A. Seed, 2006. An integrated approach to error correction for real-time radar-rainfall estimation, *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, **23**, 67-79.
- Collier, C.G., 1996: Applications of weather radar systems. A guide to uses of radar data in meteorology and hydrology, Praxis Publishers, John Wiley & Sons Ltd, Chichester/London, 390 pp.
- Delobbe L. and I. Holleman, 2006. Uncertainties in radar echo top heights used for hail detection, *Meteor. Appl.*, in press.
- Delobbe, L, D. Dehem, P. Dierickx, E. Roulin, M. Thunus, and C. Tricot, 2006. Combined use of radar and gauge observations for hydrological applications in the Walloon region of Belgium. Preprints, Fourth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology, Barcelona, Spain.
- Doviak, R.J. and D.S. Zrnica, 1993. *Doppler radar and weather observations*. Academic press, 2<sup>nd</sup> edition, 562 pp.
- Fabry, F., A. Bellon, M.R. Duncan, and G.L. Austin, 1994 : High resolution rainfall measurements by radar for very small basins : the sampling problem re-examined. *J. Hydrol.*, **161**, 415-428.
- Jordan, P., A. Seed, and G. Austin, 2000. Sampling errors in radar estimates of rainfall. *J. Geophys. Res.*, **105** (D2), 2247-2257.
- Joss, J. and A. Waldvogel, 1990. Precipitation measurements and hydrology: A review, in *Radar Meteorology*, edited by D. Atlas, chap 29a, pp. 577-606, Am. Meteorol. Soc, Boston, Mass.
- Marshall, J.S., and W. McK, Palmer, 1948. The distribution of rain drops with size. *J. Meteorol.*, **5**, 165-166.
- Mittermaier, M.P., R.J. Hogan, and A.J. Illingworth, 2004. Using mesoscale model winds for correcting wind-drift errors in radar estimates of surface rainfall. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 1-20.
- Meischner, P. (Ed.), 2003. *Weather radar: Principles and Advanced Applications*. Springer monograph series "Physics of Earth and Space Environment", 337 pp.
- Parent du Château, J., 2003. Aramis, le réseau français de radars pour la surveillance des précipitations, *La Météorologie*, **40**, 44-52.
- Steiner, M., J.A. Smith, S.J. Burges, C.V. Alonso, and R.W. Darden, 1999. Effect of bias adjustment and rain gauge data quality control on radar rainfall estimation. *Water Resour. Res.*, **35**, 2487-2503.

**ANNEXE A: Facteur de mérite mensuel (rapport des cumuls mensuels radar et pluvio) en fonction de la distance pour la période mai 2002 – avril 2004.**









## Annexe B

Rapports radar/pluvio quotidiens pour la période mai 2002 – avril 2006. Chaque figure représente l'évolution au cours d'un mois.

