

THÈSE

présentée par

DOMINIQUE FAURE

Pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER
GRENOBLE I

(Arrêtés Ministériels du 5 Juillet 1984 et du 23 Novembre 1988)

Spécialité **MÉCANIQUE**

Formation Doctorale :
MÉCANIQUE DES MILIEUX GÉOPHYSIQUES ET ENVIRONNEMENT

APPLICATION À L'HYDROLOGIE DU RADAR MÉTÉOROLOGIQUE
COMPARAISON D'ESTIMATIONS RADAR ET PLUVIOMÉTRIQUES
POUR DES LAMES D'EAU HORAIRES
SUR DE PETITS BASSINS VERSANTS CÉVENOLS

Date de soutenance : 2 février 1993

Composition du jury

M. CHOLLET	Président
M. OBERLIN	Rapporteur
M. SAUVAGEOT	Rapporteur
M. ANDRIEU	Examineur
M. CREUTIN	Examineur
M. COSTE	Invité

THÈSE PRÉPARÉE AU SEIN DU LABORATOIRE CENTRAL DES PONTS ET CHAUSSÉES
CENTRE DE NANTES - DIVISION EAU

AVANT PROPOS

Cette thèse a été réalisée à partir des données recueillies pendant l'expérience "Cévennes 86-88", menée en collaboration par le Groupe Hydrologie de l'Institut de Mécanique de Grenoble, le Groupe Radar du Laboratoire associé de Météorologie Physique de l'Observatoire de Physique du Globe de Clermont Ferrand, et la section Hydrologie du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées de Nantes. Aucun des résultats présentés n'auraient pu l'être sans les données recueillies par les expérimentateurs ni sans les procédures de traitement des images radar mises au point par de nombreux chercheurs depuis 1986. A tous, trop nombreux pour les citer, j'exprime ma reconnaissance.

Ma reconnaissance s'adresse également à Hervé Andrieu, Ingénieur au LCPC et chef de la section Hydrologie en Milieu Urbain, qui a dirigé mon travail pendant trois ans avec une disponibilité et un intérêt constants. Ses exigences de rigueur dans la rédaction ont apporté beaucoup à ce manuscrit, et cette étude est également très redevable de ses travaux, notamment sur les PVR. J'ai également particulièrement apprécié ses efforts pour me faire participer aux manifestations de la communauté scientifique travaillant sur les problèmes d'hydrologie radar.

J. D. Creutin, Chargé de Recherche à l'Institut de Mécanique de Grenoble, a été mon directeur de thèse pour l'Université et m'a apporté beaucoup par ses remarques et avis toujours très pertinents. Nos contacts ont chaque fois été très enrichissants.

Je remercie également les personnes qui ont accepté d'évaluer mon travail:

M. J. P. Chollet, Professeur à l'Université Joseph Fourier (Grenoble 1), qui a accepté de présider mon jury de thèse.

M. H. Sauvageot, Physicien de l'Institut de Physique de l'Atmosphère, et M. G. Oberlin, Directeur de Recherche au Cemagref-Lyon, qui ont bien voulu s'intéresser à mon manuscrit et en être les rapporteurs. Leurs nombreuses remarques et leurs encouragements m'ont particulièrement touché.

M. Coste, Directeur du LCPC, qui a accepté de se joindre à mon jury de thèse.

Cette thèse a été réalisée parmi la section Hydrologie du LCPC centre de Nantes. J'exprime ici ma reconnaissance à l'ensemble des membres de ce service pour leur accueil. Ces trois années (et plus) passées parmi eux resteront un très bon souvenir.

Mes remerciements s'adressent tout particulièrement à M. Raimbault, chef de la section Hydrologie puis de la division Eau, qui m'a accueilli au sein de son service où j'ai pu travailler dans de très bonnes conditions. Ils s'adressent également à J. M. Rouaud pour son aide lors de la mise en page de certaines figures, et à B. Flahaut dont les réponses à certaines questions Hard en informatique restent pour moi un mystère.

Le service informatique du LCPC de Nantes, responsable du fonctionnement du réseau de stations de travail, a également été souvent mis à contribution. Je remercie C. Thome, D. Robin et N. Julio pour l'ensemble de l'aide qu'ils m'ont apportée, avec une sérénité que malheureusement je crains ne pas toujours avoir possédée.

Depuis Nantes, mes démarches administratives auprès de l'Université Joseph Fourier à Grenoble auraient pu poser des problèmes. J'exprime toute ma gratitude à N. Ricciardella qui m'a souvent représenté à Grenoble et grâce à qui tout s'est toujours très bien déroulé.

Enfin, une attention toute spéciale pour Evelyne Jaunet qui a assuré la frappe de mon manuscrit, et m'a soutenu avec courage face aux humeurs du disque dur et de l'imprimante. Je lui adresse mes plus sincères remerciements.

RÉSUMÉ

L'utilisation du radar météorologique en hydrologie reste limitée par les erreurs pouvant affecter les mesures de précipitations. Pour réduire ces erreurs, particulièrement importantes en région montagneuse, deux voies sont classiquement poursuivies :

- une modélisation des effets des erreurs inhérentes au principe de mesure pour une prise en compte lors du traitement des images radar,
- l'application a posteriori aux mesures par radar de corrections déduites de comparaisons avec les mesures au sol de pluviomètres.

Cette étude présente tout d'abord une synthèse des données recueillies pendant l'expérience "Cévennes 86-87". Les images enregistrées par le radar ANATOL sont traitées selon deux étapes, tout d'abord à l'aide de la seule mesure par radar de la pluie, puis en utilisant les mesures au sol d'un disdromètre et d'un réseau dense de pluviomètres.

Les images radar résultantes permettent de calculer des lames d'eau spatiales horaires sur la surface de petits bassins versants cévenols. Celles-ci sont validées par comparaison à des lames d'eau estimées par krigeage des mesures pluviométriques horaires. L'accent est mis sur les limites des critères de comparaison et sur les erreurs d'estimations des lames d'eau pluviométriques.

Les variations dans le temps, et entre bassins voisins, du rapport entre les lames d'eau pluviométriques et les lames d'eau radar sont analysées. La part de ces variations attribuables aux erreurs d'estimations des lames d'eau pluviométriques est importante et croît avec la qualité des images radar ou lorsque la surface des bassins diminue.

Les principales sources d'erreurs de la mesure radar intervenant dans ces variations sont également identifiées, et l'on montre que la définition d'un profil vertical de réflectivité radar fonction de l'altitude et variable dans le temps permet de réduire efficacement les effets de ces erreurs.

Les résultats illustrent les limites des corrections d'images radar par les mesures de pluie au sol dans ce contexte montagneux, et l'intérêt des corrections prenant en compte la physique de la mesure radar ainsi que les caractéristiques physiques et dynamiques de l'atmosphère.



Photographie 1. Le radar mobile ANATOL

ABSTRACT

The development of radar rainfall measurement for hydrological purposes is limited by the numerous errors involved. Two ways can be used to reduce these errors, which are particularly important in a mountainous region :

- modeling the effect of errors inherent in the principle of radar measurement, in order to take them into account in the treatment of radar data.
- correcting the derived radar rainfall from the raingauge data.

The first part of this study summarises the data of Cevennes 86-88 experiment. The data collected by the radar ANATOL is processed in two steps, primarily taking into account only the radar measurement of rain, then with the measure of a disdrometer and a dense pluviometer network.

The consequent images of precipitation intensities are used to compute hourly areal rainfall for small Cevenol basins. These are validated by comparison to areal rainfall reference estimated by kriging of raingauge measurements. Particular attention is brought to the limits of the comparison criterions and to the standard deviation of the interpolated values of the reference.

The ratio of the areal rainfall reference divided by the areal rainfall radar is computed. Fluctuations in time, and between different basins, of this ratio are analysed. Fluctuations due to the errors of reference estimation are significant and grow with the quality of the radar images or when the surface of the basins decrease.

Principal sources of radar errors generating ratio fluctuations are identified, and it has been proved that to process the radar images with a vertical profil of reflectivity varying in altitude and time reduce effectively the consequences of this errors.

The results show the limits of the correction of radar images with raingauge data in a mountainous region, and the interest of correction taking into account the physical properties of the radar measurement, as well as the physical and the dynamics characteristics of the atmosphere.

SOMMAIRE

CONVENTIONS ET NOTATIONS UTILISEES	13
INTRODUCTION	15
CHAPITRE I - PRESENTATION DES DONNEES RECUEILLIES DANS LE CADRE DE LA CAMPAGNE "CEVENNES 86 - 88"	19
1 - PRESENTATION GENERALE	19
2 - LES PLUIES CEVENOLES	23
3 - ACQUISITION ET PRETRAITEMENT DES IMAGES RADAR	27
3.1. Caractéristiques du radar ANATOL	27
3.2. Constitution d'images cartésiennes et prétraitement	30
4 - LES DONNEES EXTERIEURES AU RADAR	39
4.1. Le réseau de pluviomètres horaires	39
4.2. Les disdromètres	39
4.3. Les données météorologiques	42
5 - LES EVENEMENTS PLUVIEUX ANALYSES	45
CHAPITRE II - CORRECTION DES IMAGES RADAR PAR INTRODUCTION DE MESURES AU SOL PONCTUELLES	47
I - INTRODUCTION	47
2 - DETERMINATION D'UNE RELATION Z-R ADAPTEE	51
2.1. L'apport des mesures disdrométriques	51
2.2. Choix d'une relation Z-R moyenne représentative	53
2.3. Erreur sur l'intensité de précipitation horaire due à une relation Z-R mal adaptée	55
2.4. Evolution des relations Z-R disdrométriques dans le temps	61
2.5. Conclusion	64

3 - CORRECTION D'UN DEFAUT D'ETALONNAGE DU RADAR A L'AIDE DES PLUVIOMETRES	65
3.1. Caractérisation des erreurs de mesures pluviométriques	65
3.2. Comparaison des intensités de précipitations	69
3.3. Comparaison des distributions d'intensités	75
3.4. Choix du facteur correcteur	79
4 - CONCLUSION	83
 CHAPITRE III - ESTIMATION PAR KRIGEAGE DE LAMES D'EAU SOL A L'AIDE DU RESEAU DE PLUVIOMETRES	 85
1 - LA DEMARCHE SPATIALE	85
1.1. Nécessité d'une comparaison spatiale	85
1.2. Rappels sur le krigeage simple	86
2 - DEFINITION DU MODELE	91
2.1. Choix du modèle probabiliste	91
2.2. Inférence des variogrammes climatologiques	92
2.3. Enseignements sur la performance du réseau de mesure	94
3 - FAIBLESSES ET VALIDITE DU MODELE	99
3.1. Les faiblesses du modèle	99
3.2. Validation croisée des modèles climatologiques	107
3.3. Conclusion	109
 CHAPITRE IV - COMPARAISON DES LAMES D'EAU SOL ET RADAR	 111
1 - DEFINITION DES COMPARAISONS	111
1.1. Objectifs des comparaisons et choix des bassins	111
1.2. Les critères de comparaison	114
1.3. Plan du chapitre	117

2 - ANALYSE DES RAPPORTS DE LAMES D'EAU TOTALES PAR EVENEMENT	117
2.1. Valeurs de Q_{ev} par bassin	117
2.2. Validité des lames d'eau radar totales	120
3 - COMPARAISON DES LAMES D'EAU HORAIRES	121
3.1. Evolution des lames d'eau horaires sol et radar sur les bassins	121
3.2. Cofluctuation des lames d'eau sol et radar	126
3.3. Rapports des lames d'eau horaires sol et radar	129
4 - ANALYSE DES VARIATIONS DES RAPPORTS HORAIRES Q_k	133
4.1. Les variations liées aux lames d'eau très faibles	133
4.2. Influence de l'erreur d'estimation des lames d'eau sol sur les variations de Q_k	143
4.3. Estimation de l'influence des erreurs de mesure radar sur les variations des rapports Q_k	153
4.4. Comparaison aux valeurs observées de Q_k	163
5 - CONCLUSION	173
 CHAPITRE V - AMELIORATION DES ESTIMATIONS RADAR PAR UN MEILLEUR PRETRAITEMENT DES IMAGES	 175
1 - LA PRISE EN COMPTE DE PVR HORAIRES	175
1.1. Présentation de la démarche adoptée	175
1.2. Evolution avec la distance au radar des rapports entre mesures à sites haut et bas	177
1.3. Les PVR horaires pour les événements pluvieux de 1986 et 1987	187
1.4. Validation des images radar prétraitées à l'aide des PVR horaires	190
1.5. Conclusion	198
2 - UTILISATION DES MESURES DE REFLECTIVITE DIFFERENTIELLE	201
2.1. Objectifs	201
2.2. Estimation d'intensités de pluie à l'aide des mesures de réflectivité différentielle	203
2.3. Comparaison des estimations de précipitations déduites de Z_h seul et de (Z_h, Z_{dr})	209

2.4. Comparaison des lames d'eau $R_{zh+zdr}(k)$ aux lames d'eau sol $S(k)$	220
2.5. Conclusion	223
CONCLUSION GENERALE	225
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	229
ANNEXE 1 - LE MESURE RADAR ET SES PRINCIPALES ERREURS	235
1 - La mesure radar	
2 - Les effets des principales sources d'erreur radar	
3 - Correction des images radar par les mesures pluviométriques	
ANNEXE 2 - PRESENTATION DES EVENEMENTS PLUVIEUX ANALYSES	251
1. L'événement du 13 - 15 novembre 1986	
2. L'événement du 2 - 6 Octobre 1987	
3. L'événement des 11 et 12 octobre 1988	
4. L'événement des 18 et 19 octobre 1988	
ANNEXE 3 - METHODE UTILISEE POUR IDENTIFIER LES PVR HORAIRES	301
1 - La perception du PVR à l'aide des mesures radar à deux sites différents	
2 - Présentation de la méthode d'identification des PVR	
3 - Mise en oeuvre pour l'identification de PVR Horaires	
ANNEXE 4 - INTERMITTENCE ET VARIANCE D'UN CHAMP PLUVIEUX	309
1 - Prise en compte de l'intermittence	
2 - Relation entre variance globale du champ et variance à l'intérieur des seules zones pluvieuses	

CONVENTIONS ET NOTATIONS UTILISEES

PAS DE TEMPS :

- lorsqu'aucune indication n'est donnée, les heures utilisées sont des heures TU+1 (heure d'hiver locale)
- une image radar horaire k représente la moyenne des précipitations détectées pendant l'heure précédente [de $(k-1)$ à k].
- une image radar "instantanée" h représente la moyenne des précipitations détectées pendant à peu près 8 mn [de h à $h + 8mn$] (voir paragraphe 2.1.2. pour plus de précision).
- les journées hydrologiques commencent à 7 h TU+1.

MESURES RADAR :

- Z = facteur de réflectivité radar en mm^6/m^3
- z = facteur de réflectivité radar en décibels de Z (dBz) = $10 \log_{10}(Z/Z_0)$
avec $Z_0 = 1 mm^6/m^3$
- Z_h, z_h = réflectivité radar horizontale
- Z_v, z_v = réflectivité radar verticale
- z_{dr} = réflectivité radar différentielle (en dB) = $10 \log_{10}(Z_h/Z_v)$
- R = intensité de précipitation équivalente estimée à partir de la mesure radar (en mm/h)
- $R(k)$ = lame d'eau moyenne sur la surface d'un bassin estimée à partir de la mesure radar pour l'heure k .

MESURES PLUVIOMETRIQUES :

- S = intensité de précipitation au sol déduite des mesures pluviométriques (en mm/h)
- S_i = intensité de précipitation mesurée au sol par le pluviomètre i
- $S(k,i)$ = intensité de précipitation mesurée au sol par le pluviomètre i et pour l'heure k
- $S(k,x)$ = lame d'eau au sol en tout point x estimée à partir des mesures des pluviomètres
- $S(k)$ = lame d'eau moyenne sur la surface d'un bassin estimée à partir des mesures des pluviomètres, pour l'heure k .

MESURES DISDROMETRIQUES :

R_i = intensité de précipitation instantanée estimée à partir des mesures disdrométriques intégrées sur quelques minutes (en mm/h).

R_k = intensité de précipitation horaire (en mm/h) estimée à partir des mesures disdrométriques.

CRITERES DE COMPARAISON :

ρ_{RS} = coefficient de corrélation entre les séries temporelles de lames d'eau sol et radar pour un bassin

Q_k = rapport, pour un bassin donné, des lames d'eau horaires sol et radar :

$$Q_k = \frac{S(k)}{R(k)}$$

Q_{cv} = rapport, pour un bassin donné, des lames d'eau totales sol et radar :

$$Q_{cv} = \frac{\sum_{K=1}^k S(K)}{\sum_{K=1}^k R(K)}$$

INTRODUCTION

La résolution des problèmes posés par l'hydrologie opérationnelle demande une connaissance approfondie des précipitations. Ainsi, celles-ci conditionnant directement le débit des cours d'eau, l'estimation des intensités pluvieuses est déterminante dans le dimensionnement et la gestion des structures intervenant pour la prévention des risques liés aux pluies et débits extrêmes (bassins de retenues, systèmes d'alerte de crue, évacuation des eaux pluviales). C'est également le cas pour les réseaux d'assainissement, les stations d'épuration et l'exploitation des ressources en eau.

Les besoins actuels en prévision des débits, l'automatisation de la gestion des réseaux d'assainissement urbains, requièrent une connaissance de plus en plus précise de la répartition dans le temps et l'espace des intensités pluvieuses, nécessitant une densification difficilement envisageable des réseaux de mesures au sol traditionnels (l'Organisation Météorologique Mondiale préconise une densité de un appareil par km² en milieu urbain). GEORGAKAKOS (1991) définit la solution aux problèmes opérationnels en hydrologie comme la réponse aux trois questions suivantes :

1 - Comment utiliser les mesures disponibles en temps réel pour produire, à l'aide de modèles physiques et dynamiques, des prédictions fiables de débits à chaque point d'intérêt d'un bassin (ou d'un réseau) ?

2 - Comment utiliser au mieux les structures existantes ?

3 - Quel appareil de mesure supplémentaire doit-on implanter et avec quelle résolution de mesure dans le temps et l'espace, pour maximiser la fiabilité des prédictions de pluie et de débits aux points d'intérêt ?

Dans ce contexte, le radar météorologique est apparu comme un moyen supplémentaire de connaissance des champs pluvieux, avec des mesures dont les caractéristiques et les erreurs sont très différentes de celles des moyens de mesure au sol. Sa couverture spatiale et sa capacité de mesure à distance, alliée à sa portée importante permettant d'anticiper l'évolution des zones pluvieuses, sont particulièrement intéressantes. On peut ainsi définir [ROCHE et col (1990), ANDRIEU et col (1992)], trois principaux besoins auxquels le radar météorologique peut apporter quelque satisfaction :

- le suivi qualitatif des précipitations, grâce à une surveillance continue des bassins versants d'intérêt et de leur voisinage.

- la mesure en temps réel des intensités pluvieuses avec une résolution spatiale et temporelle adaptée aux besoins actuels en hydrologie, de l'ordre d'une heure et 100 km² pour les systèmes d'annonce de crues, de quelques hectares à quelques km² pour des pas de temps de 5mn à 1 heure pour les problèmes posés par l'hydrologie urbaine.

- la prévision des intensités pluvieuses à échéance de quelques heures au maximum. Les tentatives dans ce sens ont pour l'instant surtout mis en oeuvre une extrapolation du mouvement et de l'évolution des cellules pluvieuses [BREMAUD, 1991 ; NEUMANN, 1991], mais l'intégration des images radar dans des modèles prenant en compte la dynamique de l'atmosphère commence à être étudiée [GEORGAKAKOS & BRAS, 1984; LEE & GEORGAKAKOS, 1990; SEO & SMITH, 1992, FRENCH & KRAJEWSKI, 1992].

Une raison majeure de l'utilisation limitée jusqu'à présent du radar en hydrologie opérationnelle reste les erreurs importantes pouvant affecter les estimations de précipitations par radar. Il semble qu'à terme, seule une meilleure prise en compte des différentes sources d'erreurs radar lors du prétraitement des images, par des modèles prenant en compte la physique de la mesure ainsi que la physique et la dynamique de l'atmosphère, puisse permettre de progresser de façon déterminante dans la réduction de ces erreurs.

Les progrès réalisés dans ce sens ne permettent pourtant pas pour l'instant de s'affranchir des mesures au sol. Une combinaison pertinente des mesures d'un réseau de pluviomètres, apportant la précision de mesures directes au sol, et des estimations par radar fournissant la couverture spatiale, permet alors de corriger en partie ces dernières [VOGEL, 1980 ; DOVIK, 1983; COLLIER, 1986 ; CREUTIN & al. 1988]. Cette combinaison doit prendre en compte à la fois les incertitudes qui peuvent peser sur les mesures des pluviomètres (erreurs et représentativité des mesures), et les caractéristiques différentes des deux types de données (ponctuelles pour les mesures au sol, spatiales pour les mailles radar). Pour des durées d'intégration journalières, la qualité du résultat peut alors être supérieure à celle des estimations provenant des deux types de mesures pris indépendamment [DELRIEU et col, 1988]. Les résultats sont moins probants lorsque l'on s'intéresse à des échelles de temps beaucoup plus courtes [ANDRIEU et JACQUET, 1987].

Ces estimations à partir des mesures radar nécessitent, pour être utilisées en hydrologie opérationnelle, d'être évaluées en fonction des besoins (précision des intensités, résolution spatiale et temporelle), et notamment de caractériser statistiquement les erreurs attendues (espérance et variance).

Ces problèmes peuvent être abordés de manière théorique par modélisation [KRAJEWSKI & SMITH, 1992], néanmoins la diversité d'expression des principales sources d'erreurs radar, dépendant souvent de caractéristiques locales (relief, climat, ...) nécessite l'accumulation d'expériences in situ. De telles expériences doivent mettre en oeuvre un radar adapté aux besoins d'évaluation, dans une région bien instrumentée en moyens de mesure au sol, et présentant les caractéristiques d'une zone hydrologiquement sensible (relief, climat). C'est le cas de la région Cévenole.

La difficulté réside alors dans l'ignorance d'une "vérité sol", le champ de pluie vrai restant inconnu. Les comparaisons ponctuelles entre un pluviomètre et la maille radar correspondante, valables pour une durée d'intégration longue (journalière ou plus), perdent beaucoup de sens lorsque l'on diminue fortement le pas de temps d'intégration (quelques minutes à une heure). L'importante variabilité des champs pluvieux réduit alors la distance caractéristique d'un pluviomètre au delà de laquelle ses mesures ne sont plus représentatives des intensités vraies au sol. De plus, ces comparaisons ne prennent pas en compte la couverture spatiale de la mesure radar pourtant bien adaptée aux besoins, ni la résolution dans l'espace de ces besoins.

Il est nécessaire de ramener les deux mesures à la même représentativité spatiale, qui peut être choisie en fonction de la résolution demandée (surface d'un petit bassin rural ou urbain). Cela nécessite l'estimation à partir des images radar, de "lames d'eau radar" sur la surface de ces bassins, et de "lames d'eau sol" à partir des mesures du réseau de pluviomètres disponible. La représentativité des lames d'eau sol doit pouvoir être estimée, et notamment l'écart-type de leurs erreurs d'estimation. Sa connaissance permet de juger si les écarts entre lames d'eau pluviométriques et lames d'eau radar sont significatifs.

Cette thèse poursuit plusieurs objectifs complémentaires :

Premièrement, montrer comment une meilleure prise en compte des caractéristiques des différentes sources d'erreurs de la mesure radar lors du prétraitement des images contribue à améliorer les estimations d'intensités de précipitations par radar, et quantifier l'apport, pour l'estimation de lames d'eau sur de petits bassins ruraux, de certains de ces prétraitements réalisés avant toute combinaison avec les mesures directes au sol.

Deuxièmement, proposer une démarche pour affiner les estimations de précipitations par radar à l'aide d'informations provenant des mesures au sol. Il s'agit ici des enregistrements d'un disdromètre et d'un réseau de pluviomètres.

Troisièmement, valider les estimations radar pour une résolution spatiale correspondant à la surface de petits bassins versants ruraux en les comparant à des lames d'eau au sol estimées à partir des mesures pluviométriques, tout en essayant de prendre en compte du mieux possible l'incertitude pesant sur cette "référence sol".

Le principe de la mesure radar ne sera pas repris. Il a en effet été largement décrit et l'on peut se référer, pour un exposé complet du principe de mesure à BATTAN (1973) et SAUVAGEOT (1982). Les grandes étapes de l'estimation des intensités de pluie à partir de la mesure radar sont néanmoins rappelées en annexe 1. On y insiste sur les effets quantitatifs des différentes sources d'erreurs radar sur ces estimations, et donc les types de corrections qu'elles nécessitent. De même, on rappelle les principales méthodes de correction des estimations par radar utilisant des mesures pluviométriques, en mettant en évidence les erreurs vis à vis desquelles ces corrections sont efficaces.

Le chapitre I fait la synthèse des données qui ont été recueillies pendant la campagne de mesures Cévennes 86-88 et présente les procédures qui permettent de construire des cartes d'intensités de précipitations à partir de la mesure radar. Pour ne pas alourdir ce chapitre, la présentation détaillée des différents événements pluvieux analysés est reportée en annexe 2.

Le chapitre II expose la façon dont les mesures de disdromètres et de pluviomètres ont été utilisées pour corriger "a posteriori" ces estimations de précipitations par radar : définition d'une relation Z-R adaptée aux pluies enregistrées, et correction du mauvais étalonnage électronique du radar.

Le chapitre III est consacré à l'estimation, par krigeage des mesures pluviométriques, de lames d'eau sol sur la surface de bassins Cévenols de 30 à 600 km². On y insiste sur la nécessité d'obtenir une estimation fiable de la variance des erreurs d'estimation, afin de caractériser de manière statistique le plus rigoureusement possible la représentativité de ces lames d'eau.

Dans le chapitre IV, les estimations de lames d'eau sol et radar sont comparées pour deux pas de temps d'intégration privilégiés :

- la durée de l'événement pluvieux, afin de comparer les estimations des lames d'eaux précipitées en terme de flux total à travers la surface des bassins
- un pas de temps horaire, adapté aux besoins des hydrologues, et compatible avec le format des mesures d'une cinquantaine de pluviomètres situés à moins de 70 km du radar.

Les variations dans le temps, et entre bassins voisins, des rapports entre les lames d'eau horaires sol et radar sont analysées : les variations n'étant pas attribuables à la mesure radar, mais à la limite des critères de comparaison (les rapports) et aux erreurs d'estimations des lames d'eau sol sont quantifiées, puis les sources d'erreurs radar susceptibles d'expliquer une partie des variations observées sont identifiées.

L'apport de deux traitements prenant en compte ces sources d'erreurs lors du prétraitement des images radar est validé sur les données Cévenoles dans le chapitre V. Il s'agit :

- de l'utilisation de Profils Verticaux de Réflectivité horaire, au lieu de PVR moyens par événements pluvieux, permettant de prendre en compte une évolution du PVR dans le temps.
- de l'utilisation de mesures de réflectivité différentielle lors de la transformation réflectivité radar → intensité de précipitation, apportant de manière indirecte une information sur la distribution granulométrique des gouttes de pluie détectées.

CHAPITRE I

PRESENTATION DES DONNEES RECUEILLIES DANS LE CADRE DE LA CAMPAGNE "CEVENNES 86 - 88"

1 - PRESENTATION GENERALE

L'expérience "Cévennes 86-88", financée par le Ministère de l'Environnement, la Communauté Economique Européenne, le C.N.R.S. et le L.C.P.C., regroupe plusieurs équipes de recherche :

- la Section Hydrologie du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées de Nantes (L.C.P.C.)
- le Groupe Hydrologie de l'Institut de Mécanique de Grenoble (I.M.G.)
- le Groupe Radar du Laboratoire Associé de Météorologie Physique de l'Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand (LAMP/OPGC).

Elle a bénéficié de l'appui du service d'Annonce des Crues de la DDE du Gard, du Service Ressources en Eau de la DTG d'E.D.F. et du Service Météorologique Régional du Sud Est.

L'objectif principal des campagnes de mesure comportait l'obtention d'un ensemble de données de qualité visant la qualification d'un radar météorologique pour la mesure des précipitations en hydrologie et pour des pas de temps proches de l'heure. A plus longue échéance, l'intérêt de l'intégration du radar dans un système d'annonce de crue devrait être évalué.

Le choix de la région cévenole est dû à la réunion de plusieurs facteurs favorables à la mise en place d'une expérience d'hydrologie radar :

1 - Les Cévennes sont régulièrement soumises, principalement pendant les mois d'automne, à des épisodes pluvieux intenses, étendus et de longues durées, qui engendrent parfois des crues violentes. Les bassins versants des cours d'eau concernés ont des superficies et des temps de réponses (une à quelques heures) propices à l'utilisation du radar. De plus, depuis les grandes crues du début de l'automne 1958, les pluies cévenoles ont fait l'objet de nombreuses études, tant sur le plan hydrologique que météorologique (Groupe Hydrologie de l'IMG, EDF, Météorologie Nationale).

2 - L'importance du risque hydrologique associé à ces pluies cévenoles a conduit le service d'Annonce de Crues de la DDE du Gard à mettre en place un réseau dense de mesures in situ, dont une vingtaine de postes pluviométriques télétransmis et des stations limnimétriques sur les bassins versants des Gardons, de la Cèze et du Vidourle.

Le Service Ressource en Eau d'E.D.F. dispose également sur la région de plusieurs stations de mesures pluviométriques.

Le radar météorologique mobile ANATOL, développé par le LAMP/OPGC, a été installé pendant trois saisons d'automne successives (1986 - 1987 - 1988) sur la corniche des Cévennes, au lieu-dit l'Hospitalet, à 3 km au sud de Barre des Cévennes, à 1030 m d'altitude. Cette position permet de couvrir les hauts bassins de la Cèze, des Gardons et du Vidourle (figure I.1). La couverture de la zone d'implantation des réseaux de mesure au sol est aussi bien assurée : une cinquantaine de pluviomètres utilisables au pas de temps horaire sont situés dans un rayon d'environ 65 km autour du radar.

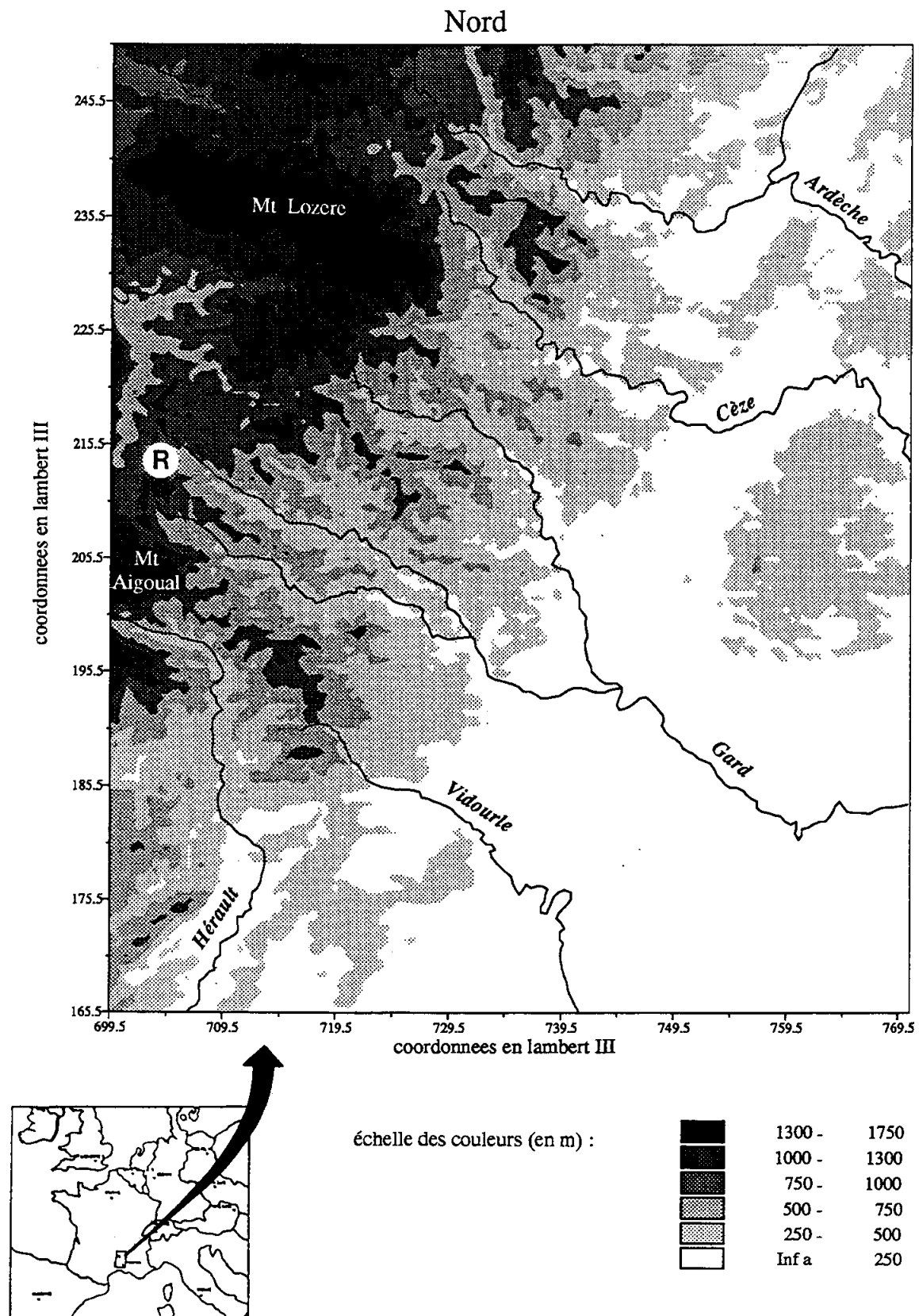
Les campagnes de mesures se sont déroulées de début septembre à la fin du mois de novembre de chaque année. Le radar était mis en alerte lorsqu'un événement significatif de type cévenol était annoncé.

Ce chapitre fait la synthèse de toutes les données qui ont été rassemblées dans le cadre de cette expérience :

- tout d'abord, un rappel sur les précipitations dans les Cévennes permet de mieux cerner le contexte général dans lequel prennent place les différentes campagnes de mesures.
- les différentes sources de données sont ensuite présentées : radar, pluviomètres, disdromètres, relevés des séries météorologiques. A cette occasion, le prétraitement réalisé sur les données radar pour les transformer en cartes exploitables par l'hydrologue est précisé.

Les données relatives à chaque événement pluvieux suivi par le radar sont analysées en annexe 2. On y trouve :

- les cartes de pression atmosphérique et de vent associés à chaque événement pluvieux
- une description de l'événement tel qu'il a été enregistré par les pluviomètres
- les profils verticaux de réflectivité et les facteurs de correction qui en découlent utilisés lors du prétraitement des images radar
- les images radar horaires prétraitées des différents événements pluvieux enregistrés par le radar.



**Figure I.1. Relief simplifié de la zone couverte par le radar.
Sa position est indiquée par la lettre R**

2 - LES PLUIES CEVENOLES

Il s'agit d'épisodes pluvieux intenses, étendus et de longues durées, qui se produisent régulièrement sur le Sud Est du Massif Central, principalement pendant les mois d'automne. Des remontées d'air méditerranéen chaud et humide jouent un rôle essentiel dans l'intensification des précipitations sur les Cévennes. Elles sont liées principalement à deux types de situations météorologiques (TOURASSE 1981, REBOTIER 1957, CAROFF 1965) :

1 - le passage d'une perturbation associée à une dépression au voisinage de l'Irlande et dont la progression est généralement bloquée par les hautes pressions continentales : 65 % des cas, dont l'événement du 13/11/86 constitue un exemple.

2 - la présence d'une zone de basse pression centrée sur le Golfe de Gascogne ou l'Espagne et associée à des hautes pressions s'étendant de la Tunisie à la Mer du Nord : à peu près 30 % des cas : exemple type le 3/10/87.

Ces masses d'air méditerranéen chaud et humide donnent des précipitations plus ou moins intenses sur les Cévennes de trois manières différentes :

- soit sous forme de zones pluvieuses localisées se déplaçant du Sud vers le Nord : leurs diamètres sont variables, de quelques km à plusieurs dizaines de km.
- soit lors de leur soulèvement au-dessus des reliefs cévenols (effet orographique)
- soit lors de leur rejet en altitude par une masse d'air froid lié au passage d'une perturbation (effet frontal).

Ces trois mécanismes peuvent, bien sûr, coexister ou se succéder au cours d'un même événement pluvieux. On peut donc distinguer trois types principaux de champs pluvieux dont les deux premiers ont une structure caractéristique à l'échelle de la zone d'étude :

1. Des champs pluvieux orographiques

Ils donnent des précipitations sur les reliefs et surtout sur les pentes Sud-Est de ces reliefs, selon une bande de fortes précipitations orientée NNE (figure I.2). Ces précipitations peuvent être à l'origine d'intensités importantes sur les hauts bassins des Gardons, de la Cèze et du Vidourle.

2. Des champs pluvieux frontaux

Ils sont associés à la progression d'un front froid orienté N/S à NNE/SSW. La progression, d'Ouest en Est de l'air froid soulevant un air plus chaud et humide donne naissance à une bande très mince de précipitations importantes en avant de ce front (5 à 15 km de large sur les images radar - figure I.3)

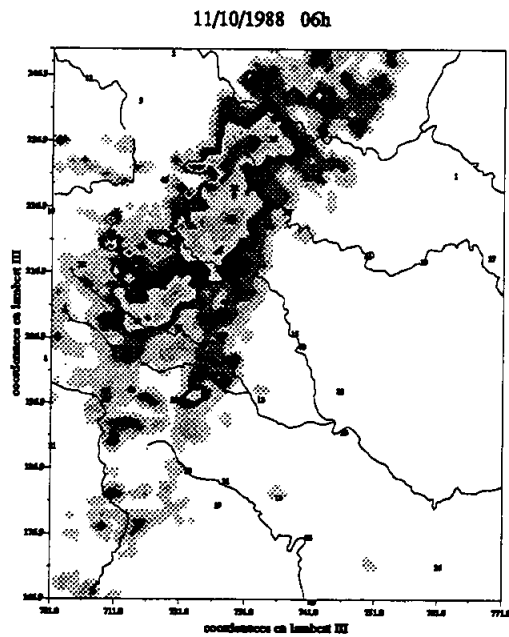


Figure I.2. Précipitations sur les reliefs
(image radar horaire prétraîtée)
Les pluviomètres horaires sont localisés
par leur numéro (voir tableau I.3)

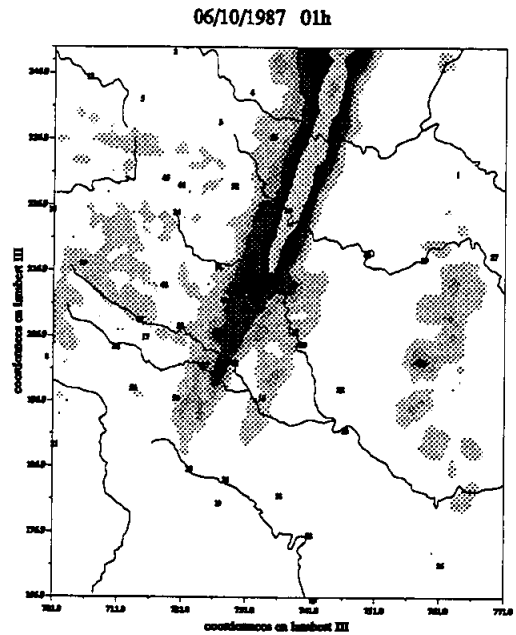
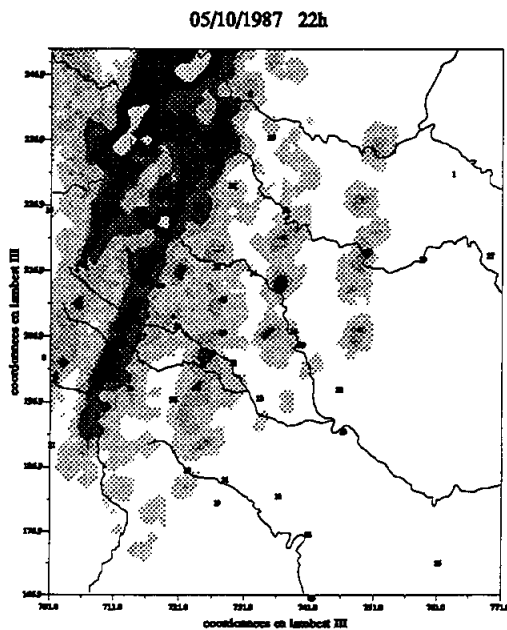


Figure I.3. Bande de précipitations liée
à la progression d'un front froid.
Rappel : cette bande représentant la moyenne des images
enregistrées pendant une heure est en réalité plus mince.



échelle
en $10^{\text{ème}}$ de mm/h

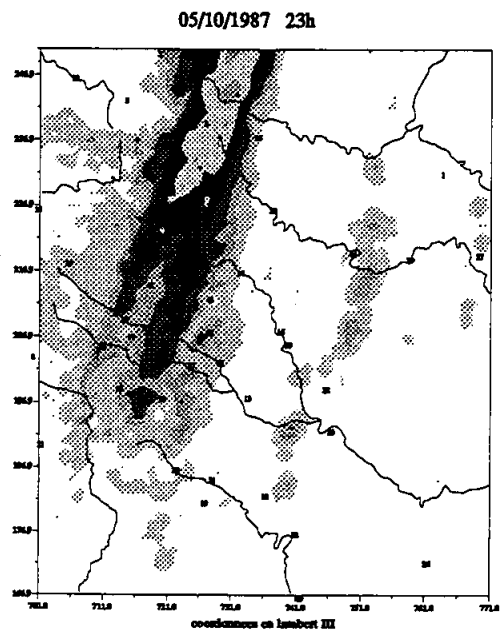
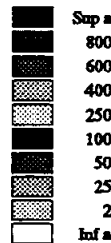


Figure I.4. Individualisation en avant des reliefs de la bande de précipitations liée au passage
d'un front froid (images radar horaires prétraîtées)
Ces images précèdent directement l'image présentée fig. I.3

Le passage du front au-dessus des reliefs se traduit généralement par des champs de précipitations complexes sur ces reliefs, où se combinent les effets orographiques et frontaux :

1 - Lorsque le front est orienté de manière méridienne, l'air froid peut franchir les reliefs Cévenols d'abord par le Sud, là où l'altitude est moindre ; les premières précipitations sont enregistrées, dans ce cas, par les stations au sol situées au Sud des reliefs, comme la station du Vigan (TOURASSE, 1981)

2 - Si par contre, le front froid est orienté NE/SW, la pénétration dans la zone d'étude peut se faire par le Nord (l'air froid pénétrant par la vallée du Rhône). Dans ce cas, les premières stations pluviométriques qui enregistrent le passage du front sont localisées au Nord du réseau.

Sur les images radar, le franchissement des lignes de crêtes principales des Cévennes par le front froid se traduit par l'individualisation d'une bande de précipitations caractéristique (figure I.4). Cette bande pluvieuse, pouvant atteindre toute la hauteur de la zone d'étude (soit 85 km de long) se déplace en général en quelques heures des pentes des Cévennes jusqu'à la vallée du Rhône où elle disparaît hors de portée du radar.

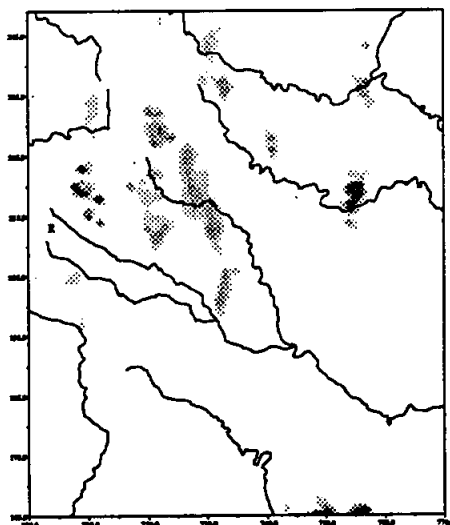
Pour les événements enregistrés entre 1986 et 1988, le passage d'un front froid au-dessus de la zone d'étude annonce généralement la fin des précipitations.

3. Des champs pluvieux formés de cellules actives remontant du secteur Sud

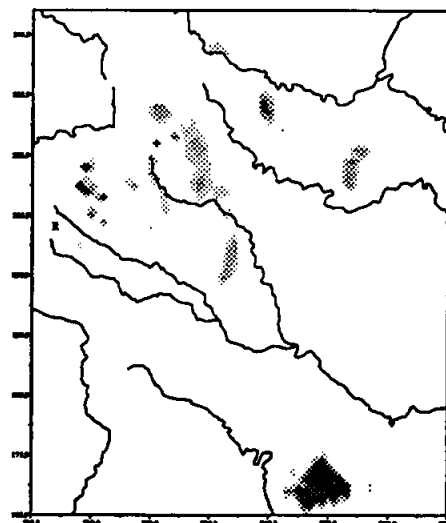
Il s'agit de cellules de précipitations déjà actives qui traversent la zone d'étude, entraînées par un flux de Sud.

Les déplacements, s'écartant de moins de 30° d'une direction N/S sur les images radar, peuvent dépasser 60 km/h et les intensités de précipitations peuvent varier très vite (figure I.5).

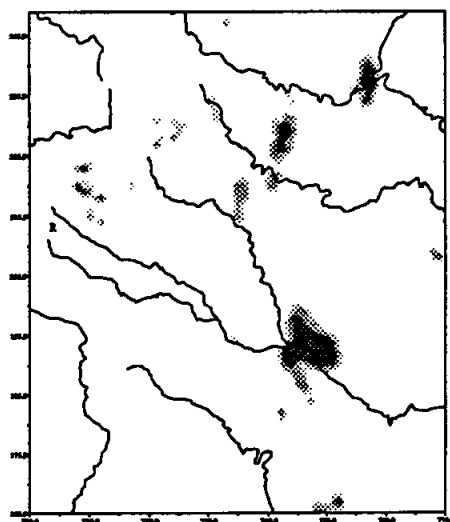
Ces trois types de champs de précipitations ne représentent finalement que différentes facettes d'un même phénomène lié à la dynamique d'ensemble des masses d'air en automne au-dessus des Cévennes : des conditions météorologiques particulières s'accompagnent de remontées d'air chaud et humide méditerranéen qui joue un rôle essentiel dans l'évolution des précipitations dans la région, cette situation pouvant persister plusieurs jours. Dans ces conditions, chaque relief devient une zone sensible, où peuvent se développer facilement des précipitations importantes. L'arrivée dans ce système d'une masse d'air plus froide en provenance de l'ouest se traduira par un front très actif donnant de fortes précipitations en peu de temps dans une région parfois déjà bien arrosée (plus de 220 mm en 2 h à St André de Roquepertuis le 11/10/1988).



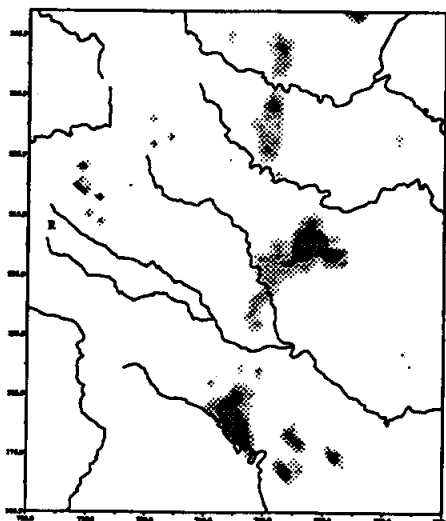
a) le 19/10/88 à 11 h 44



b) le 19/10/88 à 11 h 52



c) le 19/10/88 à 12 h 12



d) le 19/10/88 à 12 h 32

Figure I.5. Passage de cellules pluvieuses entraînées par un flux de Sud le 19/10/88.
 Il s'agit d'images radar instantanées prétraitées et intégrées sur 4 mn en moyenne.
 Les coordonnées en Lambert III, données tous les 10 km sur les bordures des cartes, permettent d'apprécier les déplacements

3 - ACQUISITION ET PRETRAITEMENT DES IMAGES RADAR

Les campagnes de mesures radar se sont déroulées de début septembre à la fin du mois de novembre pour les années 1986, 1987 et 1988. Chacune de ces campagnes a permis l'enregistrement de un à deux événements pluvieux significatifs, donnant des précipitations au sol supérieures à 100 mm sur de nombreuses stations pluviométriques.

Le principe de la mesure radar et les effets des principales sources d'erreurs inhérentes à cette mesure ne sont pas repris ici. On peut en trouver un exposé en annexe 1. Nous présenterons tout d'abord les caractéristiques du radar ANATOL et le mode de fonctionnement utilisé, puis les traitements informatiques effectués sur les données enregistrées de manière à obtenir des cartes d'intensités de précipitations, en mm/h, utilisables par l'hydrologue. Ces cartes dites "brutes" sont ensuite corrigées d'un certain nombre d'erreurs à l'aide d'un programme de **prétraitement** des images radar ne faisant intervenir aucune information sur les précipitations extérieure à la mesure radar.

3.1. Caractéristiques du radar ANATOL

Il s'agit d'un radar expérimental développé par le LAMP/OPGC dont les caractéristiques techniques sont présentées par le tableau I.1. Sa capacité de double polarisation, les ondes émises étant polarisées alternativement verticalement et horizontalement, permet de mesurer en permanence la puissance rétrodiffusée dans ces deux plans de polarisation. On en déduit un facteur de réflectivité radar horizontale Z_h , conventionnelle, et un facteur de réflectivité radar verticale Z_v , d'où l'on tire la réflectivité différentielle :

$$zdr = 10 \cdot \log_{10}(Z_h/Z_v) \quad (\text{exprimée en dB}).$$

Cette réflectivité différentielle apporte une information complémentaire sur la forme des particules précipitées et donc, indirectement, sur la distribution granulométrique des gouttes de pluie.

Les valeurs de ces deux réflectivités sont enregistrées sur bande magnétique pour chaque tir radar correspondant à un azimuth et à un site donné, et pour 400 portes par tir correspondant à des volumes de résolution concentriques de 240 m de profondeur et d'ouverture angulaire voisine de 2°. (Les valeurs des réflectivités attribuées aux portes des "tirs" radar résultent en réalité d'une moyenne sur 64 impulsions radar) Le site est constant pour un fichier d'enregistrement donné et varie alternativement en site bas ou site haut d'un fichier à l'autre (voir le tableau 2.2). L'azimut varie de 1,7° à chaque tir : il y a donc recouvrement partiel des tirs successifs. Un fichier se compose généralement de plus de 420 tirs soit plus de 2 révolutions d'antenne.

RADAR ANATOL	
Caractéristiques techniques	
diamètre de l'antenne 4 m	
puissance émise : $P_e = 250 \text{ kw}$	
durée d'une impulsion : $\tau = 0,6 \mu\text{s}$	
période de récurrence : $t_r = 2 \text{ ms}$	
puissance minimale détectable : $P_{\min} = 2 \cdot 10^{-14} \text{ W}$	
nombre d'impulsions moyennées en un "tir radar" : 64	
ouverture du faisceau à 3 dB : $\theta_0 = 1,8^\circ$	
longueur d'onde : 10 cm	
double polarisation : horizontale (h) et verticale (v)	
<u>Réflexivité horizontale z_h</u>	<u>Réflexivité différentielle $z_{dr} = 10.\log(Z_h/Z_v)$</u>
Résolution :	
0,4 dBz	0,05 dB
erreurs de mesure :	
1 dBz	0,1 dB

Tableau I.1. Caractéristiques techniques du radar ANATOL

RADAR ANATOL	
Mode d'exploitation	
<u>Implantation sur la corniche des Cévennes</u>	
cordonnées en Lambert III :	latitude 703,2
	longitude 213,45
altitude : 1.030 m	
<u>Mode d'exploitation</u>	
PPI à 2 sites alternés :	
site bas moyen : 1,1° en 1986 et 1987, 1,2° en 1988	
site haut moyen : 3,1° en 1986 et 1987, 3,3° en 1988	
Durée d'une révolution d'antenne : ± 1 mn	
pas de temps entre 2 fichiers images successifs (site bas-site haut) :	
± 4 mn (en exploitation normale)	
<u>Constitution d'un "fichier image radar"</u>	
nombre de révolutions d'antenne par fichier radar (site bas ou haut) :	
2 tours environ (en exploitation normale)	
nombre de tirs par révolution : 210	
variation d'azimut par tir : $\sim 1,7^\circ$	
les tirs radar successifs se recoupent	
nombre de portes par tir : 400	
espacement entre portes = résolution radiale : 240 m	
portée : 96 km	

Tableau I.2. Mode d'utilisation du radar ANATOL

3.2. Constitution d'images cartésiennes et prétraitement

Les bandes magnétiques d'enregistrement radar contiennent des "fichiers images" constitués des enregistrements des réflectivités Z_h et Z_{dr} . Le principe général de la mise en forme des images radar est exposé par la figure I.6. Elle s'effectue en deux étapes :

1) la constitution d'images cartésiennes d'intensité de précipitation

Elle permet d'obtenir des cartes dites brutes, qui serviront de base à tous les traitements ultérieurs. Ces cartes sont en fait constituées de 2 images : une image à site bas (proche de 1°), et une image à site haut (proche de 3°).

L'organigramme du programme qui effectue cette transformation est donné par la figure I.7. : on effectue tout d'abord la transformation : facteur de réflectivité $Z \rightarrow$ intensité de précipitation R , qui permet de travailler ensuite sur une variable cumulaire. On a le choix entre prendre en compte ou non la réflectivité différentielle z_{dr} :

- Si l'on utilise uniquement la réflectivité horizontale Z_h , la relation de transformation retenue est la relation de MARSHAL PALMER (1948) pour les précipitations stratiformes :

$$Z_h = a.R^b$$

avec $a = 200$; $b = 1,6$; Z_h en mm^6/m^3 et R en mm/h

- Si l'on utilise la réflectivité différentielle Z_{dr} , la relation retenue est :

$$R = a \cdot \frac{10^{b \cdot z_h}}{c + z_{dr}^d} \quad (\text{POINTIN et col., 1988})$$

avec : $a = 0,0033$ $c = 0,55$
 $b = 0,098$ $d = 2,33$ R est exprimé en mm/h , z_h en dBz et z_{dr} en dB

On attribue ensuite chaque valeur de réflectivité radar à une maille d'une grille rectangulaire. Le programme permet alors de construire des images dites "instantanées" ou horaires :

. Les images brutes instantanées sont constituées :

- . d'une image à site bas (SB) correspondant à 1 fichier d'enregistrement radar à site bas (2 révolutions d'antenne)
- . d'une image à site haut (SH) correspondant à 1 fichier d'enregistrement radar à site haut (aussi 2 révolutions d'antenne).

On peut donc obtenir une image instantanée toutes les 8 mn dans le meilleur des cas.

. Les images brutes horaires sont constituées :

- . d'une image à site bas correspondant aux intensités moyennes des précipitations détectées pendant une heure donnée par les enregistrements radar à site bas,
- . d'une image à site haut correspondant aux intensités moyennes des précipitations détectées pendant la même heure par les enregistrements radar à site haut.

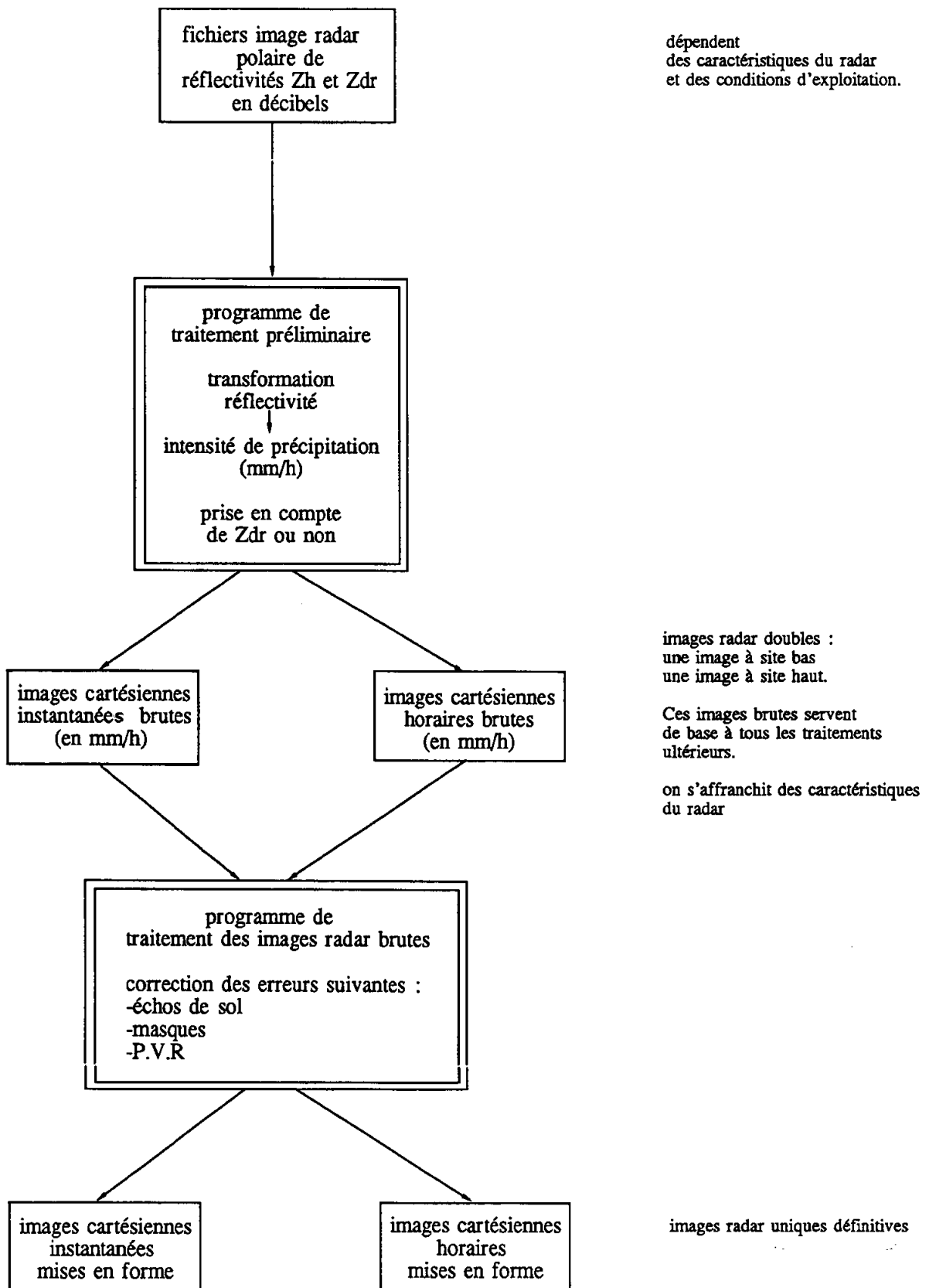


Figure I.6. Principe général du traitement des enregistrements radar.

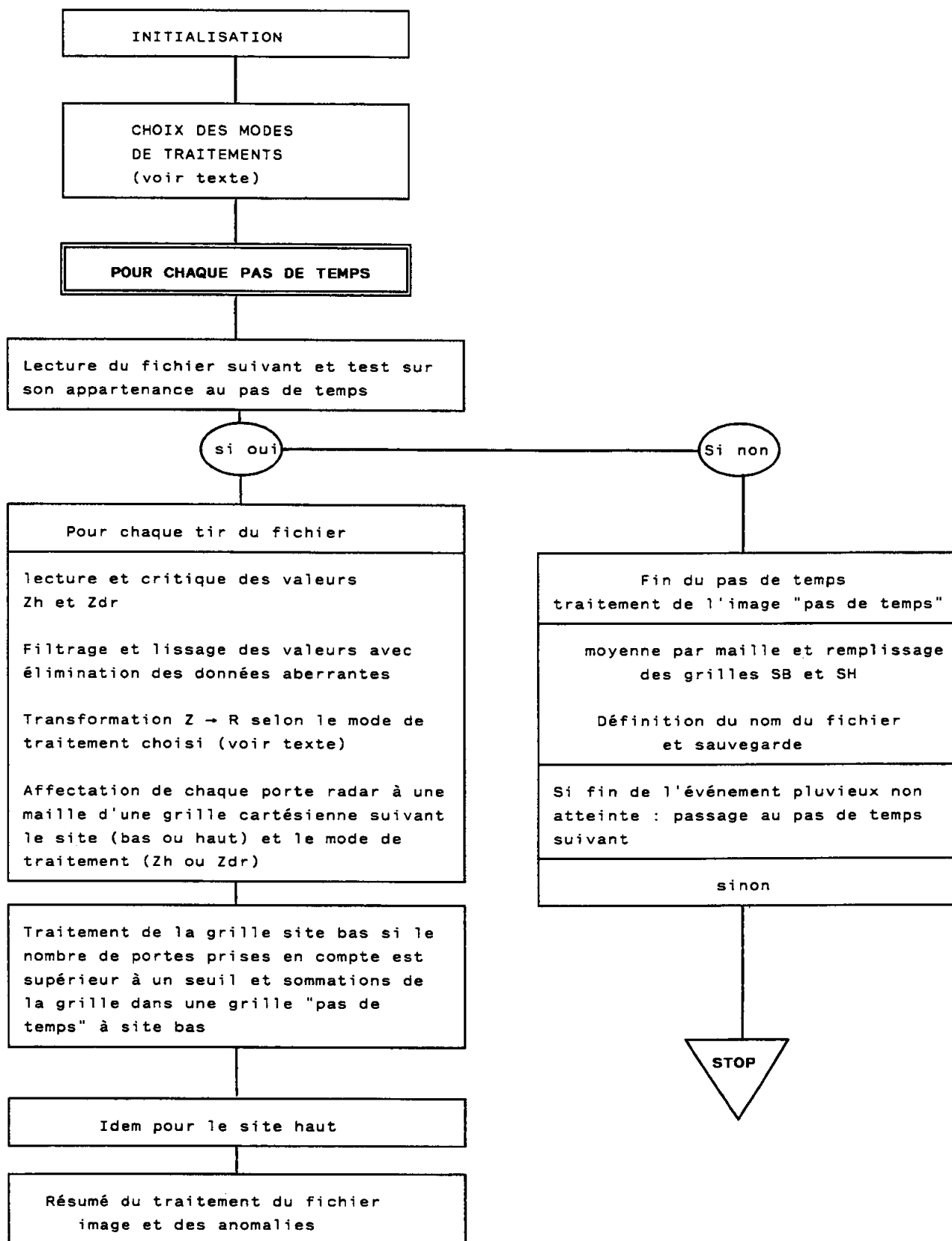


Figure I.7. Organigramme du programme de constitution des images brutes

2) le prétraitement des images radar brutes

Il consiste à corriger les images radar brutes d'un certain nombre de défauts dus :

- à des échos de sol lorsqu'une partie de la puissance émise est interceptée par les reliefs (surtout près du radar et à site bas)
- à des zones plus ou moins masquées par ces reliefs, assez importants dans cette région montagneuse
- à une variation de la réflectivité le long d'une même verticale avec notamment :
 - . un effet de remplissage partiel lorsque le faisceau radar passe progressivement au dessus de l'altitude maximale des précipitations ce qui provoque une sous estimation de l'intensité de ces précipitations au sol
 - . un phénomène de bande brillante lorsque des précipitations sont détectées au niveau de l'isotherme 0°C et qui conduit à surestimer les intensités de pluie.

Ces corrections sont effectuées par un programme de prétraitement dont le plan est donné par la figure I.8.. **Aucune information autre que celle tirée des images radar brutes et d'un modèle simplifié du relief n'est nécessaire.**

Le détail de chaque traitement est exposé dans FOURNIER et ANDRIEU 1988. On procède, dans l'ordre :

- a) à la correction des effets de masques et de la variation de la réflectivité avec l'altitude

Ces deux corrections sont effectuées simultanément car l'influence de la seconde ne s'exprime que pour la part du faisceau non occultée par le relief.

L'amplitude des effets de masque a été évaluée tout d'abord à l'aide de lignes d'horizon établies à partir de cartes topographiques. Plus récemment, un logiciel a été développé pour effectuer cette évaluation à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) : il estime, pour chaque maille de l'image, la partie du faisceau principal occultée par les reliefs. La figure I.9. permet de constater que les mailles affectées par ce problème sont essentiellement situées en arrière des Mont Lozère et Mont Aigoual.

Les phénomènes liés aux variations de la réflectivité avec l'altitude sont corrigés par référence à un profil vertical de réflectivité (PVR) qui donne le rapport entre la réflectivité à l'altitude du faisceau et la réflectivité à une altitude de référence. L'identification de ce PVR à partir des seules données radar nécessite une exploration de l'atmosphère à deux sites au moins : on modélise tout d'abord l'évolution avec la distance au radar du rapport entre les mesures à site haut et à site bas (ANDRIEU, 1991). On recherche ensuite le PVR correspondant à une telle évolution des rapports. Un algorithme d'identification automatique de ce PVR, fondé sur une résolution de problème inverse, a été développé récemment par ANDRIEU (1991) et testé sur les événements pluvieux de l'expérience Cevennes 86-88. Il sera utilisé dans le chapitre V et la méthode est présentée en annexe 3.

Une fois le PVR identifié, on peut calculer un facteur correcteur fonction de la distance au radar. Pour les mailles soumises au phénomène de masque, ce facteur est calculé en tenant compte de la fraction du faisceau interceptée par les reliefs.

Les PVR utilisés pour le prétraitement des images Cévennes 86-88 sont présentés dans l'annexe 2. Ce sont des PVR moyens par événements pluvieux et constants pour toute l'image radar ce qui correspond à une hypothèse forte de stabilité du PVR dans le temps et l'espace. Les problèmes posés par cette hypothèse sont abordés dans le chapitre V et l'apport d'une prise en compte de PVR horaires est quantifié. Afin de s'affranchir des problèmes de masques, ces PVR moyens ont été identifiés sur un secteur d'image compris entre les azimuts 111° et 167° Nord.

b) l'élimination des échos de sol et à la composition des images à sites bas et hauts

Les principaux échos de sol ont été identifiés à partir d'images à site haut et bas enregistrées en absence de précipitations. Une carte de ces échos de sol par site permet de les éliminer des images radar (figure I.10). La procédure est la suivante :

1 - pour chaque maille :

si cette maille ne correspond pas à un écho de sol à site bas et si sa valeur à site bas n'est pas indéterminée, on garde la valeur du site bas ,
sinon, si cette maille ne correspond pas à un écho de sol à site haut et si sa valeur à site haut n'est pas indéterminée, on garde la valeur du site haut,
sinon : on laisse la maille sans valeur (vide).

2 - A la fin de la procédure, on remplit les mailles vides par interpolation à partir des mailles voisines.

Cette méthode, très classique, est simple à mettre en oeuvre et ne nécessite que peu de temps de calcul. Une autre approche, développée dans [ROUX, LEBEL, DEPRAETERE et ANDRIEU 1989], utilise un MNT des Cévennes et le diagramme d'antenne du radar Anatol de manière à déterminer par le calcul les mailles concernées par les échos de sol. Les résultats sont très concordants avec les images obtenues par ciel clair.

CE SONT CES IMAGES PRETRAITEES QUI SONT UTILISEES DANS LES CHAPITRES SUIVANTS.

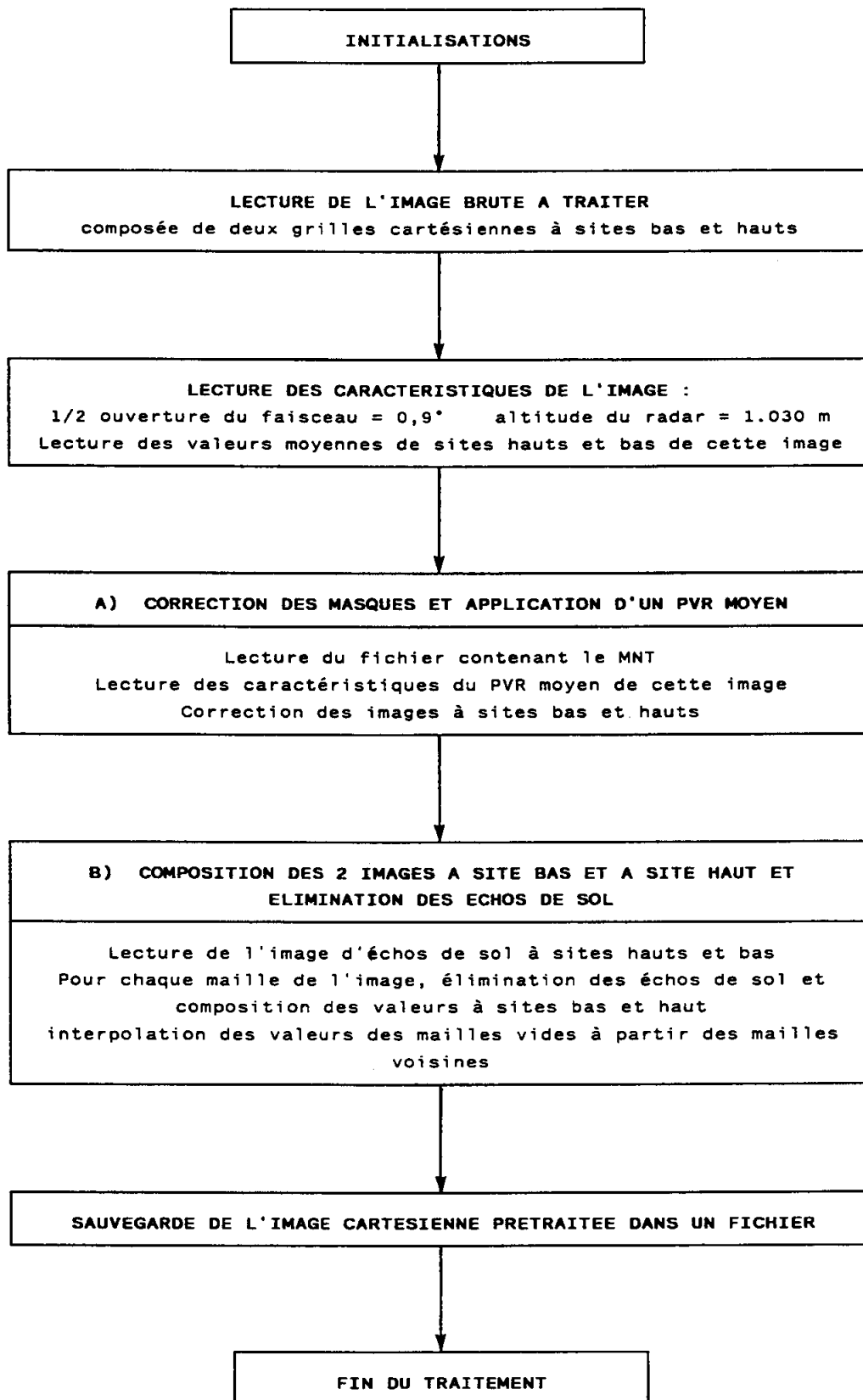
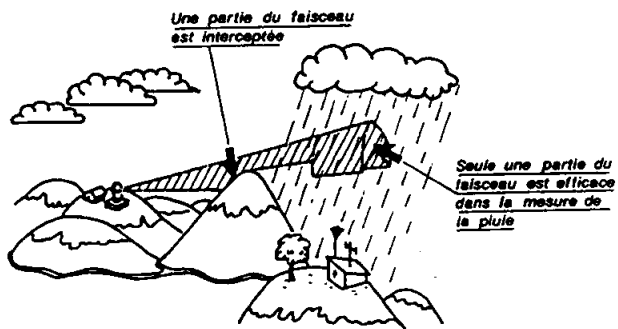
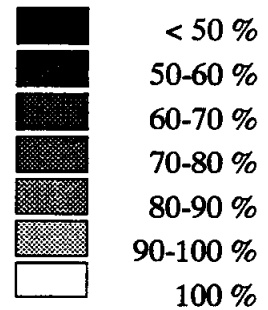


Figure I.8. Plan du programme de prétraitement des images radar brutes



Pourcentage de la puissance du faisceau efficace (non masquée)



Echos de sol et effets de masques
(d'après Roux et col. 1989)

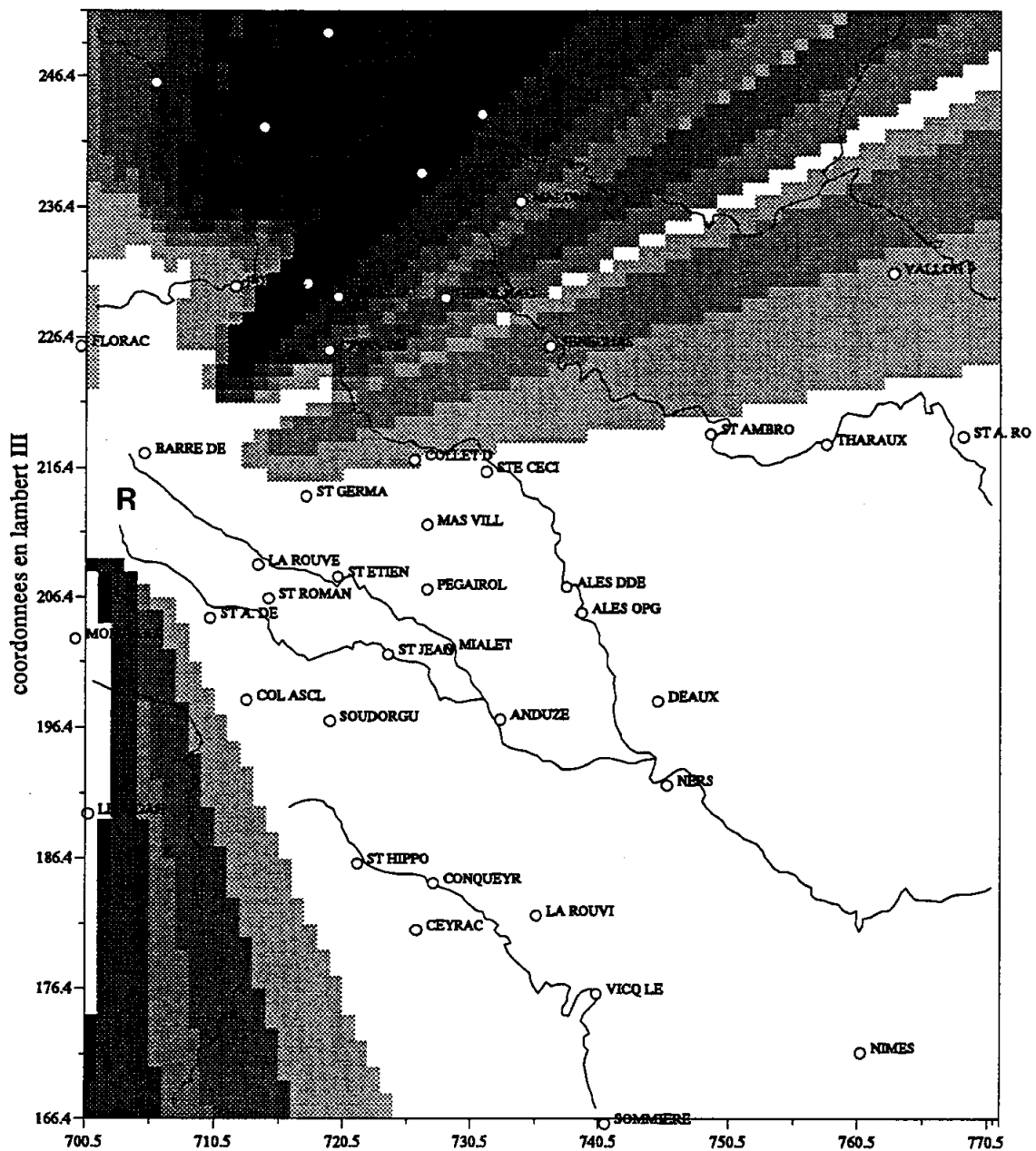
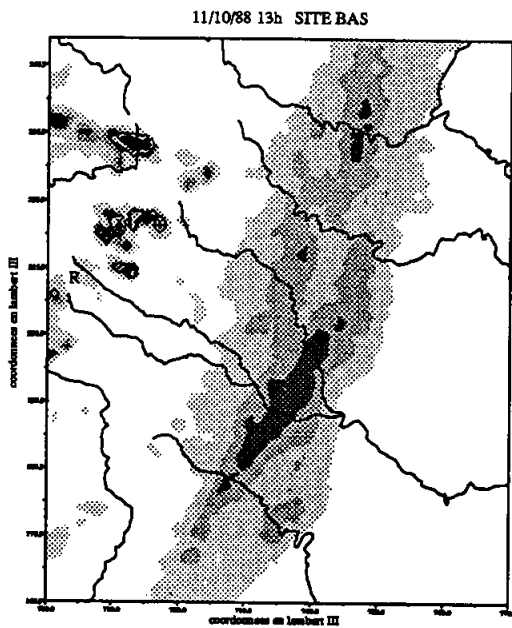
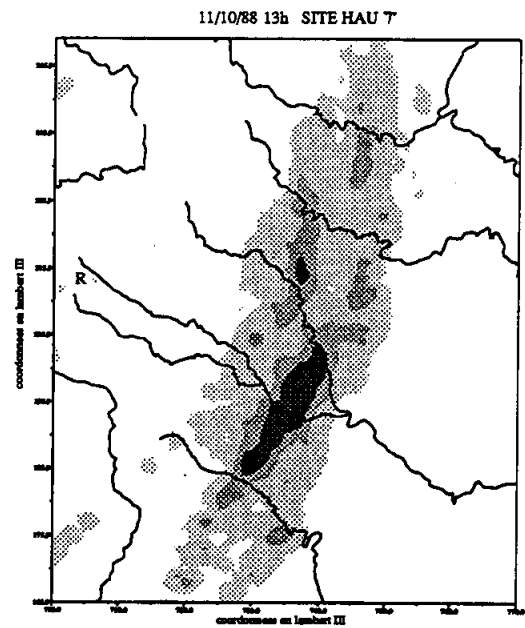


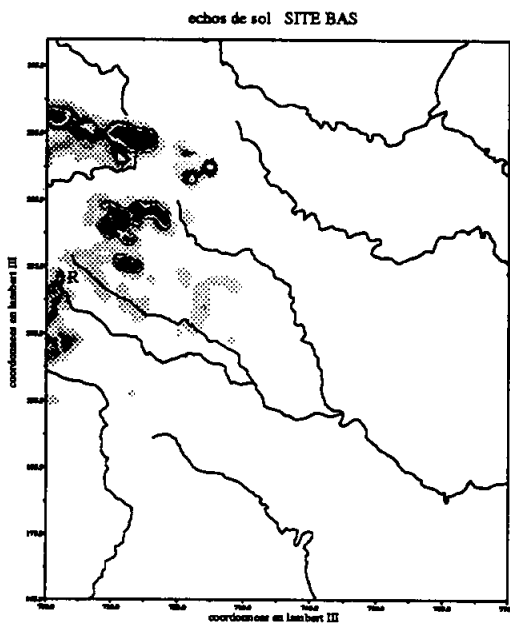
Figure I.9. Importance des zones masquées pour le site bas.



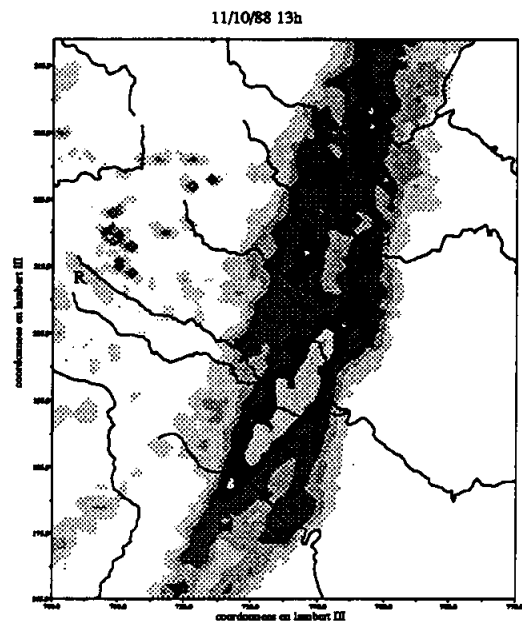
a) image brute à site bas



b) image brute à site haut



c) échos de sol à site bas



d) image traitée définitive

Figure I.10. Elimination des échos de sol par composition des images radar brutes à site bas et à site haut. Prise en compte d'un PVR moyen et correction des masques.
Il subsiste de petits échos de sol proches du radar.

4 - LES DONNEES EXTERIEURES AU RADAR

4.1. Le réseau de pluviomètres horaires

Il est constitué d'appareils à augets basculeurs gérés par trois organismes différents. Certains appareils sont à enregistrement sur papier (type G pour graphique), certains à enregistrement numérique (N), télétransmis ou non. Ce réseau comprend :

- le réseau du service d'annonce de crue de la D.D.E. du Gard :
 19 pluviomètres télétransmis
 8 pluviomètres graphiques supplémentaires
- 13 pluviomètres numériques d'EDF
- les appareils supplémentaires installés par l'OPGC au cours des campagnes de mesures radar. Ils sont à enregistrement numérique et leur nombre varie de 6 à 8 suivant les années.

Il faut ajouter les deux appareils graphiques gérés par le Parc National des Cévennes : Escrin et Les Cloutasses Basses.

Les données enregistrées par ces appareils ont été recueillies auprès des différents organismes gestionnaires. Le bon fonctionnement, ou non, de chacun d'eux au cours des différents événements pluvieux étudiés, est indiqué dans le tableau I.4. La localisation exacte de chaque appareil est indiquée dans le même tableau et le réseau est représenté sur la figure I.11.

4.2. Les disdromètres

Deux disdromètres ont été mis en place par le LAMP/OPGC à côté de 2 des pluviomètres supplémentaires. Ils déterminent toutes les 30 secondes la distribution granulométrique des gouttes de pluie, avec une résolution de 0,2 mm pour des diamètres de 0,2 à 5 mm. Les informations sont télétransmises à un système d'acquisition situé à côté du radar. La localisation exacte de ces deux disdromètres est indiquée dans le tableau ci-dessous

Disdromètre	Localité	Longitude (Lambert III)	latitude (Lambert III)	altitude (m)
N°1	La Rouverette	713,80	208,90	490
N°2	St Roman	714,50	206,75	590

Tableau I.3. Localisation des disdromètres

Des problèmes de fonctionnement ou de télé-transmission ont malheureusement réduit le nombre de données exploitables au seul événement pluvieux de 1986.

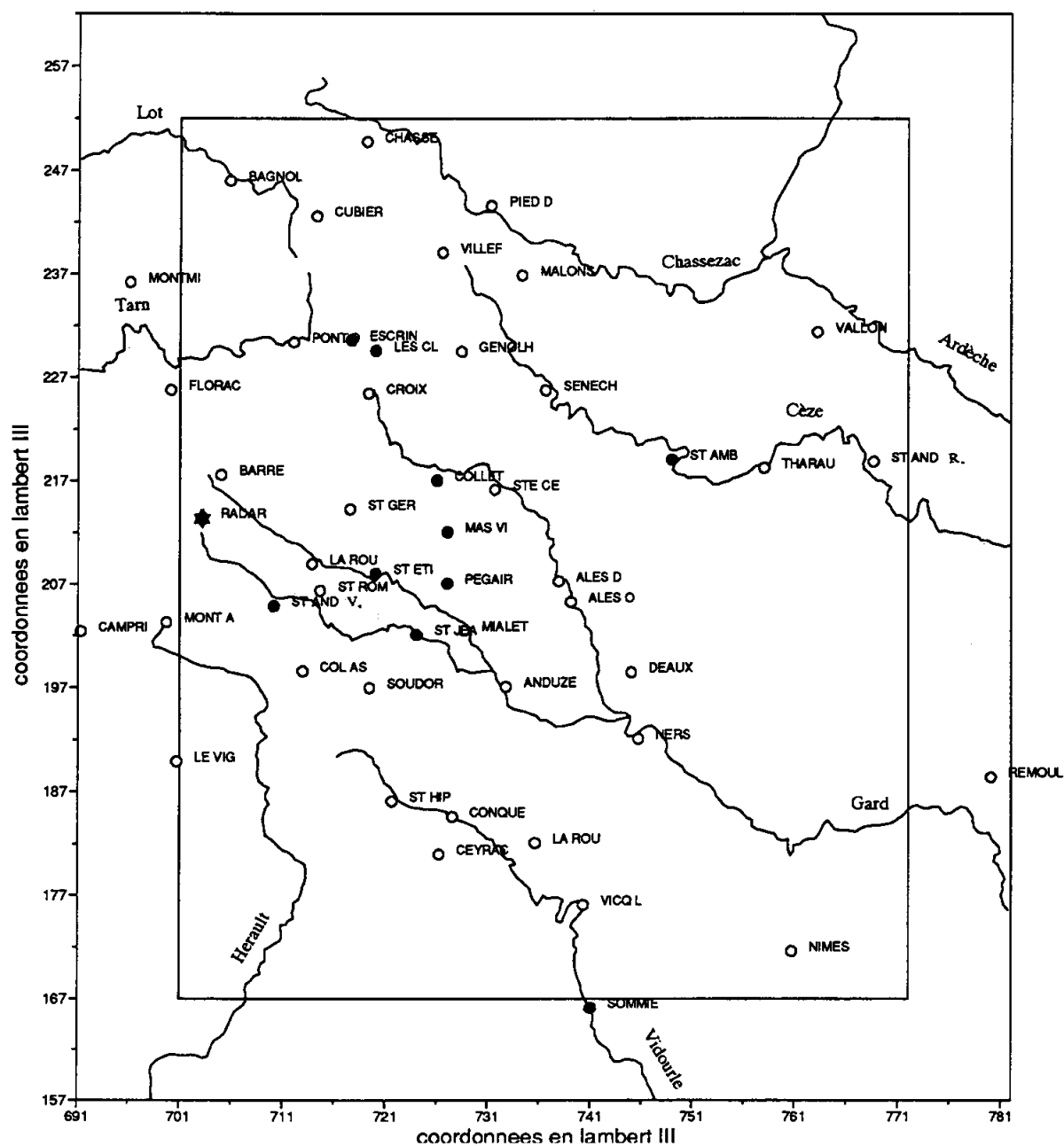
Station N°	Coordonnées		Organisme Gestion.	type N ou G	Intensités cumulées relevées (en mm/h) pour chaque épisode pluvieux analysé				Nom des Stations
	X	Y			11-14/11	2-5/10	9-11/10	18-19/10	
					1986	1987	1988	1988	
1	763.2	231.3	EDF	N	127	58	81	30	VALLON PT D'ARC
2	719.1	249.7	EDF	N	109	134	19	70	CHASSERADES LE MAS
3	726.5	239.0	EDF	N	390	306	160	133	VILLEFORT
4	731.3	243.5	EDF	N	257	226	198	95	PIED DE BORNE
5	714.2	242.5	EDF	N	---	---	23	83	CUBIERES
7	712.0	230.3	EDF	N	272	216	52	164	PONT DE MONVERT
8	699.7	203.2	EDF	N	512	370	39	---	MONT AIGOUAL
9	691.3	202.3	EDF	N	---	---	32	77	CAMPRIEU
10	700.1	225.7	EDF	N	90	88	17	33	FLORAC
11	696.1	236.1	EDF	N	107	61	11	39	MONTMIRAT
12	705.8	245.9	EDF	N	84	51	27	60	BAGNOLS LES BAINS
13	732.8	197.0	DDE	N	87	83	108	78	ANDUZE
14	731.7	216.1	DDE	N	221	167	100	85	STE CECILE D'ANDOR
15	737.9	207.2	DDE	N	---	---	---	---	ALES DDE
16	780.0	188.3	DDE	N	---	---	35	10	REMOULIN
17	714.6	206.3	OPGC/DDE	N	266	---	---	---	ST ROMAN DE TOUSQU
18	735.6	182.0	DDE	N	49	63	24	53	LA ROUVIERE
19	726.2	180.9	DDE	N	65	65	26	27	CEYRAC
20	721.6	186.0	DDE	N	76	---	90	72	ST HIPPOLYTE DU FO
21	700.7	189.8	DDE	N	214	88	48	44	LE VIGAN
22	745.0	198.4	DDE	N	58	60	48	40	DEAUX
23	745.7	192.0	DDE	N	65	62	89	36	NERSE
24	719.3	225.4	DDE	N	267	155	119	101	CROIX DE BERTHEL
25	734.3	236.8	DDE	N	268	203	182	91	MALONS
26	760.7	171.5	DDE	N	72	---	14	20	NIMES
27	768.6	218.8	EDF	N	113	65	337	32	ST A. ROQUEPERTUIS
28	740.3	176.0	DDE	N	47	50	39	22	VICQ LE FESC
29	758.0	218.2	DDE	N	99	---	122	72	THARAUX
30	736.6	225.7	DDE	N	165	170	136	129	SENECHAS
31	727.5	184.5	DDE	N	64	78	62	38	CONQUEYRAC
32	710.1	204.8	DDE	G	163	190	101	87	ST ANDRE VALBORG
33	727.0	207.0	DDE	G	135	150	81	99	PEGAIROLLES
34	726.0	217.0	DDE	G	179	173	103	91	COLLET DE DEZE
37	724.0	202.0	DDE	G	120	113	92	66	ST JEAN DU GARD
38	720.0	208.0	DDE	G	156	173	104	86	ST ETIENNE VALLEE
39	704.0	217.0	EDF	N	184	168	31	55	BARRE DES CEVENNES
43	727.0	212.0	DDE	G	205	170	17	41	MAS VILLARD
44	749.0	219.0	DDE	G	75	76	---	---	ST AMBROIX
45	717.6	230.5	Parc Céven.	G	392	260	---	---	ESCRIN
46	720.0	229.5	Parc Céven.	G	---	>295	117	127	LES CLOUTASSES
47	713.8	208.9	OPGC	N	---	---	---	56	LE ROUVERETTE
48	717.5	214.2	OPGC	N	250	185	2	22	ST GERMAIN CALBE
49	741.0	166.0	DDE	G	---	>59	0	>20	SOMMIERE
50	719.4	196.9	DDE/OPGC	N	139	135	81	84	SOUDORGUES
51	728.7	202.4	OPGC	N	106	115	---	79	MIALET
52	728.4	229.4	OPGC	N	286	220	87	96	GENOLHAC
53	712.9	198.5	OPGC	N	---	---	---	96	COL DE L'ASCLIE
59	739.1	205.2	OPGC	N	94	75	108	50	ALES OPGC

Tableau I.4. Le réseau de pluviomètres horaires

Pour chaque événement pluvieux suivi par le radar est indiqué (en mm) le cumul des intensités enregistrées.

Certaines valeurs proviennent de deux appareils différents.

(type N = enregistrement numérique; type G = enregistrement graphique)



○ appareil à enregistrement numérique

● appareil à enregistrement graphique

Figure I.11. Localisation des pluviomètres mentionnés dans le tableau I.4

*Le rectangle intérieur figure la zone couverte par les images radar après prétraitement.
La localisation du radar est indiquée.*

4.3. Les données météorologiques

Nous disposons, pour chaque événement pluvieux analysé, des cartes de pression au sol sur l'ensemble de l'Europe, ainsi que des cartes de la surface 500 hPa (voir annexe 2).

En 1990, une visite à la station météorologique de Nîmes Courbesac a permis de compléter ces données par la collecte de relevés d'un certain nombre de paramètres météorologiques pour plusieurs stations de mesure au sol. Nous disposons également des relevés de radiosondages de Nîmes Courbesac, pendant les périodes correspondant au fonctionnement du radar, à la fréquence d'une toutes les six heures et qui renseignent sur température, pression, hygrométrie, vitesse et direction du vent, en fonction de l'altitude.

Le tableau I.5. présente l'ensemble des données recueillies.

Paramètres météorologiques mesurés au sol				
STATION	Température	Pression	Hygrométrie	vent (direction, vitesse)
Nîmes Courbesac	X	X	X	X
Le Vigan	X		X	
Genolhac	X			
St Christol les Alès	X			
Vic le Fescq	X			
St Jean du Gard				
La Perrière	X			
Cavillargues	X		X	
Mt Aigoual	X	X		X(graphique)
Garon	X	X	X	X
Paramètres météorologiques fonction de l'altitude (radiosondage)				
STATION	Température	Pression	Hygrométrie	vent (direction, vitesse)
Nîmes Courbesac	X	X	X	X

Tableau I.5. Données météorologiques recueillies

De plus, pour les quatre périodes concernant les événements analysés, les sorties du modèle PERIDOT de la Météorologie Nationale ont été acquises pour un domaine rectangulaire couvrant la région du Sud-Est du Massif Central.

Ces données comportent, à 0 h et à 12 h de chaque jour, les prévisions à échéance de 0 h, 6 h et 12 h des valeurs des paramètres suivants :

- champ de pression au sol
- champs en altitude des pressions, composantes du vent, températures et humidité relative.

5 - LES EVENEMENTS PLUVIEUX ANALYSES

Cinq événements pluvieux ont été suivis par le radar ce qui représente près de 150 h d'enregistrement. Quatre de ces événements sont présentés dans cette étude :

	DONNEES PLUVIOMETRIQUES SOL			ENREGISTREMENTS RADAR
	48 pluvio. horaires intensité maxi en mm/h	109 pluvio. journaliers hauteur d'eau maxi par évén. en mm	lame d'eau moyenne (évén) en mm	
durée du suivi				
du 11 (7h) au 15 nov. 86 (7h)	34. St Jean	512. Mt Aigoual	135. (96h)	48 h de suivi 38 h exploitées en continu
du 2 (7h) au 6 oct. 87 (7h)	42. Pied de Borne	370. Mt Aigoual	114. (96h)	35 h de suivi dont 32 h exploitées
du 9 (7h) au 12 oct. 88 (7h)	116. (223 en 2 h) St A. de Roqu	337. St A. de R.	75. (72h)	20 h de suivi dont 17 h exploitées
du 18 (7h) au 20 oct. 88 (7h)	41. Sénéchas	164. Pont de M.	57. (48h)	11 h de suivi dont 9 h exploitées
TOTAL :				96 h exploitées

Tableau I.6. Evénements pluvieux analysés

Les événements pluvieux sont présentés par ordre chronologique de manière détaillée en annexe 2 :

Pour chaque événement, on expose tout d'abord le contexte météorologique à l'aide des cartes synoptiques pour l'Europe occidentale.

Puis on passe en revue rapidement les enregistrements des précipitations effectués par les pluviomètres journaliers et une représentation de la lame d'eau totale interpolée à partir des enregistrements au sol de plus de 100 de ces pluviomètres est établie pour chaque événement pluvieux.

Les cumuls des intensités relevées par les pluviomètres horaires sont présentés dans le tableau I.4. L'évolution dans le temps des hauteurs d'eau cumulées pour cinq de ces pluviomètres installés par le LAMP/OPGC est également présentée.

On commente ensuite les images radar qui sont présentées pour chaque événement.

CHAPITRE II

CORRECTION DES IMAGES RADAR PAR INTRODUCTION DE MESURES AU SOL PONCTUELLES

1 - INTRODUCTION

Le prétraitement des images radar a permis de corriger un certain nombre d'erreurs inhérentes à la mesure radar **en utilisant uniquement l'information contenue dans cette mesure**. Il reste néanmoins deux sources d'erreurs importantes sur l'estimation des intensités de pluie qui ne peuvent être corrigées sans introduction d'information extérieure : un mauvais étalonnage électronique du radar et une mauvaise adaptation, aux précipitations enregistrées, de la relation de transformation $Z \rightarrow R$ utilisée lors de la constitution des images brutes. Leurs effets combinés, détaillés en annexe 1, donnent naissance à une erreur systématique sur R de la forme :

$$(II.1) \quad R^* = A \cdot R^B$$

où R et R^* représentent respectivement l'intensité de précipitation vraie et l'estimation erronée.

Les termes A et B dépendent des effets conjugués des deux sources d'erreurs : si Δz est l'erreur sur la valeur en dBz du facteur de réflectivité due au mauvais étalonnage du radar, (a,b) représentent les paramètres de la relation Z - R la plus adaptée aux précipitations, et (a^*,b^*) les paramètres de celle utilisée lors de la construction des images brutes, A et B s'expriment :

$$(II.2) \quad A = (a/a^*)^{1/b^*} \cdot 10^{\Delta z/10b^*} \quad B = b/b^*$$

Cette erreur systématique sur R doit être corrigée avant toute utilisation hydrologique de la mesure radar exigeant une estimation absolue et non relative de la pluie. Si l'on n'a aucune connaissance a priori sur les valeurs de " a " ou Δz , il n'est pas possible de séparer l'influence des deux sources d'erreur dans le terme A : les valeurs de A et B doivent alors être déterminées globalement en comparant les valeurs R^* attribuées aux mailles radar, aux mesures effectuées au sol par des pluviomètres. Dans le cas des images radar de l'expérience Cévennes, les mesures disdrométriques permettent néanmoins de déterminer une relation Z - R expérimentale adaptée à la distribution granulométrique des précipitations observées. On peut donc envisager deux étapes (figure II.1) :

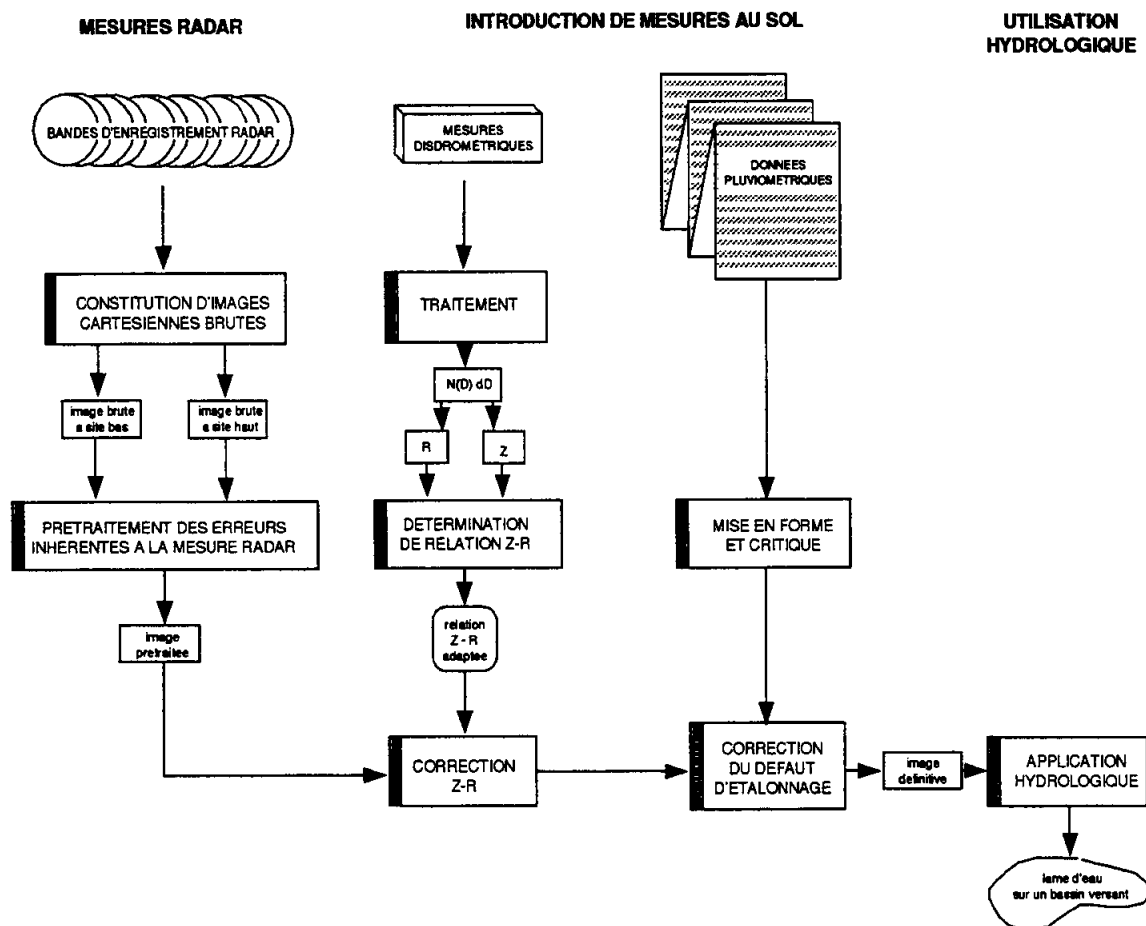
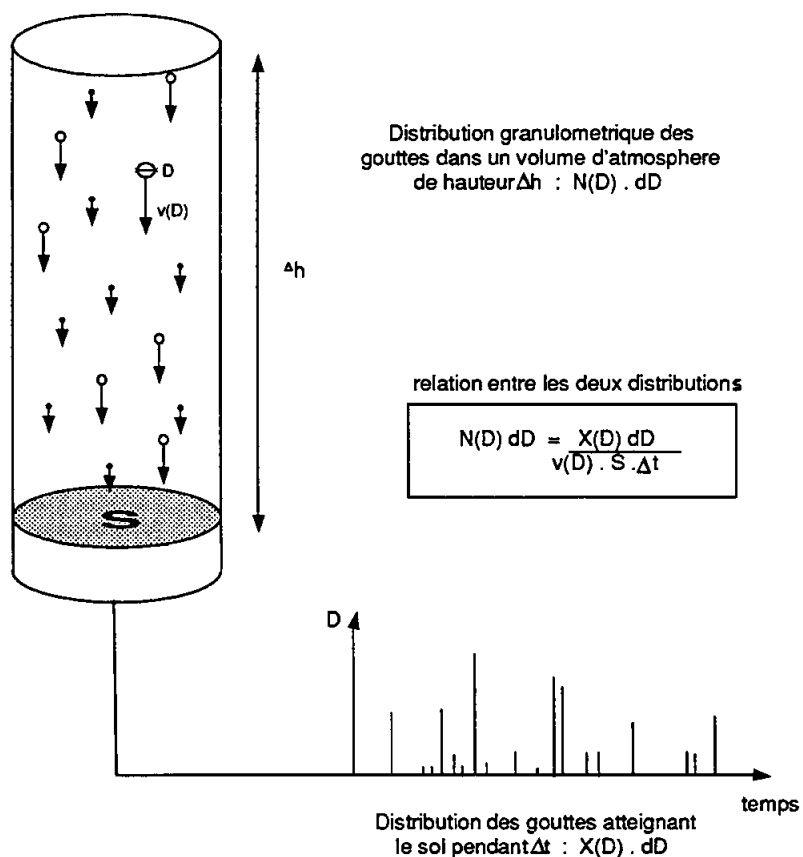


Figure II.1. Principe général du traitement appliqué aux images radar

Remarque : chaque type de mesure sol et radar est d'abord traité indépendamment avant d'être comparé aux autres sources d'informations.

1 - déterminer cette relation à partir des enregistrements disdrométriques et corriger les conséquences du choix a priori de la relation de MARSHALL-PALMER lors de la constitution des images brutes.

2 - corriger le mauvais étalonnage électronique du radar en comparant ces nouvelles estimations radar aux mesures pluviométriques. Ces comparaisons sont établies en ne retenant que les mailles surplombant un pluviomètre, et les mesures pluviométriques sont considérées représentatives de la pluie vraie reçue sur une surface identique à celle des mailles. Ces comparaisons, pour fournir un résultat robuste, doivent prendre en compte l'incertitude qui peut peser sur les mesures pluviométriques et radar, de manière à accorder plus de poids aux couples de valeurs les plus représentatives.



Remarque : la vitesse de chute $v(D)$ des particules croissant avec leur diamètre, la distribution des gouttes dans un volume d'atmosphère est plus riche en gouttes de petits diamètres que la distribution relevée au sol.

Figure II.2.a) Détermination de la distribution granulométrique des gouttes dans l'atmosphère à partir des mesures d'un disdromètre.

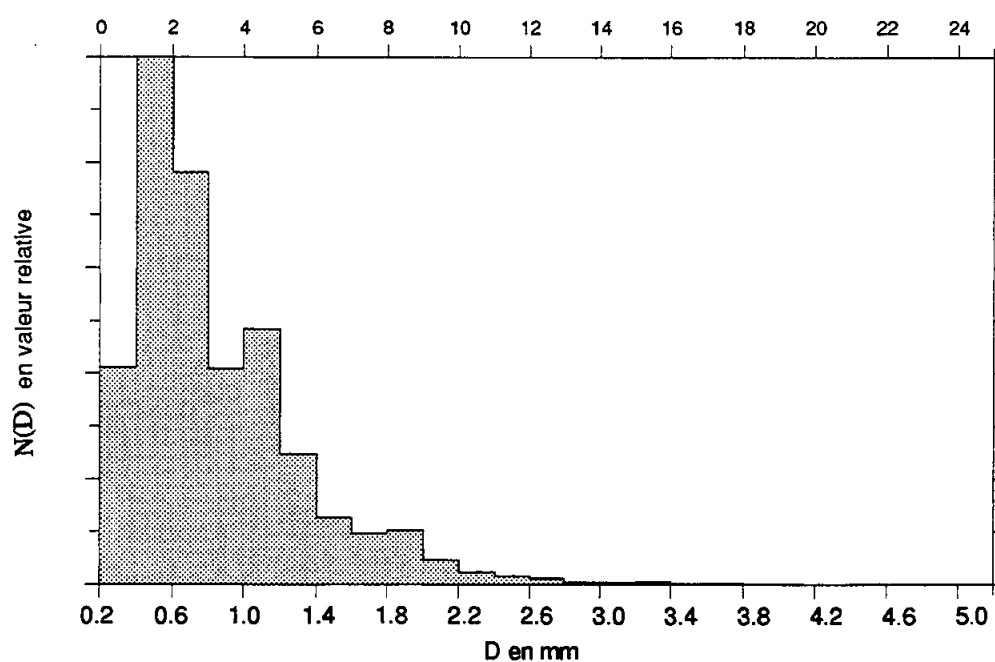


Figure II.2.b) Distribution moyenne des gouttes de pluies détectées du 13/11/1986 à 14 h 52 mn au 15/11/1986 à 16 h 06 mn.

2 - DETERMINATION D'UNE RELATION Z-R ADAPTEE

2.1. L'apport des mesures disdrométriques

Les disdromètres déterminent la taille des gouttes d'eau qui atteignent un capteur de faible surface placé au sol. Si l'on intègre ces mesures sur un intervalle de temps Δt , on détermine la distribution granulométrique des gouttes qui atteignent le sol pendant cet intervalle de temps. En tenant compte de la vitesse de chute des gouttes de pluie, on peut en déduire la distribution granulométrique des gouttes dans un volume d'atmosphère situé à la verticale du capteur (figure II.2). A partir de celle-ci, on peut calculer le facteur de réflectivité Z pour ce volume et l'intensité de précipitation R équivalente à l'aide des expressions qui les définissent :

$$(II.3) \quad Z = \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 \cdot N(D) dD$$

$$(II.4) \quad R = \pi/6 \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^3 \cdot v(D) \cdot N(D) dD$$

où $N(D) dD$ représente le nombre de gouttes de diamètre compris entre D et $D + dD$ contenues dans l'unité de volume à un instant donné, et $v(D)$ la vitesse limite de chute des particules de diamètre D .

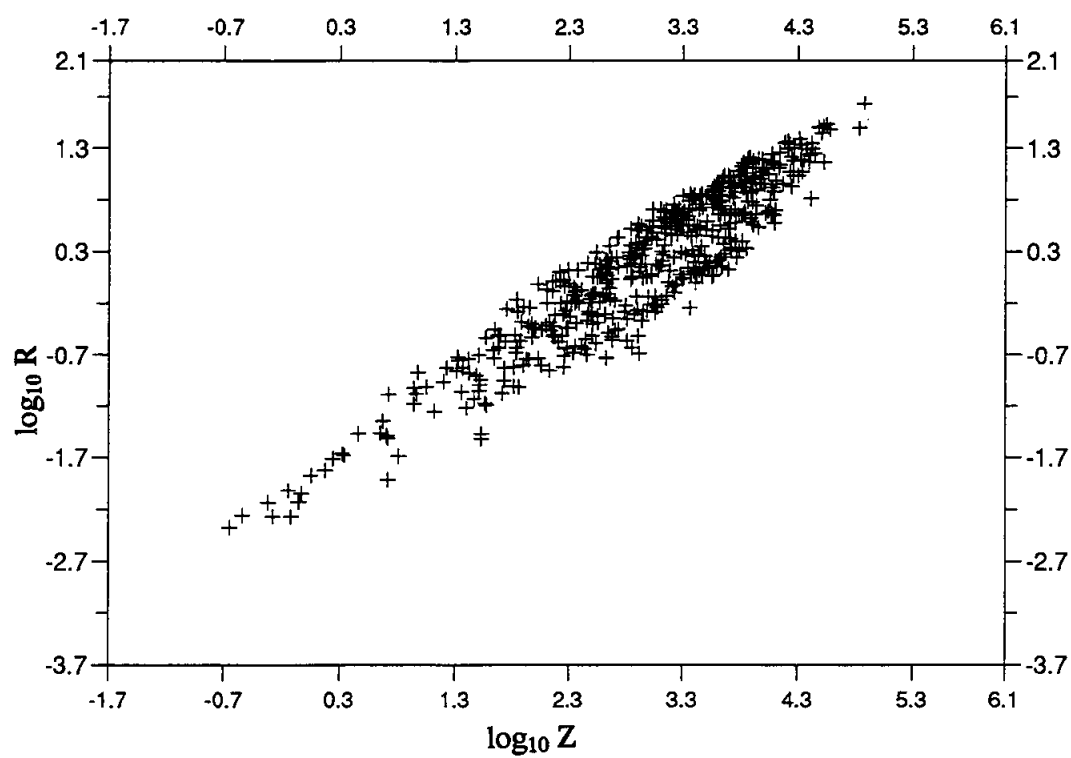
Il est donc possible de formuler des relations expérimentales entre Z et R qui ne dépendent que de la distribution granulométrique des gouttes de pluie ce qui n'est pas le cas lors des comparaisons de mesures de réflectivité radar et d'intensités de précipitations au sol, soumises aux erreurs affectant ces mesures (figure II.3.). Ces relations Z-R permettent de répondre à plusieurs questions :

1 - Comment évoluent ces relations estimées à partir de mesures disdrométriques intégrées sur des intervalles de temps différents ?

2 - La relation entre facteur de réflectivité radar et intensité de précipitation dépendant de la distribution granulométrique des gouttes, il n'existe pas de relation Z-R unique pour un événement pluvieux. On peut néanmoins définir une relation moyenne comme représentative d'un événement pluvieux donné : quelle est cette relation pour les précipitations enregistrées dans les Cévennes ?

3 - Quelle est l'erreur sur l'estimation de la valeur horaire de R à partir de la mesure radar, induite par l'utilisation d'une relation Z-R moyenne mal adaptée ?

4 - On peut enfin valider le choix d'une relation moyenne en s'assurant de la stabilité dans le temps de la relation entre Z et R . Pour cela, plusieurs relations Z-R expérimentales sont estimées successivement, à partir de spectres granulométriques établis pendant des périodes successives d'une durée de quelques heures.



nombre de points : 591

$R^2 = 0,87$

Figure II.3. Valeurs de R en fonction de celles de Z , pour une intégration des mesures sur des intervalles de temps $\Delta t = 5\text{mn}$ et pour une durée d'enregistrement en continu de 50 heures

Les mesures des campagnes Cévennes 86-87

Les deux disdromètres mis en place par le LAMP/OPGC permettent de déterminer régulièrement le spectre moyen des gouttes de pluies : chaque goutte tombant sur le capteur génère une impulsion d'amplitude dépendant de son diamètre. Les gouttes sont comptabilisées toutes les 30 secondes dans 25 classes de diamètres, de 0.2 mm de résolution pour des diamètres moyens compris entre 0.3 et 5.1 mm.

Les erreurs de mesure du disdromètre sont dues essentiellement :

- au vent horizontal qui augmente la vitesse d'impact des gouttes sur le capteur, ce qui conduit à surestimer le diamètre.
- au mouillage du capteur sous de fortes intensités de précipitation, ce qui tend à augmenter le temps d'impact et à diminuer l'impulsion transmise par la goutte.
- à l'arrivée possible sur le capteur de deux gouttes de façon quasi simultanée.
- à l'échantillonnage des gouttes de pluie sur une faible surface donnant des comptages faibles dans chaque classe, en particulier pour les gouttes de plus grand diamètre.

Des problèmes de fonctionnement et de télétransmission ont réduit le nombre de données exploitables. Celles utilisées dans cette étude ont été enregistrées par le disdromètre installé à Saint Roman (n° 2) du 13/11/86 à 14 h 52 au 15/11/86 à 16 h 06, soit pendant près de 50 heures sans interruption.

2.2. Choix d'une relation Z-R moyenne représentative

AUSTIN (1981) observe que les valeurs du coefficient "a" des relations Z-R déterminées à partir de spectres granulométriques augmente avec l'intervalle de temps sur lequel les mesures disdrométriques sont intégrées, tandis que les valeurs de "b" diminuent. Ce phénomène est important : en effet, la taille du volume échantillonné par le faisceau radar croissant avec l'éloignement au radar, le spectre des gouttes qui participent à la réflexion des ondes du faisceau est intégré verticalement sur une hauteur croissante avec cette distance. Cela correspond à une intégration sur un intervalle de temps croissant des distributions des gouttes qui atteindront le sol. Cet intervalle de temps Δt peut s'exprimer en fonction de la distance d au radar, de l'ouverture θ du faisceau, et de la vitesse de chute moyenne v des gouttes :

$$(II.5) \quad \Delta t = \frac{d \cdot \tan \theta}{v}$$

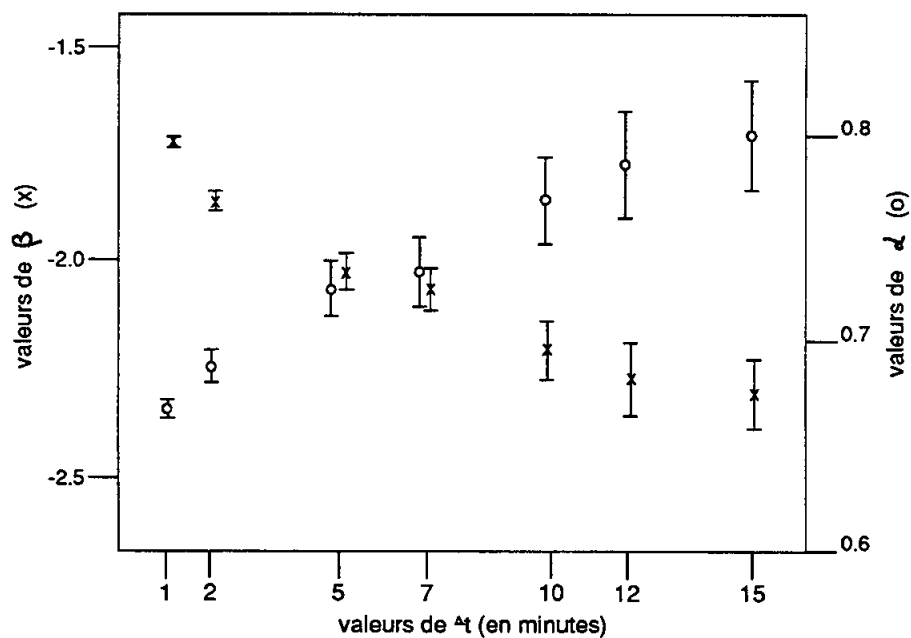


Figure II.4.a) Valeur des paramètres α (o) et β (+) de la droite de régression :
 $\log_{10}(R^{\Delta t}) = \alpha \cdot \log_{10}(Z^{\Delta t}) + \beta$ **Leur écart type d'estimation est indiqué.**

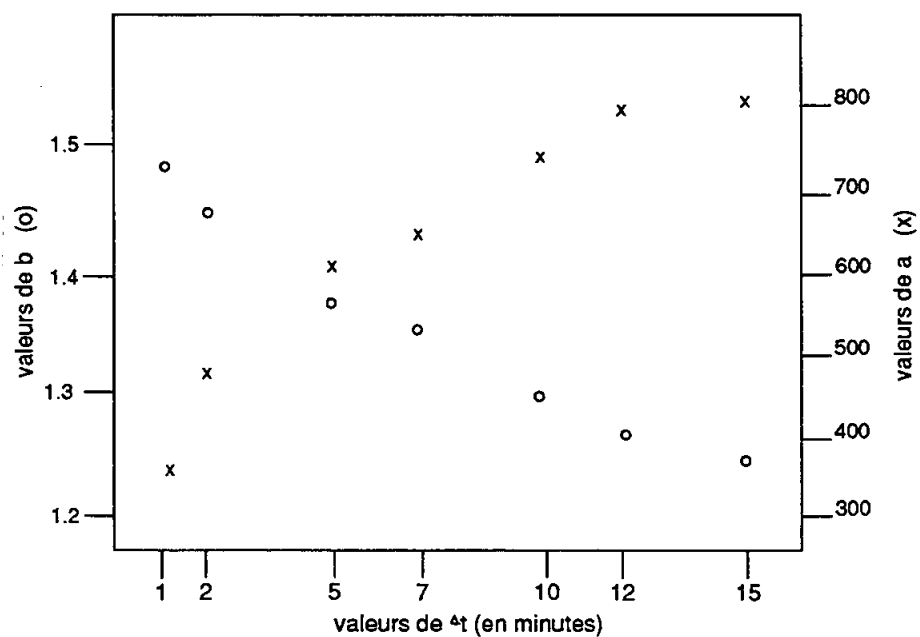


Figure II.4.b) Valeurs de a (+) et de b (o) correspondantes :
 $b = 1/\alpha$ $a = 10^{-\beta b}$

Les mesures disdrométriques ont donc été intégrées sur des pas de temps Δt variant de 1 à 15 minutes et ont permis de calculer des valeurs $Z^{\Delta t}$ et $R^{\Delta t}$ correspondantes. A partir de ces valeurs, une relation $(Z-R)^{\Delta t}$ a été définie pour chaque pas d'intégration Δt à partir des paramètres de la droite de régression entre les logarithmes de $R^{\Delta t}$ et $Z^{\Delta t}$ (figure II.4.)

Les résultats sont en accord avec ceux obtenus par AUSTIN : les valeurs de a augmentent avec le pas de temps d'intégration tandis que les valeurs de b diminuent. Le choix d'une relation Z-R moyenne doit donc en tenir compte.

Afin de prendre en compte l'intégration verticale moyenne des gouttes dans le faisceau, la relation représentative des événements pluvieux observés a été estimée à partir des mesures disdrométriques intégrées sur un intervalle de temps Δt égal à 5 minutes. Elle s'exprime sous la forme :

$$(II.6) \quad Z = 613 \cdot R^{1,38}$$

Cette relation unique étant appliquée à toute l'image radar, il est intéressant de déterminer l'effet sur les estimations d'intensité de l'intégration verticale du faisceau. Pour cela on a calculé l'écart entre les estimations d'intensité $R^{\Delta t}$ obtenues à l'aide des différentes relations $(Z-R)^{\Delta t}$ et les valeurs de R obtenues à partir de la relation (II.6), pour un même facteur de réflectivité. Les résultats présentés par la figure II.5. permettent de constater que ces écarts restent faibles pour des pas d'intégration de quelques minutes. Si ces résultats reproduisent correctement l'effet d'intégration verticale du faisceau, et en négligeant l'effet de l'intégration horizontale, on peut en déduire que l'utilisation de la relation moyenne (II.6) unique pour toutes les transformations $Z \rightarrow R$ quelle que soit la distance au radar, se traduit par une erreur sur les estimations d'intensité fonction de la distance au radar et de l'intensité pluvieuse telle que :

- près du radar, l'erreur relative ne dépasse pas 5 % pour les fortes intensités, la relation moyenne ayant tendance à surestimer légèrement ces intensités. Les faibles intensités seront par contre sous estimées mais les écarts restent inférieurs à quelques mm/h en valeur absolue.
- loin du radar, la relation moyenne peut sous estimer de manière importante les fortes intensités de précipitation. Dans notre cas, la distance maximale étant inférieure à 70 km ($t \sim 9$ mn), cette erreur ne doit pas dépasser 10 % pour 100 mm/h. L'erreur sur les faibles intensités est négligeable.

2.3. Erreur sur l'intensité de précipitation horaire due à une relation Z-R mal adaptée

Lors de la constitution des images radar brutes, les valeurs du facteur de réflectivité, qui constituent la mesure radar, sont transformées très tôt en intensités de précipitation afin de se ramener à une grandeur physique cumulable. Cette transformation peut être réalisée à l'aide d'une relation $Z = a \cdot R^b$ choisie a priori si l'on ne dispose d'aucune relation $Z = a \cdot R^b$ plus représentative des précipitations observées. C'est notamment le cas où l'on veut exploiter un radar en temps réel.

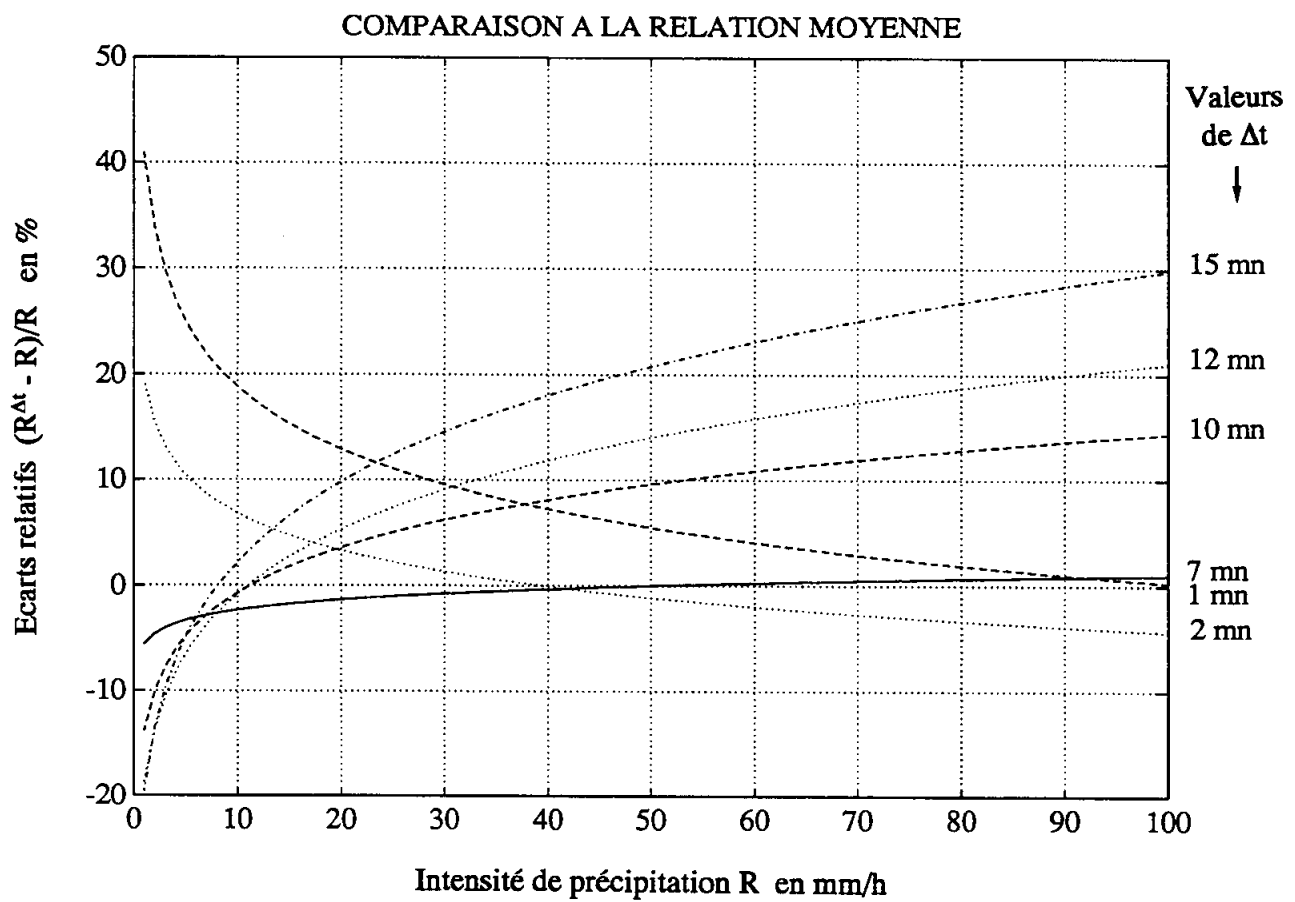


Figure II.5. *Ecart entre les estimations d'intensités provenant des relations $(Z-R)^{\Delta t}$ et de la relation moyenne (II.6), en fonction des valeurs obtenues pour cette dernière.*

Une mauvaise adaptation de cette relation "a priori" se traduit alors par une erreur sur ces estimations d'intensités que nous appellerons "instantanées" pour simplifier, bien qu'elles représentent en réalité une intensité moyenne sur plusieurs minutes à cause de l'intégration du faisceau radar. L'erreur sur ces estimations notées R_i^* est telle que :

$$(II.7) \quad R_i^* = \left(\frac{a}{a^*}\right)^{1/b^*} \cdot R_i^{b/b^*}$$

où R_i représente l'intensité instantanée réelle.

Ces estimations d'intensités instantanées sont ensuite généralement moyennées sur des intervalles de temps fixes k , par exemple horaires pour les images Cévennes 86-88 :

$$(II.8) \quad R_k^* = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R_i^*$$

où n est le nombre d'intensités instantanées moyennées pour calculer l'intensité horaire R_k^*

L'erreur sur l'intensité horaire est donc telle que :

$$(II.9) \quad R_k^* = \left(\frac{a}{a^*}\right)^{1/b^*} \cdot \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [R_i^{b/b^*}]$$

Si R_k représente l'intensité moyenne exacte, pour l'heure k , on peut écrire :

$$(II.10) \quad R_k^* = \left(\frac{a}{a^*}\right)^{1/b^*} \cdot R_k \cdot \frac{\sum_{i=1}^n [R_i^{b/b^*}]}{\sum_{i=1}^n R_i}$$

Pour simplifier les notations, nous définissons une fonction $\Phi(b/b^*, k)$ telle que :

$$\Phi(b/b^*, k) = \frac{\sum_{i=1}^n [R_i^{b/b^*}]}{\sum_{i=1}^n R_i} \quad \text{pour l'heure } k$$

La valeur de $\Phi(b/b^*, k)$ dépend directement de la valeur de b/b^* et de la distribution des valeurs de R_i pendant l'heure k .

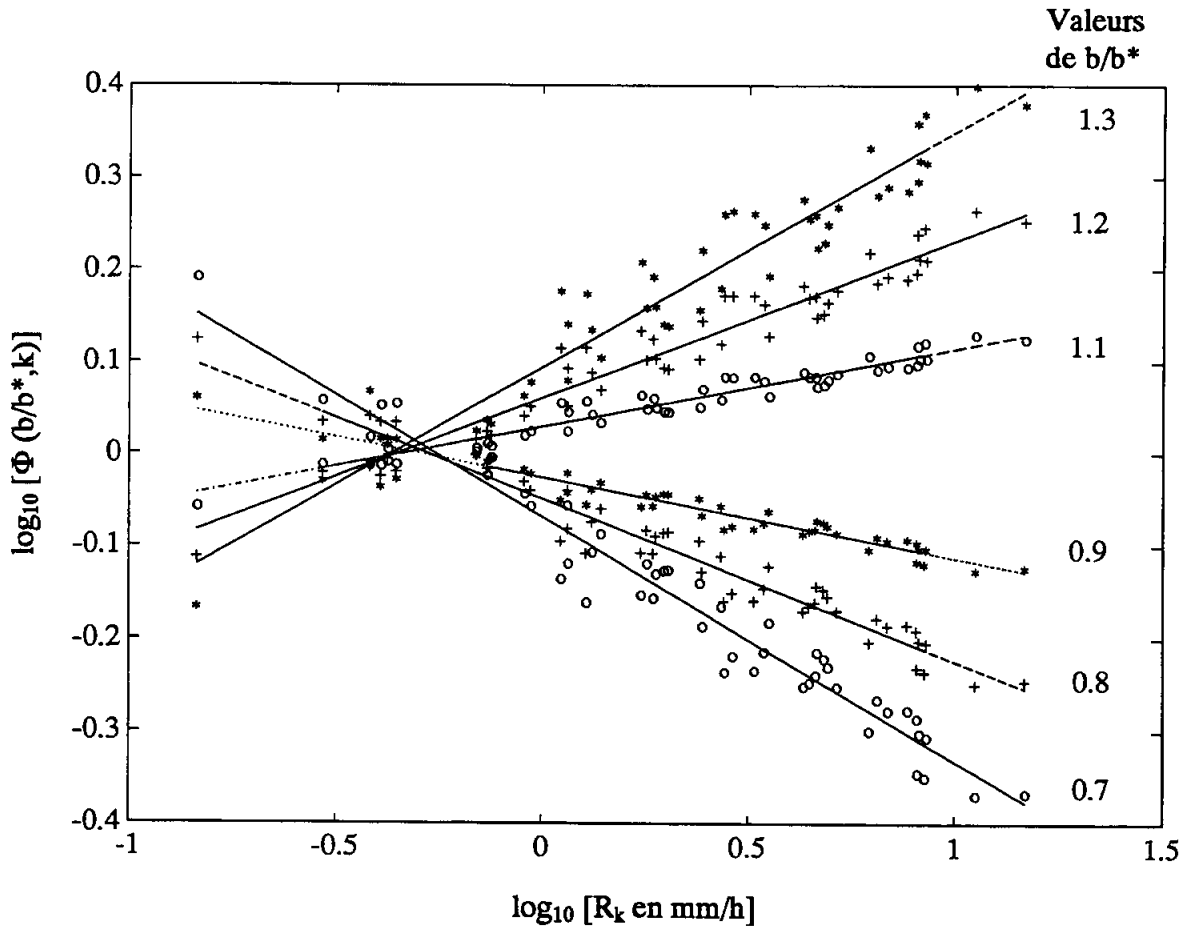


Figure II.6. Valeurs de $\Phi(b/b^*, k)$ en fonction de R_k et b/b^* (50 points par régressions)

evenement 86

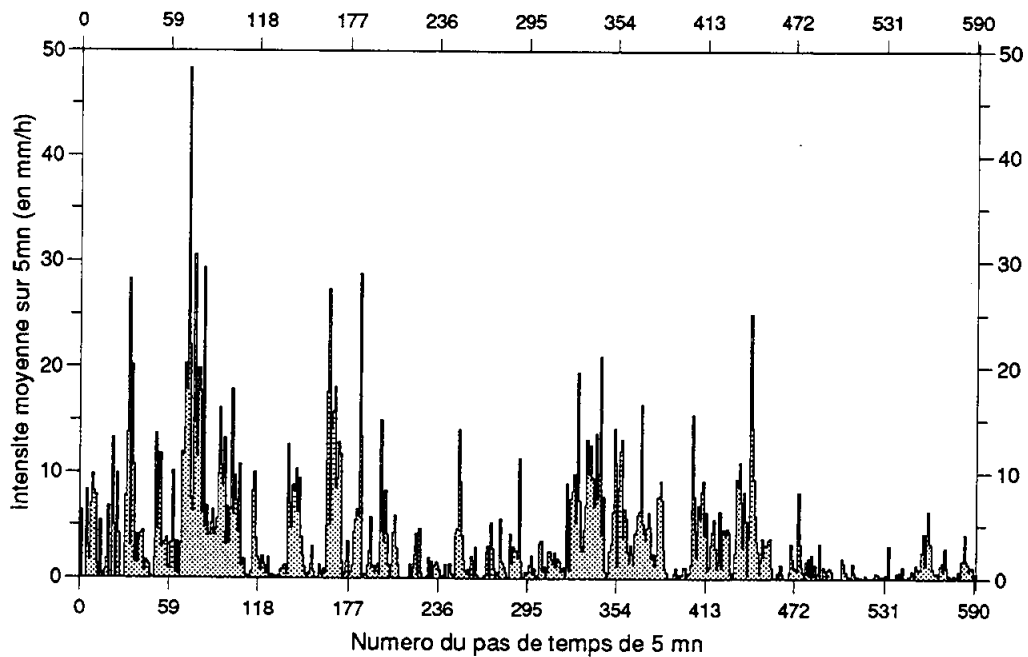


Figure II.7. Intensités de précipitation R_i déduites des mesures disdrométriques intégrées sur 5 minutes.

Les mesures disdrométriques intégrées sur 5 minutes pour les 50 heures k disponibles fournissent un exemple réaliste de la distribution des valeurs de R_i . Les valeurs de $\Phi(b/b^*, k)$ ont donc été calculées pour des valeurs de b/b^* variant de 0,7 à 1,3 et pour chacune des 50 heures. On constate alors qu'il existe une relation linéaire entre les logarithmes de $\Phi(b/b^*, k)$ et de R_k dont la pente augmente avec la valeur de b/b^* (figure II.6.) :

$$(II.11) \quad \log_{10} [\Phi(b/b^*, k)] = \alpha \cdot \log_{10} [R_k] + \beta + \varepsilon_k$$

$$\text{avec} \quad \alpha = \frac{6}{7} \left(\frac{b}{b^*} - 1 \right)$$

$$\beta = 0,3 \alpha$$

et ε_k un terme d'erreur

En reportant les résultats de cette régression dans (II.10) on obtient alors :

$$(II.12) \quad R_k^* = \left[(a/a^*)^{1/b^*} \cdot 10^{1,8/7(b/b^*-1)} \right] \cdot R_k^{(6/7 \cdot b/b^* + 1/7)}$$

Pour des valeurs de b/b^* comprises entre 0,7 et 1,3 l'erreur sur les intensités horaires est très proche de celle sur les intensités instantanées, la valeur de $[10^{1,8/7(b/b^*-1)} \cdot R_k^{(6/7 \cdot b/b^* + 1/7)}]$ restant très proche de celle de R_k^{b/b^*} quelle que soit la valeur de R_k .

Ces résultats ont été établis à partir des distributions de R_i déduites de mesures disdrométriques réalisées pendant un seul événement pluvieux et correspondant à des intensités instantanées faibles à moyennes (figure II.7). Il serait donc intéressant de les confronter à d'autres mesures. Ils ont été vérifiés pour des valeurs de b/b^* variant de 0.7 à 1.3 qui couvrent en principe le domaine des valeurs possibles pour ce rapport.

Les images radar brutes Cévennes 86-88 ont été constituées à l'aide de la relation de Marshall-Palmer ($a=200$, $b=1.6$) et non de la relation la plus représentative des précipitations enregistrées (relation II.6). L'écart entre les intensités instantanées estimées par ces deux relations est présenté par la figure II.8. La relation (II.12) permet de déterminer l'erreur moyenne sur les intensités horaires provenant de ces écarts :

$$(II.12') \quad R_k^* = 1,86 \cdot R_k^{0,88}$$

où R_k^* représente la valeur erronée estimée à partir de la relation de Marshall-Palmer et R_k la valeur vraie.

La relation (II.12') explique parfaitement les écarts entre les intensités horaires estimées par la relation de Marshall-Palmer et la relation (II.6) (figure II.9). La correction de l'erreur due au choix a priori de la relation Z-R de Marshall-Palmer s'obtient donc par la relation suivante :

$$(II.13) \quad R_k = 0,5 \cdot (R_k^*)^{1,13}$$

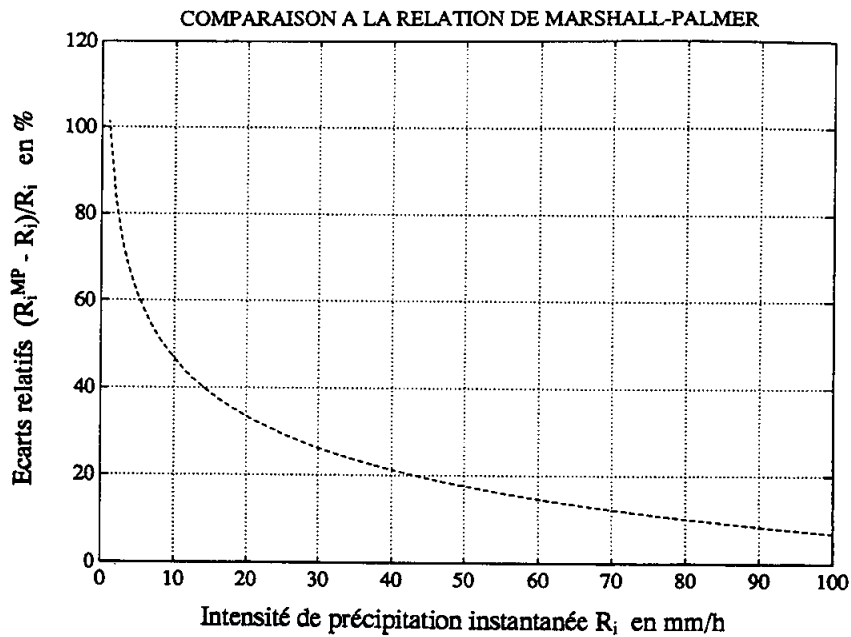


Figure II.8. *Ecart entre les intensités de précipitations instantanées déduites, pour un même facteur de réflectivité, de la relation de Marshall-Palmer (R_i^{MP}) et de la relation (II.6) (en fonction des valeurs obtenues pour cette dernière)*

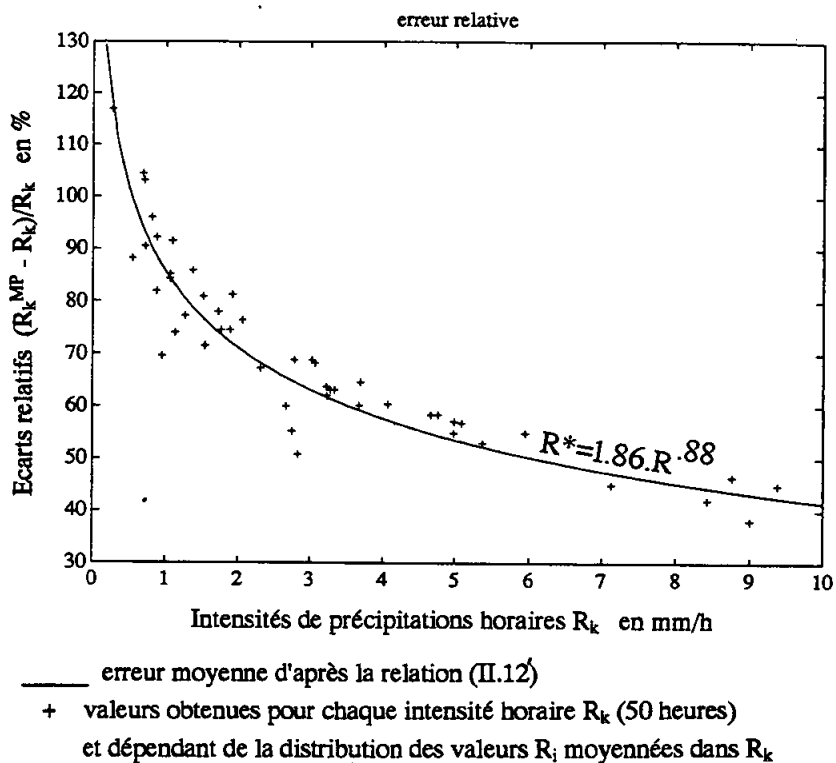


Figure II.9. *Ecart entre les intensités de précipitation horaires déduites, pour un même facteur de réflectivité, de la relation de Marshall-Palmer (R_k^{MP}) et de la relation (II.6) (en fonction des valeurs obtenues pour cette dernière)*

2.4. Evolution des relations Z-R disdrométriques dans le temps

L'utilisation d'une relation de transformation Z-R unique, considérée comme représentative de l'événement pluvieux voire de plusieurs événements, n'est valable que si la relation entre Z et R reste stable en moyenne au cours du temps.

Pour vérifier cette stabilité, dix relations Z-R ont été estimées par périodes de quatre heures pour les quarante premières heures d'enregistrement, coïncidant avec la durée de fonctionnement du radar. Les dix dernières heures correspondent à de très faibles intensités et ne sont pas utilisées.

Les valeurs des paramètres a et b caractéristiques de ces relations quadrihoraires ont été calculées à partir des valeurs des coefficients α et β de la régression :

$$\log_{10}(R^n) = \alpha \cdot \log_{10}(Z^n) + \beta$$

avec $b = 1/\alpha$ $a = 10^{-\beta b}$ et n = indice du pas de temps quadrihoraire considéré

Les valeurs de α et β ainsi que celles de leurs écarts types d'estimations sont présentées sur la figure II.10. Leurs variations autour des valeurs moyennes ($\alpha_m = 1/1.38$, $\beta_m = -\log_{10}[613]/1.38$) semblent faibles en regard des intervalles de confiance. Néanmoins, l'aspect cohérent de ces variations semble plaider en faveur de fluctuations lentes de la relation entre Z et R.

Si ces variations sont bien réelles, elles peuvent être à l'origine d'erreurs importantes sur les estimations d'intensités instantanées R_i par la relation moyenne II.6. (figure II.11) : c'est notamment le cas le 14/11/86 où l'utilisation de la relation moyenne conduirait à surestimer de 100 % les intensités instantanées de 7 h à 11 h ($n=5$) et à sous estimer de 40 à 60 % ces intensités de 19 h à 23 h ($n=8$). Cela correspond à des erreurs relatives sur les intensités quadrihoraires qui peuvent être importantes et qui dépendent de l'intensité moyenne R_{4k} pendant les 4 heures considérées (figure II.12).

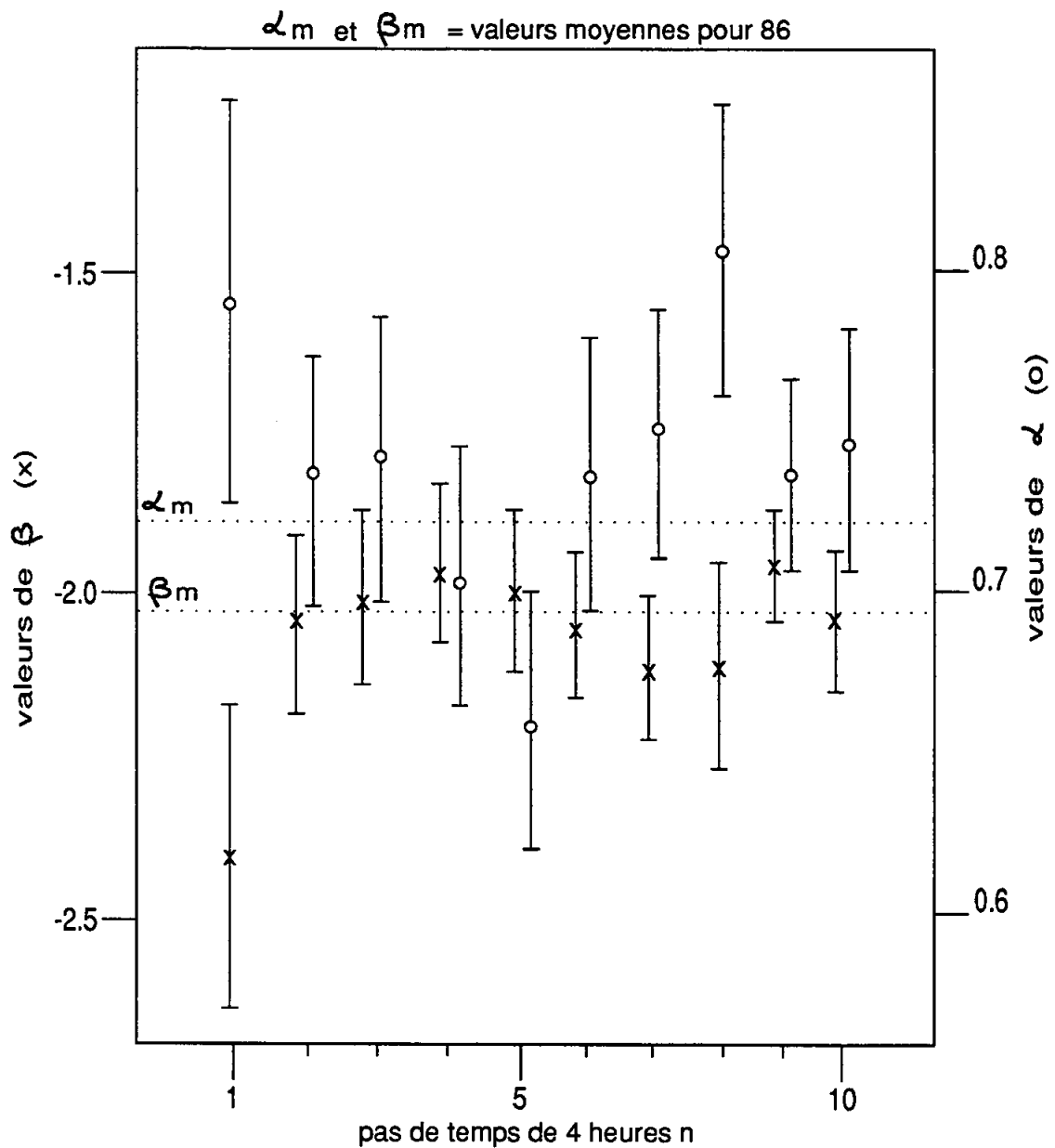


Figure II.10. Evolution des coefficients α (o) et β (+) de la régression :
 $\log_{10}(R^n) = \alpha \cdot \log_{10}(Z^n) + \beta$
 Les écart-types d'estimation de ces coefficients sont indiqués

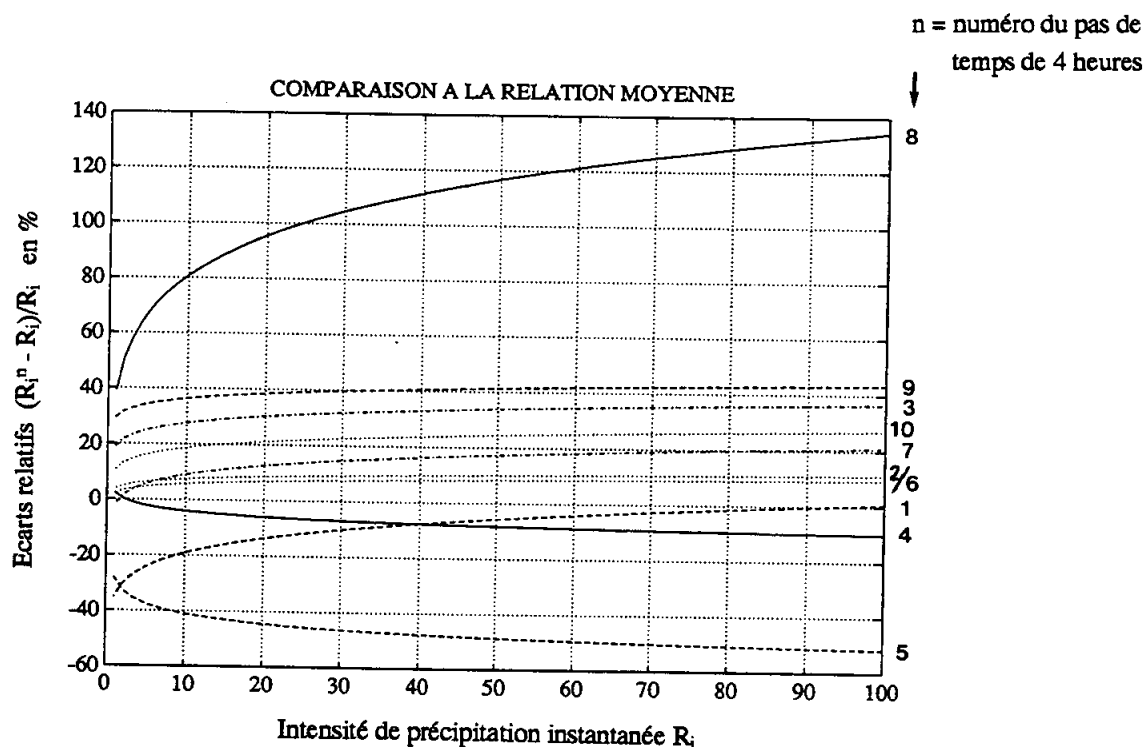


Figure II.11. *Ecart entre les intensités instantanées R_i^n estimées par les relations quadrihoraires $Z-R^n$ et les intensités instantanées R_i déduites de la relation moyenne (II.6). (en fonction des intensités déduites de celle-ci)*

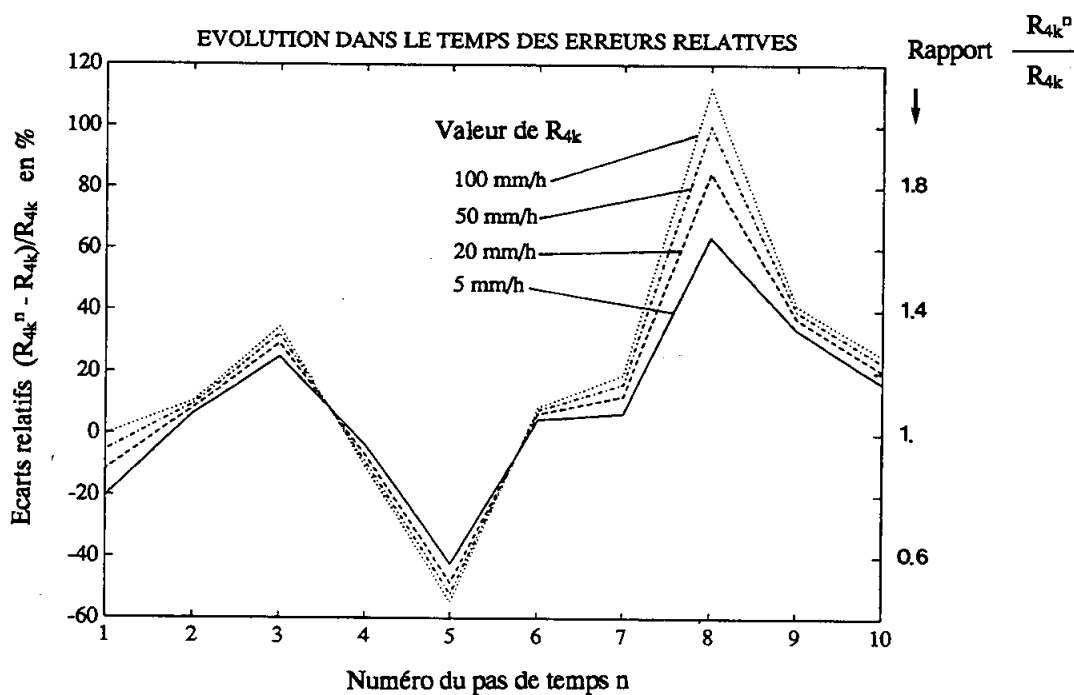


Figure II.12. *Ecart entre les intensités quadrihoraires R_{4k}^n déduites des relations $Z-R^n$ et les intensités R_{4k} déduites de la relation moyenne (II.6) (en fonction du pas de temps)*

2.5. Conclusion

L'analyse des données disdrométriques enregistrées pendant l'événement pluvieux de novembre 1986 a permis de déterminer une relation Z-R représentative de cet événement :

$$Z = 613.R^{1,38} \text{ [relation (II.6)]}.$$

Cette relation moyenne a été établie à partir de mesures des disdromètres intégrées sur 5 minutes afin de prendre en compte l'intégration verticale du faisceau radar au centre de la zone d'étude. Elle se rapproche de relations citées dans la littérature comme représentatives de pluies à caractère convectif et diffère de manière significative de la relation de Marshall-Palmer utilisée pour la constitution des images radar brutes Cévennes 86-88. L'erreur sur les estimations d'intensité horaire due à cette différence peut être corrigée par la formule (II.13). Bien que cette correction n'ait été établie que pour ce seul événement pluvieux et qu'il soit délicat de généraliser à partir d'un seul cas, elle sera appliquée aux 4 événements étudiés car la relation (II.6) semble plus représentative de ces événements que la relation de Marshall-Palmer.

Enfin, des variations dans le temps de la relation entre Z et R au cours d'un même événement pluvieux ne peuvent pas être écartées. Ces variations autour de la relation moyenne représentative de l'événement, si elles se vérifient, peuvent être la source d'erreurs d'estimation de R parfois très importantes et fonction de l'intensité pluvieuse.

3 - CORRECTION D'UN DEFAUT D'ETALONNAGE DU RADAR A L'AIDE DES PLUVIOMETRES

Si la relation de transformation $Z=a.R^b$ est bien représentative de la distribution granulométrique des précipitations observées, les relations (II.1) et (II.2) deviennent :

$$(II.14) \quad R^* = 10^{\Delta z/10b} \cdot R$$

où seule l'erreur due au mauvais étalonnage électronique du radar subsiste. L'identification de Δz nécessite une estimation de l'intensité de précipitation vraie au sol R . Celle-ci est fournie par les mesures du réseau de pluviomètres.

Ces mesures n'étant pas exemptes d'erreurs, il convient tout d'abord de caractériser leur importance.

3.1. Caractérisation des erreurs des mesures pluviométriques

3.1.1. - Les principaux types d'erreurs

On peut distinguer trois grandes catégories d'erreurs (tableau II.1) sur les appareils à augets basculeurs :

- Les erreurs de mesures dues à l'environnement de l'appareil qui concernent principalement l'influence du vent sur le pouvoir des pluviomètres à capter la pluie : une étude réalisée au CEMAGREF d'Aix en Provence (LAVABRE, 1990; CERNESSON, 1989), comparant les enregistrements, sur une période de deux ans et demi, de cinq pluviomètres à augets basculants disposés à quelques mètres les uns des autres, fait apparaître l'importance de l'implantation et de la forme du capteur sur le déficit de captation lié au vent.

- Les problèmes liés à l'appareillage, qui produisent soit des erreurs systématiques corrigibles par tarage (OBERLIN, 1980), soit des erreurs occasionnelles qu'il est parfois difficile de détecter et souvent délicat de corriger.

- Des erreurs provenant de l'enregistrement des basculements et concernant surtout des décalages de la base de temps. J. LEOUSSOF, responsable du réseau de pluviomètres de la DDE implanté dans les Cévennes pendant les expériences radar, précise que si les appareils à enregistrement numérique télétransmis peuvent avoir des problèmes de synchronisation d'horloge pendant les première heures d'un épisode pluvieux, ces problèmes disparaissent ensuite rapidement par réglage par les opérateurs. Par contre, il lui semble difficile d'espérer mieux qu'une précision de la demi heure pour les enregistrements graphiques.

Les erreurs sont réduites par le respect des règles d'implantation d'un pluviomètre, un bon étalonnage, ainsi qu'un entretien et une surveillance réguliers permettant un relevé précis des problèmes rencontrés, utile à la critique des enregistrements. Malgré ces précautions, les données pluviométriques recueillies auprès des exploitants des appareils comportent des erreurs dont l'importance doit être estimée.

ERREURS DE MESURES	CAUSES	EFFETS
DUES A L'ENVIRONNEMENT DE L'APPAREIL	- mauvaise implantation de l'appareil - influence du vent sur le pouvoir de captation	- sous estimation selon le vent - sous estimation selon le vent
DUES A L'APPAREILLAGE	- évaporation ou évacuation par le vent des précipitations stockées dans le cône - mise en charge de l'eau dans l'entonnoir par obturation ou par diamètre trop faible du conduit d'écoulement - perte d'eau entre entonnoir et augets - sur-remplissage des augets lié au temps de basculement et augmentant avec l'intensité des précipitations - mauvais basculement des augets : temps de basculement augmenté, vidange incomplète, blocage complet - mauvais comptage des basculements	- sous estimation plus importante pour les faibles intensités et lorsque le cône est encombré de corps étrangers (feuilles, fientes d'oiseaux, ...) - retard dans l'enregistrement des précipitations pouvant être suivi d'intensités importantes s'il se produit un débouchage brutal. - étalement des pics d'intensités les plus importants. - sous estimation des intensités - sous estimation des fortes intensités (voire surestimation des faibles intensités selon le tarage). - sous estimation des intensités pouvant aller jusqu'à l'arrêt d'enregistrement en cas de blocage. - sous estimation des intensités.
DUES A L'ENREGISTREMENT DES MESURES	- blocage du stylet pour les enregistreurs graphiques à tambour - décalage de la base de temps, fréquent pour des enregistreurs à tambours (enregistrement graphique sur papier) - erreurs au dépouillement des enregistrements dans le cas d'enregistreurs sur papier.	- sous estimation des intensités - erreur fonction de la variabilité temporelle (gradient) des intensités de précipitation. Pour des intensités constantes, pas d'erreurs. - intervenant surtout lors de fortes intensités.

Tableau II.1. - Principales erreurs de mesures des pluviomètres à augets basculants

3.1.2. - Quantification des erreurs de mesure des pluviomètres

Les enregistrements d'un certain nombre de couples de pluviomètres, implantés dans les Cévennes et situés à très faible distance ou sur le même site, ont été comparés. Deux catégories de couples sont distinguées :

- 7 couples constitués de deux appareils à enregistrement numérique, télétransmis ou non, appartenant à la DDE du Gard, aux service d'EDF ou mis en place pour la campagne de mesure.
- 7 couples de pluviomètres de la DDE constitués d'un appareil à enregistreur graphique et d'un appareil à enregistreur numérique télétransmis. Pour ces 7 couples, le collecteur est identique pour les deux mesures et seuls les enregistrements sont doublés, les appareils à l'origine graphiques s'étant vu adjoindre un enregistreur numérique télétransmis.

Les intensités horaires mesurées par les deux membres des couples de pluviomètres sont présentées sur la figure II.13. Les mesures des couples d'appareils à enregistrement numérique confluent de façon satisfaisante ($R^2 = 0.95$) et proche de ce qui a pu être observé sur d'autres réseaux (notamment au LCPC de Nantes). On constate par contre des écarts importants entre les enregistrements graphiques et numériques. Après vérification des fichiers de données, ces écarts semblent pouvoir être attribués à des décalages en temps des enregistrements graphiques. Ces décalages provoquent des différences de moyennes horaires pouvant atteindre 10 mm lors de variations importantes de l'activité pluvieuse en moins d'une heure (figure II.14). Cela correspond à des écarts relatifs aux valeurs des enregistrements numériques pouvant dépasser 100 % pour des intensités de précipitation faibles.

De manière générale, Les figures II.13 et II.14 montrent que les erreurs des mesures pluviométriques ne sont pas proportionnelles aux intensités pluvieuses. Les erreurs relatives tendent ainsi à augmenter lorsque l'intensité pluvieuse diminue.

3.1.3. - Conclusion

Lorsque l'on compare les estimations radar aux enregistrements des pluviomètres horaires, ceux-ci sont considérés comme une référence représentative des intensités ponctuelles de précipitations au sol. Ces comparaisons ponctuelles ont le mérite de la simplicité et sont justifiées en moyenne, mais elles supposent que les erreurs de mesures pluviométriques restent faibles en regard de celles affectant les estimations radar. D'après les résultats précédents, ce n'est pas le cas pour les mesures des appareils à enregistreur graphique disponibles dans les Cévennes. Il est donc important de prendre en compte la nature de l'enregistrement des mesures pluviométriques lors de ces comparaisons. Une solution consiste à accorder un poids plus important aux enregistrements numériques intervenant dans les comparaisons; une autre solution à ne pas prendre en compte les enregistrements graphiques si cela n'est pas préjudiciable à l'étude : nombre de données restantes important et mesures convenablement réparties spatialement.

Un autre point important est l'augmentation moyenne des erreurs relatives des mesures pluviométriques lorsque l'intensité de pluie diminue. Les critères de comparaison entre mesures radar et pluviométriques devront donc accorder un poids plus important aux couples d'intensités fortes, d'autant plus que ce sont ces intensités qui intéressent prioritairement les hydrologues.

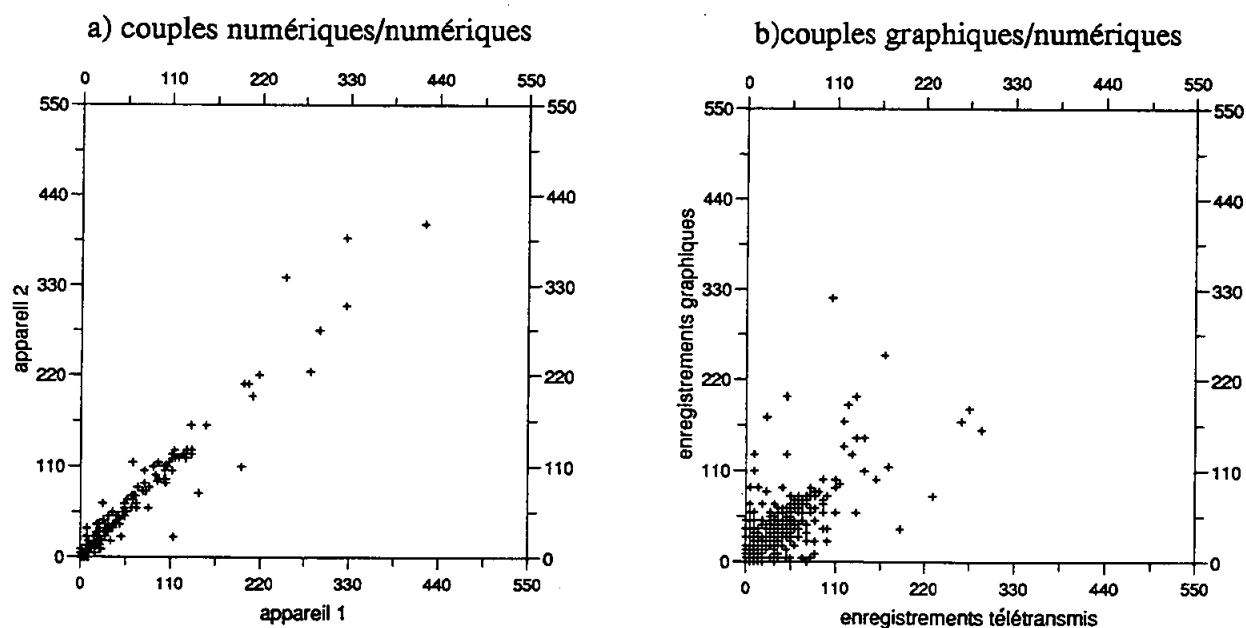


Figure II.13. Comparaison des enregistrements des couples de pluviomètres en fonction de leur nature (échelles en $1/10^{ème}$ mm/h)

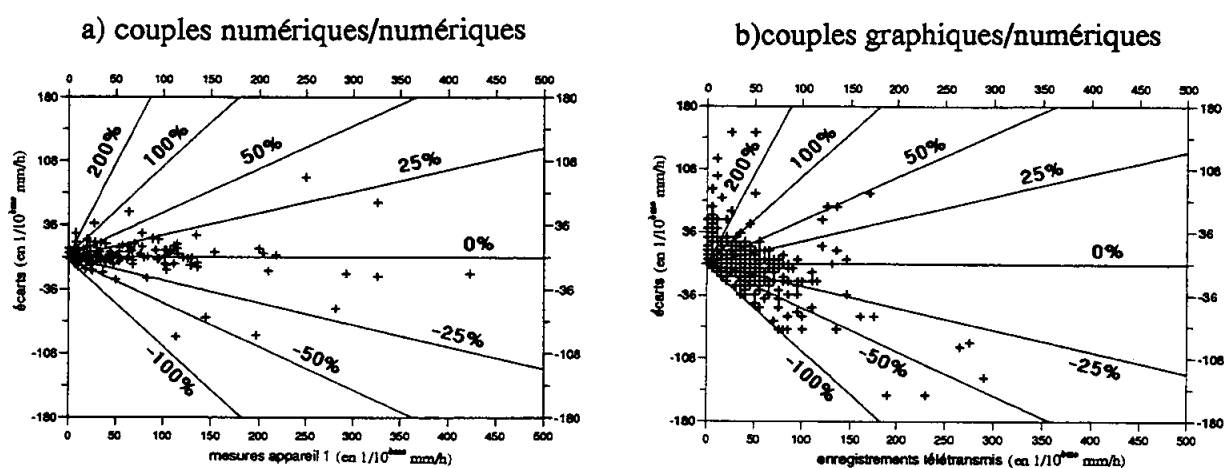


Figure II.14. Écarts entre les mesures des couples de pluviomètres en fonction de l'intensité pluvieuse

Les droites inclinées permettent d'apprécier les écarts en valeurs relatives (%) aux mesures numériques. Ces écarts relatifs ne peuvent dépasser - 100 % en valeurs négatives, les mesures pluviométriques étant bornées à 0.

3.2. Comparaison des intensités de précipitations

3.2.1 - Comparaison globale et par événements pluvieux

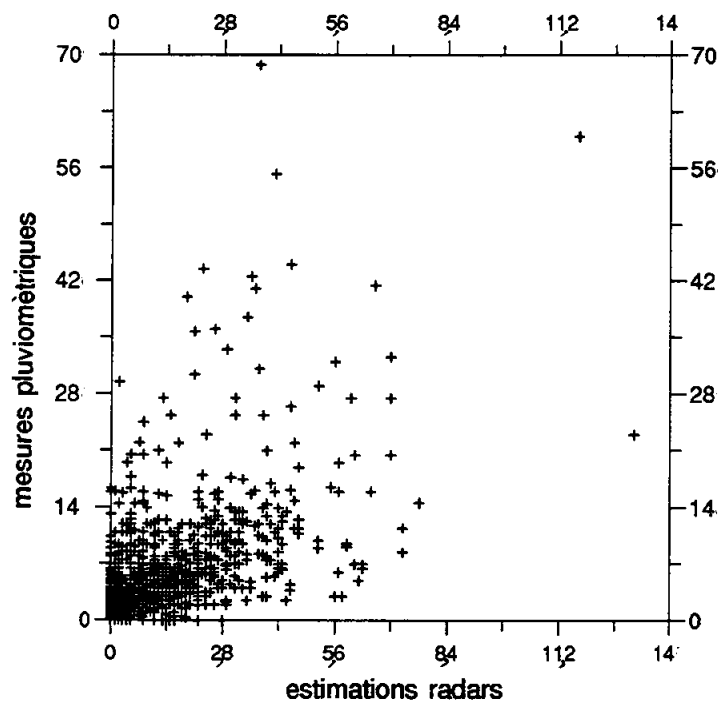
Les intensités de précipitations horaires mesurées par les pluviomètres sont comparées aux valeurs attribuées aux mailles radar correspondantes. Ces estimations radar proviennent des images prétraitées, donc corrigées des erreurs provoquées par les phénomènes d'échos de sol, de masque et de PVR non constant. Néanmoins, afin de ne pas être influencé, lors de l'estimation de Δz , par des échos de sol résiduels ou des zones masquées imparfaitement corrigées, les stations situées dans les régions où apparaissent ces deux sources d'erreur n'ont pas été prises en compte. Sur les 35 stations restantes, 8 stations sont équipées d'enregistreurs graphiques. Les mesures de ces stations ont également été écartées étant donné le nombre important de données restantes : 27 stations pour 96 heures d'enregistrement radar.

La figure II.15 présente une comparaison de l'ensemble de ces données, les quatre événements pluvieux étant confondus. On constate que les valeurs radar sous estiment très fortement les intensités de précipitations au sol. La dispersion du nuage de points est très importante quelle que soit l'intensité. Une partie de cette dispersion est expliquée par une sous estimation radar non identique pour tous les événements pluvieux, ce que l'on constate lorsque l'on effectue une comparaison par événement (figure II.16). On peut distinguer les événements de 1986 et de 1987 des deux événements de 1988 pour lesquels la sous estimation semble beaucoup plus importante. Pour ces deux derniers événements, la correspondance entre mesures pluviométriques et estimations radar semble également plus mauvaise pour les faibles intensités : on note des valeurs radar nulles pour des mesures pluviométriques atteignant ou dépassant 10 mm/h.

Pour prendre en compte ces différences entre événements, nous commencerons par identifier une valeur de Δz par événement pluvieux, quitte à ne retenir finalement qu'une seule valeur pour plusieurs événements. Cette attitude est justifiée pour les deux raisons suivantes :

- le radar a été désinstallé et réinstallé entre chaque campagne de mesures ce qui a pu avoir une incidence sur l'étalonnage, les vérifications ne portant que sur une partie de la chaîne de mesure
- lors du démontage du radar à la fin de la campagne de 1988 de l'humidité a été découverte à l'intérieur des guides d'onde. Ce défaut d'étanchéité a été avancé par les responsables du radar pour expliquer la sous estimation plus importante en 1988, mais il n'est pas possible de déterminer comment dans le temps, cet effet s'est cumulé à un défaut d'étalonnage électronique.

Par convention, nous noterons $S(k,i)$ la mesure au sol de l'intensité moyenne de précipitation par le pluviomètre i pour l'heure k et $R(k,i)^*$ l'estimation radar affectée du défaut d'étalonnage pour la maille correspondante. La valeur corrigée sera notée $R(k,i)$.

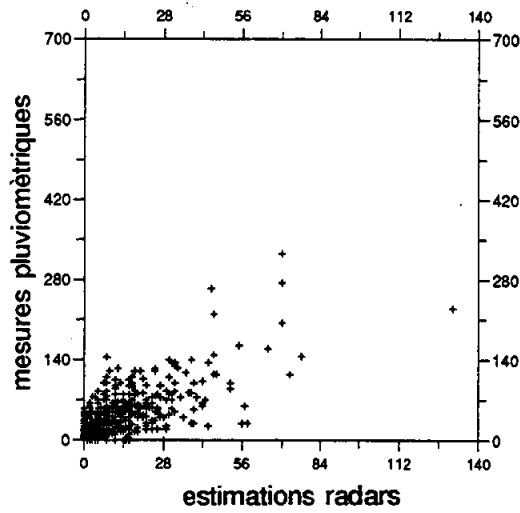


échelle en mm/h

27 stations } 2360 points
96 heures

$R^2 = .44$ (.30 sans les valeurs nulles)

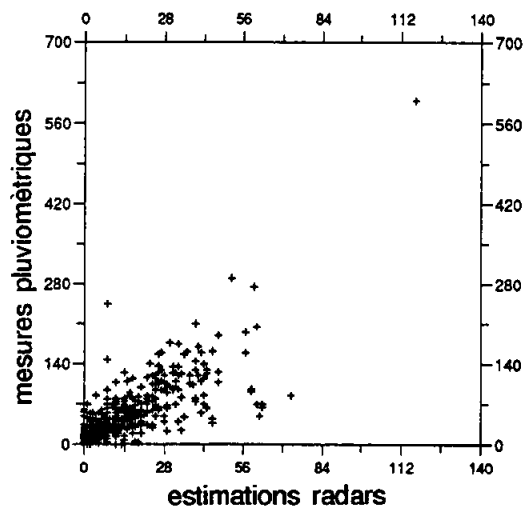
Figure II.15. Comparaison de l'ensemble des intensités radar et pluviométriques



EVENEMENT 86

888 points

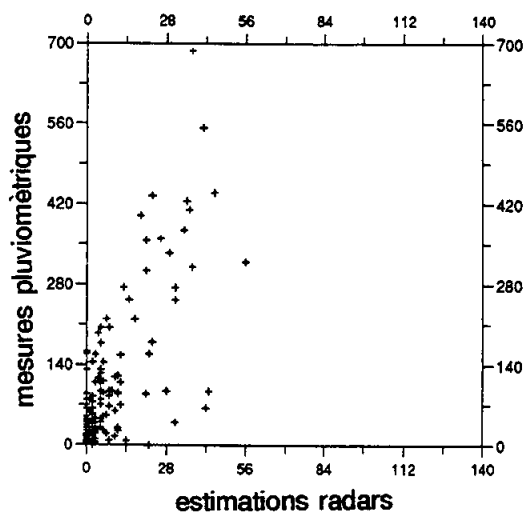
$R^2 = .58$ (.47 sans les valeurs nulles)



EVENEMENT 87

800 points

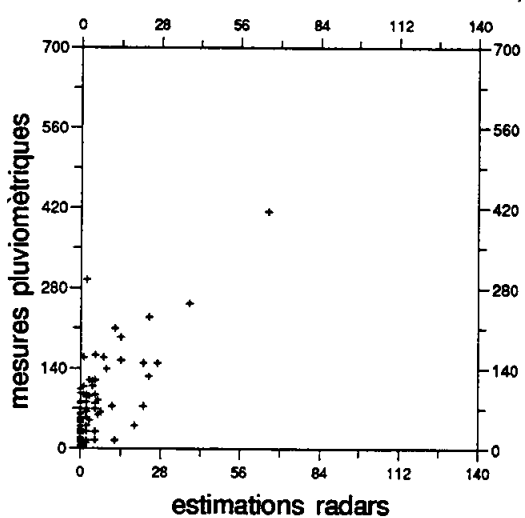
$R^2 = .66$ (.53)



EVENEMENT 881

438 points

$R^2 = .64$ (.53)

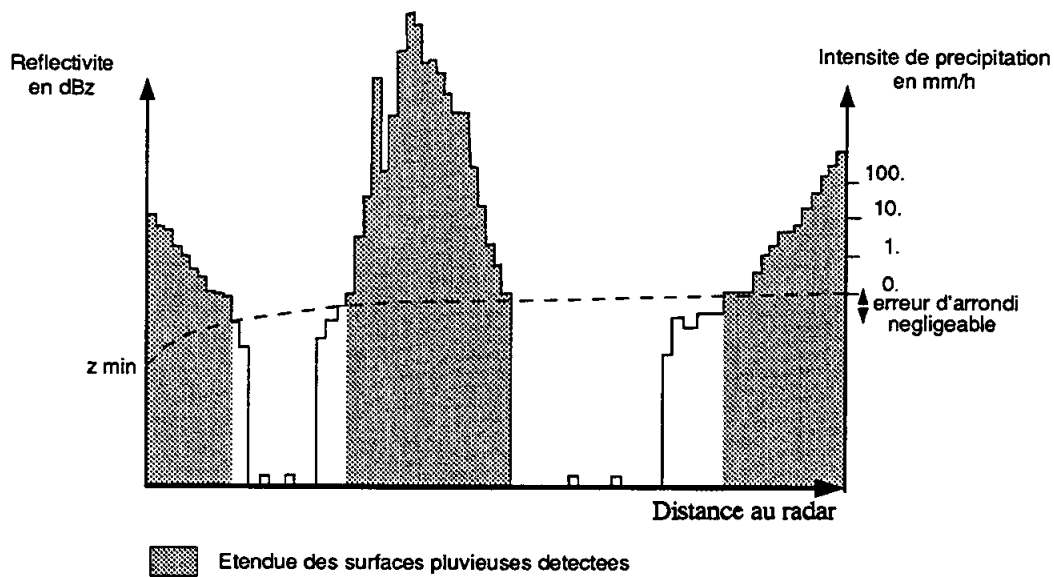


EVENEMENT 882

234 points

$R^2 = .57$ (.45)

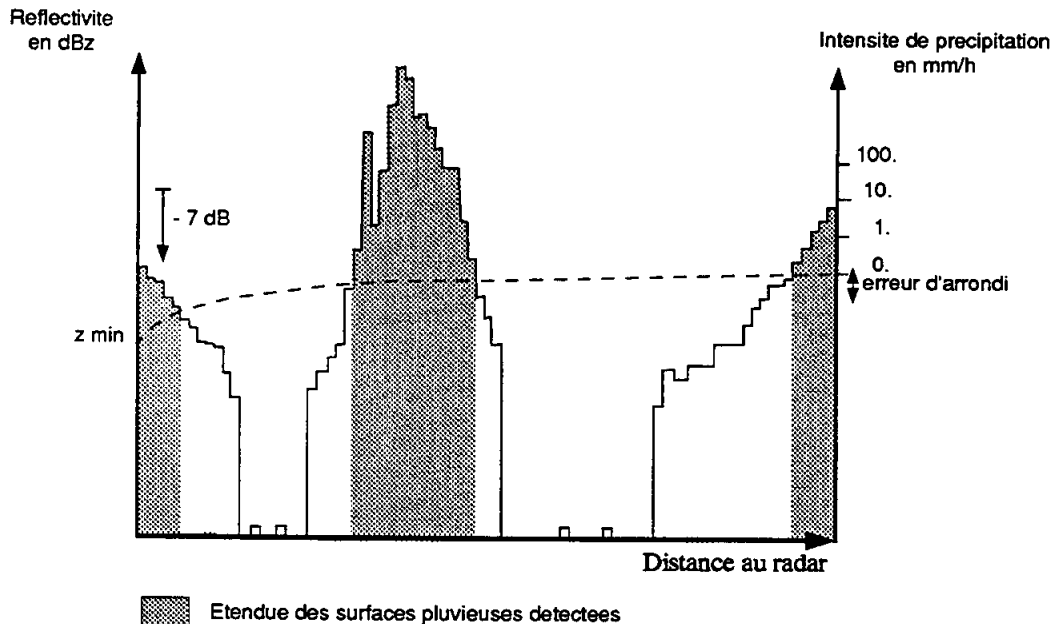
Figure II.16. Comparaison par événement pluvieux des intensités de précipitations, en $10^{\text{ème}}$ mm/h



z_{min} = réflectivité équivalente à la puissance minimale détectable, limitée par le bruit à l'entrée du récepteur (10^{-13} Watt)

Cette réflectivité minimale z_{min} augmente avec le logarithme de la distance d au radar : $z_{min} = 10.\log[P_{min}/C] + 20.\log[d]$

a) Signal normal



b) Perte de 7dBZ sur le signal normal

Figure II.17. Dégradation des images radar par perte de décibels du signal reçu.

A la limitation que représente l'équivalent en dBZ du signal minimal détectable (puissance de l'ordre de 10^{-13} W) il faut ajouter une "erreur d'arrondi" lors de la transformation des réflectivités en intensités de précipitation. Cette erreur n'est plus négligeable sur les intensités si le signal reçu est réduit de plusieurs décibels.

3.2.2 - Identification de Δz par le rapport des moyennes

D'après la relation (II.14), si les intensités de précipitation au sol sont estimées par les mesures pluviométriques, nous avons :

$$E[R^*] = 10^{\Delta z/10b} \cdot E[S]$$

Soit, en estimant les espérances par les moyennes :

$$(II.15) \quad \frac{\sum_{k=1}^p \sum_{i=1}^n S(k,i)}{\sum_{k=1}^p \sum_{i=1}^n R(k,i)^*} = 10^{-\Delta z/10b}$$

$10^{\Delta z/10b}$ représente le facteur correcteur multiplicatif du défaut d'étalonnage.

Il convient néanmoins de prendre des précautions lors du calcul de ces moyennes. En effet, si les ondes rétrodiffusées par les gouttes d'eau subissent une perte importante de puissance (baisse de puissance du faisceau émis, absorption au niveau de l'antenne de réception), une partie du signal rétrodiffusé par les gouttes d'eau peut être perdue de façon irréversible, sa puissance étant alors inférieure à la puissance minimale détectable par la chaîne d'acquisition (figure II.17). Ce phénomène renforce la moins bonne détection des plus faibles intensités par le radar ANATOL due à sa longueur d'onde importante (10 cm), et explique en partie le nombre plus important de valeurs nulles dans les estimations radar que dans les mesures pluviométriques (tableau II.2.), notamment en 1988 où la sous détection est plus importante.

Evénement	86	87	881	882
Estimation radar	47 %	45 %	73 %	80 %
Mesures pluviométriques	30 %	26 %	39 %	40 %
Nombre total de valeurs	888	800	438	234

Tableau II.2. - Pourcentage de valeurs nulles

Le rapport des moyennes doit donc être calculé sur les seules intensités non nulles :

$$(II.16) \quad \begin{cases} S(k,i) > 0 \\ R(k,i) > 0 \end{cases}$$

Le tableau II.3. présente les valeurs des facteurs correcteurs et de Δz correspondant, calculées par événement pluvieux. On constate une très bonne concordance entre les valeurs obtenues pour 86 et 87. La sous estimation est par contre beaucoup plus importante en 1988 mais d'un facteur identique pour les deux événements.

Événement	86	87	881	882
$10^{-\Delta z/10b}$	3,38	3,53	11,16	11,64
Δz (en dBz) (b = 1,38)	- 7,3	- 7,6	- 14,5	- 14,7

Tableau II.3. - Facteur correcteur et Δz correspondant estimés par le rapport des moyennes (valeurs non nulles)

Ces calculs ont été effectués en accordant le même poids à tous les couples de valeurs $[S(k,i); R(k,i)^*]$. Néanmoins, le calcul du rapport des valeurs moyennes de $S(k,i)$ et $R(k,i)^*$ accorde un poids d'autant plus important aux couples de valeurs que l'intensité pluvieuse est forte, ce qui va dans le sens de la conclusion du § 3.1.3. Les mêmes calculs ont été repris en pondérant les couples en fonction inverse de la distance au radar de la station (i), afin de tenir compte d'une diminution de la qualité des mesures radar. Les résultats sont identiques.

3.2.3 - Identification de Δz par régression

La valeur de $10^{\Delta z/10b}$ peut également être estimée par régression. Le facteur correcteur multiplicatif du défaut d'étalonnage est la pente de la droite de régression passant par l'origine (régression sans terme constant) des valeurs de $S(k,i)$ en fonction des valeurs de $R(k,i)^*$:

$$10^{-\Delta z/10b} = \frac{\sum_{k=1}^p \sum_{i=1}^n [S(k,i) \cdot R(k,i)^*]}{\sum_{k=1}^p \sum_{i=1}^n [R(k,i)^*]^2}$$

Cette méthode présente deux avantages :

- elle fournit la correction multiplicative qui minimise la somme des carrés des écarts entre les mesures pluviométriques et les intensités radar corrigées :

$$\sum_{k=1}^p \sum_{i=1}^n [S(k,i) - R(k,i)]^2 = \min$$

- elle accorde un poids plus important aux écarts les plus grands, qui correspondent généralement aux intensités maximales (hétéroscédasticité des écarts).

Elle présente également des inconvénients :

- le premier est lié à l'avantage précédent : elle risque de ne pas être adaptée pour les faibles intensités de précipitations.
- la qualité de l'ajustement de la droite de régression dépend du coefficient de corrélation entre S et R et sera faible si la corrélation est faible.

Le tableau II.4. présente les résultats obtenus par régression sur les couples de valeurs répondant à la condition (II.16). Le coefficient de corrélation permet de juger de la qualité de l'ajustement. Les estimations du facteur correcteur sont un peu plus faibles que celles obtenues précédemment (- 12 % à - 22 %) sauf pour l'événement 882 (- 38%).

Evénement	86	87	881	882
10 $-\Delta z/10b$	2,63	3,11	9,28	7,17
Δz (en dBz) ($b = 1,38$)	- 5,8	- 6,8	- 13,4	- 11,8
Coefficient de corrélation	0,69	0,73	0,73	0,67
Nombre de couples	450	437	116	46

**Tableau II.4. - Facteur correcteur et Δz correspondant estimés par régression
(couples sans valeurs nulles)**

Les mêmes calculs effectués en pondérant les couples en fonction inverse de la distance au radar de la station (i) ont fourni des résultats identiques.

3.3. Comparaison des distributions d'intensités

3.3.1.- Principe

Pour déterminer la relation entre Z et R, KRAJEWSKI et SMITH (1991) développent une méthode initialement proposée par TAILLER en 1973, puis utilisée par ZAWADZKI et CALHEIROS, basée sur la comparaison des fonctions de répartition de mesures de réflectivité et de mesures pluviométriques. Elle consiste à rechercher les valeurs des paramètres 'a' et 'b' de la relation Z-R qui assurent au mieux la concordance de leurs distributions respectives. Cette méthode ne nécessite pas que les observations radar et sol soient synchrones dans le temps et l'espace mais seulement qu'elles soient toutes représentatives de la même relation entre mesure radar et mesure au sol. Les auteurs distinguent deux procédures :

- un modèle dit paramétrique dans lequel la loi de probabilité des intensités de précipitation au sol est spécifiée

- une méthode non paramétrique où ce n'est pas nécessaire et qui se limite à assurer la concordance entre les distributions respectives de réflectivités et d'intensités, compte tenu de la relation théorique qui les relie : $Z = a.R^b$

C'est une procédure non paramétrique qui est appliquée ici.

La relation entre mesure au sol S et estimation radar erronée R^* est définie par :

$$(II.17) \quad S = (10^{-\Delta z/10b}) \cdot R^*$$

La méthode repose sur la liaison entre les ordres statistiques :

l'ensemble des N mesures $S(k,i)$ et des N estimations $R(k,i)^*$ sont tout d'abord ordonnées :

$$\begin{aligned} S(1) &\leq \dots \leq S(N) \\ R^*(1) &\leq \dots \leq R^*(N) \end{aligned}$$

Si la fonction de répartition des intensités mesurées au sol est :

$$F_S(s) = P(S \leq s)$$

les quantiles de cette distribution sont définis par :

$$Q_S(p) = F_S^{-1}(p)$$

où $Q_S(p)$ est la valeur de S qui est excédée avec la probabilité $(1-p)$.

On définit de même les quantiles $Q_{R^*}(p)$ des estimations radar.

La procédure est basée sur l'observation que :

$$(II.18) \quad Q_S(p) = (10^{-\Delta z/10b}) \cdot Q_{R^*}(p)$$

qui vient directement de (II.17).

La valeur de $(10^{-\Delta z/10b})$ peut être estimée de manière à minimiser une expression de la forme

$$(II.19) \quad H(10^{-\Delta z/10b}) = \int_0^1 h \{ Q_S(p) - (10^{-\Delta z/10b}) \cdot Q_{R^*}(p) \} w(p) dp$$

où h est une fonction d'erreur non négative et w une fonction de pondération non négative

Si $h(x) = x^2$ et $w(p) = 1$ quel que soit p , (II.19) fournit la valeur de $(10^{-\Delta z/10b})$ qui minimise l'écart au carré entre $Q_S(p)$ et $[(10^{-\Delta z/10b}) \cdot Q_{R^*}(p)]$ intégré sur les distributions.

pour q quantiles on obtient :

$$(II.20) \quad H(10^{-\Delta z/10b}) = \sum_{j=1}^q \{Q_S(p_j) - (10^{-\Delta z/10b}) \cdot Q_{R^*}(p_j)\}^2$$

$$\text{avec } w(p) = \sum_{j=1}^q \delta(p - p_j) \quad (\delta \text{ est la fonction de Dirac})$$

3.3.2. Application

La méthode a été appliquée avec un nombre q de quantiles égal à 30 et définis par :

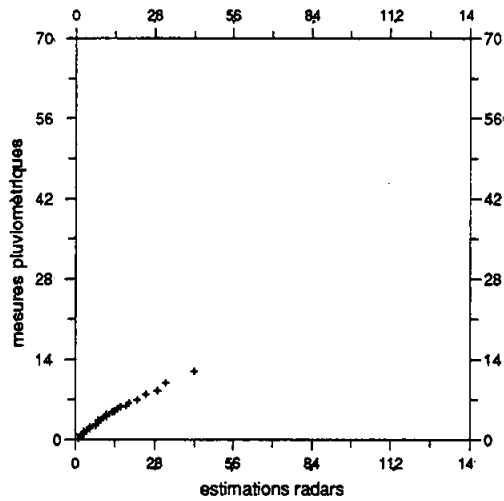
$$\left. \begin{array}{l} Q_{R^*}(p) = R(i)^* \\ Q_S(p) = S(i) \end{array} \right\} \quad \text{si} \quad \frac{i}{N+1} \leq p < \frac{i+1}{N+1}$$

Le tableau II.5. présente les résultats obtenus pour les valeurs d'intensité sol et radar non nulles : en effet, l'importance du nombre de valeurs nulle (tableau II.2.) nécessite de les éliminer des distributions. Les valeurs obtenues pour $(10^{-\Delta z/10b})$ sont très proches de celles obtenues par le rapport des moyennes. Le coefficient de corrélation entre les quantiles Q_S et Q_{R^*} étant très élevé, cette valeur est très proche du rapport des médianes $Q_S(0,5)$ et $Q_{R^*}(0,5)$.

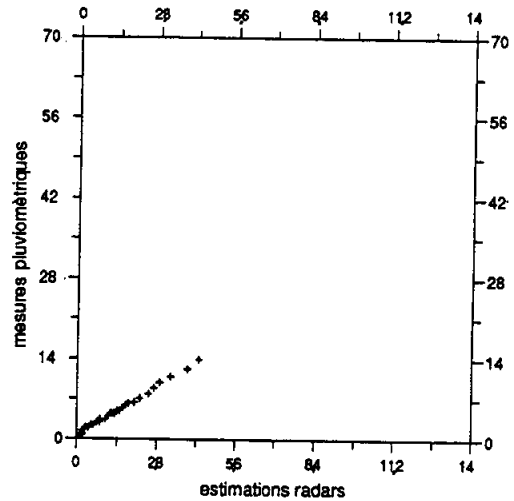
Événement	86	87	881	882
$10^{-\Delta z/10b}$	3,23	3,36	10,9	10,5
Δz (en dBz) ($b = 1,38$)	- 7	- 7,3	- 14,3	- 14,1

Tableau II.5. - Facteur correcteur et Δz correspondant estimés à partir des distributions d'intensités non nulles sol et radar

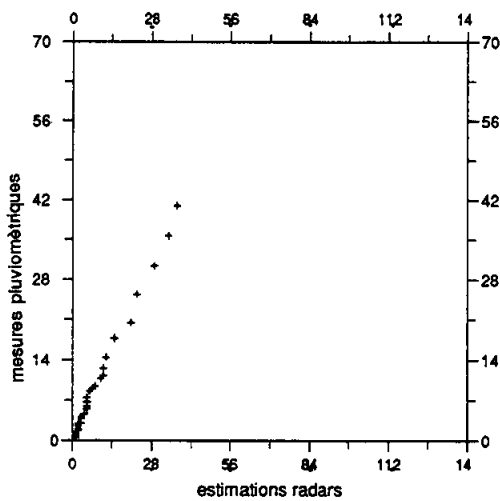
La comparaison des valeurs des quantiles $Q_S(p)$ et $Q_{R^*}(p)^*$ (figure II.18) permet de vérifier que la relation qui les lie est bien linéaire selon (II.18). Cela ne semble pas être tout à fait le cas pour l'événement 882 où la correction ne semble être bonne ni pour les faibles intensités (pas assez forte) ni pour les fortes intensités (trop importante). Cela concorde avec les résultats obtenus par régression (facteur correcteur plus faible pour 882) qui accordent un poids prépondérant aux écarts liés aux fortes intensités à cause de l'hétéroscédasticité des écarts.



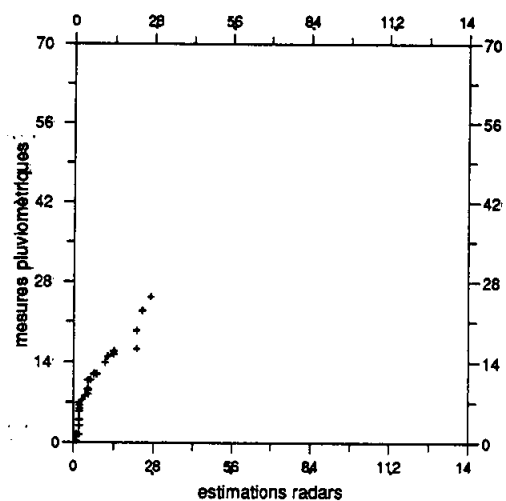
EVENEMENT 86
 $R^2 = .99$



EVENEMENT 87
 $R^2 = .99$



EVENEMENT 881
 $R^2 = .99$



EVENEMENT 882
 $R^2 = .94$

Figure II.18. Comparaison des valeurs des quantiles Q_S et Q_R en mm/h

3.4. Choix du facteur correcteur

Les résultats obtenus par les trois méthodes concordent assez bien et conduisent à distinguer les événements de 1986 et de 1987 des événements de 1988.

Evénement	86	87	881	882
Rapport des moyennes	- 7,3	- 7,6	- 14,5	- 14,7
Régression	- 5,8	- 6,8	- 13,4	- 11,8
Comparaison des Distribution	- 7	- 7,3	- 14,3	- 14,1

Tableau II.6. Récapitulation des valeurs de Δz (en dBz) selon les méthodes

La mauvaise corrélation entre les valeurs de S et de R^* , les erreurs sur ces valeurs et l'hétéroscédasticité de leurs écarts, conduisent à préférer aux résultats obtenus par régression les résultats des deux autres méthodes.

Pour celles-ci on constate alors une très bonne coïncidence des valeurs de Δz à l'intérieur des deux groupes d'événements. Le défaut d'étalonnage semble notamment être le même pour les événements 86 et 87 malgré le démontage et remontage du radar entre les deux campagnes de mesure. Par contre, la sous estimation est beaucoup plus importante en 1988.

Nous avons donc choisi d'utiliser deux valeurs pour Δz :

(II.21) - 7,4 dBz pour les événements de 1986 et 1987
 - 14,5 dBz pour les événements de 1988.

Les facteurs correcteurs multiplicatifs ($10^{-\Delta z/10}$) à appliquer aux estimations radar sont ainsi égaux à 3.44 et 11.24.

Cette correction n'est qu'une solution imparfaite : en effet, la sous estimation très importante en 1988 semble se traduire par une forte dégradation des images radar cette année là : on constate la perte d'une part importante des faibles intensités qui peut être appréciée lorsque l'on compare les distributions des mesures au sol à celles des estimations radar corrigées (tableaux de contingence des figures II.19 a et b). L'impact de cette perte (figure II.20) sur les hauteurs d'eau totales peut être estimé par la différence entre les rapports des moyennes $\bar{S}(k,i)/\bar{R}(k,i)$ calculées uniquement pour les intensités de pluie sol et radar non nulles (rapport très proche de 1) ou calculées à l'aide de toutes les données :

elle est de - 6 % et - 8,5 % pour 86 et 87, de - 14 % pour 881, et de - 32 % pour 882.

TABLEAU DE CONTINGENCE EVENEMENT 86

		distribution des mesures pluviométriques															
		TOTAL	=0.	<1.	<2.	<3.	<4.	<5.	<6.	<7.	<8.	<10	<12	<15	<20	<30	>30
		888	266	147	101	91	59	54	52	31	20	25	19	15	2	5	1
d i s t r i b u t i o n d e s m e s u r e s r a d a r	=0.	413	241	90	39	22	14	3	4								
	<1.	92	14	31	22	12	2	5	4	2							
	<2.	82	6	16	16	16	11	5	7	1	3	1					
	<3.	72	1	8	8	15	13	10	6	1	4	2	3	1			
	<4.	48	1		6	10	6	6	5	8		4	1	1			
	<5.	35			4	4	3	8	8	3	1	1	2	1			
	<6.	36	2	2	2	4	2	5	6	5	1	4	3				
	<7.	20			3	1		3	3	5	1	2		2			
	<8.	16			1	1	1	4	2	2	2	2	1				
	<10	22	1			3	3	3	4	1	3	2		2			
	<12	18				2		1	2		3	4	2	4			
	<15	14					2	1	1	2	2	2	3	1			
	<20	12				1	1			1		1	3	2	1	2	
	<30	7					1						1	1	1	2	1
	>30	1															1

mesures pluviométriques
étant nulles pour le radar

=0.	<1.	<2.	<3.	<4.	<5.	<6.
91%	61%	39%	24%	24%	6%	8%

TABLEAU DE CONTINGENCE EVENEMENT 87

		distribution des mesures pluviométriques															
		TOTAL	=0.	<1.	<2.	<3.	<4.	<5.	<6.	<7.	<8.	<10	<12	<15	<20	<30	>30
		800	211	98	89	73	77	59	42	35	21	29	24	24	12	5	1
d i s t r i b u t i o n d e s m e s u r e s r a d a r	=0.	357	205	75	53	16	5		2	1							
	<1.	55	4	15	10	10	7	7	1		1						
	<2.	53		4	15	12	11	7	3			1					
	<3.	59			1	9	16	13	9	4	2	2	1		1		1
	<4.	52	1			1	9	16	9	3	6	3	3	1			
	<5.	40	1	1	1	5	7	10	5	6	2	1			1		
	<6.	42				2	6	9	10	8		5	2				
	<7.	28		2		1	7	3	5	3	5	1	1				
	<8.	11					1		4		2	2	1	1			
	<10	35					3	2	3	4	1	5	8	7	2		
	<12	25				2		1		2	1	5	6	6	2		
	<15	24						1	1	2	2	2	4	7	4	1	
	<20	9					1	1					1	1	4	1	
	<30	9							1	1	2	3				2	
	>30	1															1

mesures pluviométriques
étant nulles pour le radar

=0.	<1.	<2.	<3.	<4.	<5.	<6.
97%	77%	60%	22%	6%	0%	5%

Les valeurs radar nulles en excès correspondent à des intensités au sol atteignant 3 à 4 mm/h

Figure II.19.a Tableaux de contingence :
comparaison selon 15 classes des distributions des mesures au sol
et des estimations radar corrigées, en mm/h

TABLEAU DE CONTINGENCE EVENEMENT 881

		distribution des mesures pluviométriques															
		TOTAL	=0.	<1.	<2.	<3.	<4.	<5.	<6.	<7.	<8.	<10	<12	<15	<20	<30	>30
		438	172	72	53	30	19	13	9	7	4	16	7	6	8	8	14
d i s t r i b u t i o n d e s m e s u r e s r a d a r	=0.	320	170	65	43	18	7	7	3	1	1	2		1	2		
	<1.	0															
	<2.	14		2	5	1	3		1	1		1					
	<3.	22	1	2	3	3	3	2	3	2	1	1		1			
	<4.	10		1	1	3	2	1					1		1		
	<5.	3				1							1		1		
	<6.	14					2	2			1	3	2	2	1	1	
	<7.	5				1			1			1	1	1			
	<8.	3				1			1							1	
	<10	5		1						1		2				1	
	<12	4			1					1		1	1				
	<15	11				2	2				1	2	1	1	1	1	
	<20	3		1												2	
	<30	9	1									1			2		5
	>30	15						1	1	2						2	9

mesures pluviométriques
étant nulles pour le radar

=0.	<1.	<2.	<3.	<4.	<5.	<6.
99%	90%	81%	60%	37%	54%	33%

TABLEAU DE CONTINGENCE EVENEMENT 882

		distribution des mesures pluviométriques															
		TOTAL	=0.	<1.	<2.	<3.	<4.	<5.	<6.	<7.	<8.	<10	<12	<15	<20	<30	>30
		234	93	41	23	9	11	10	6	5	5	11	4	4	7	4	1
d i s t r i b u t i o n d e s m e s u r e s r a d a r	=0.	188	93	39	19	9	9	8	4	2	1	3	1				
	<1.	0															
	<2.	5		2								1	1		1		
	<3.	11			2		1	1	1	1	1	3				1	
	<4.	3							1			1		1			
	<5.	2											2				
	<6.	7			1		1				1	2		1	1		
	<7.	2								1		1					
	<8.	1								1							
	<10	1													1		
	<12	1												1			
	<15	3			1							1				1	
	<20	2													2		
	<30	5						1			1			1	1	1	
	>30	3													1	1	1

mesures pluviométriques
étant nulles pour le radar

=0.	<1.	<2.	<3.	<4.	<5.	<6.
100%	95%	83%	100%	82%	80%	67%

En 1988, les valeurs radar nulles en excès correspondent à des mesures au sol atteignant 10 mm/h

Figure II.19.b Tableaux de contingence :
limites supérieures (incluses) des classes : [0.,1.,2.,3.,4.,5.,6.,7.,8.,10.,12.,15.,20.,30.,60.]
Les premières lignes et colonnes correspondent donc aux valeurs nulles.

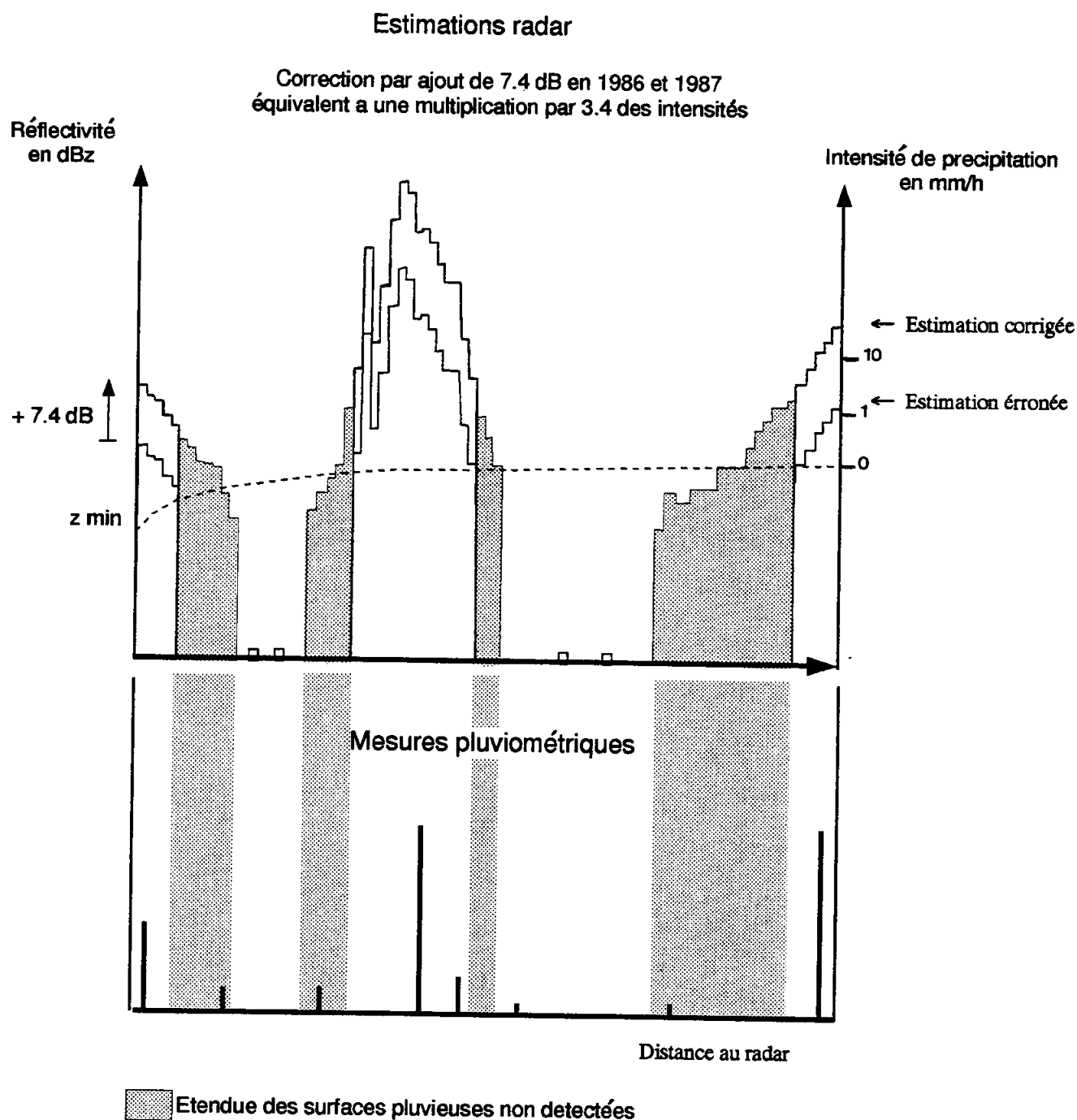


Figure II.20. Après correction, le rapport moyen $\bar{S}/\bar{R}$ calculé sur les seules zones blanches est très proche de 1. Calculé sur l'ensemble des mesures pluviométriques, il permet d'estimer la proportion d'intensités pluvieuses perdues (zones hachurées).

4 - CONCLUSION

L'utilisation des mesures disdrométriques a permis de corriger **a posteriori** les images radar prétraitées en leur appliquant une relation Z-R mieux adaptée que la relation de MARSHALL - PALMER choisie a priori.

La comparaison des valeurs des mailles radar ainsi corrigées aux mesures des pluviomètres a ensuite permis de corriger le mauvais étalonnage électronique du radar ANATOL. Celui ci atteint 7,4 dBZ en 1986 et 1987 et dépasse de beaucoup le maximum souhaitable pour un radar météorologique opérationnel en hydrologie (2 dBZ d'après CREUTIN et col., 1991). A ce mauvais étalonnage électronique, s'ajoute en 1988 un problème de sous estimation probablement dû à une absorption des ondes au niveau des guides d'ondes de l'antenne souffrant de mauvaise étanchéité. Cela se traduit par une perte totale de plus de 14 dBZ en moyenne en 1988, qui conduit à se poser la question de l'opportunité d'utiliser les images enregistrées cette année là. Les images enregistrées lors du second événement de 1988, étant encore plus dégradées que celles du premier événement, on ne peut que recommander une vérification complète du radar entre deux événements pluvieux. Les procédures d'autoétalonnage sur les radars modernes devraient néanmoins permettre de repérer ce type de problème. Etant donné la forte dégradation des images radar pour ce dernier événement, qui n'est représenté que par quelques heures réellement pluvieuses, ces images ne seront pas prises en compte dans le chapitre IV.

On peut noter que les valeurs moyennes de Δz obtenues à l'aide des images radar prétraitées avec la relation de MARSHALL-PALMER sont de 7 dBz en 1986 et 1987 et 15,7 dBz en 1988. Le calcul de Δz semble donc peu sensible à la relation Z-R utilisée pour le traitement des images radar, dans la mesure où ces relations fournissent des résultats proches pour les fortes intensités. La valeur identifiée d'un peu plus de 7 dBz semble donc bien correspondre à un défaut d'étalonnage du radar ANATOL.*

Ces deux corrections définies à partir de mesures au sol, ont été réalisées a posteriori sur des images radar **prétraitées**. En particulier, les bandes d'enregistrement radar n'ont pas été retraitées avec la relation Z-R définie par la relation [II.6]. Ce choix a été fait afin de respecter des conditions proches de conditions expérimentales en temps réel où un tel retraitement des images, lorsqu'une information sol suffisamment conséquente est disponible, n'est plus envisageable. Il est donc très important de tester la validité de ces traitements des images radar séparant le plus longtemps possible les différentes sources d'information disponibles (figure II.1.).

* Depuis, cette sousestimation systématique de près de 7 dB du radar ANATOL semble s'être confirmée dans l'expérience "Auvergne" en 1988 et 1989, où des occurrences de grêle sont relevées pour des valeurs de Z_h anormalement faibles (D. HUSSON, 1991). Malgré des tests sur les dispositifs d'émission et de réception, cette sousestimation de la constante du radar n'est toujours pas expliquée.

CHAPITRE III

ESTIMATION DE LAMES D'EAU SOL A L'AIDE DU RESEAU DE PLUVIOMETRES

1. LA DEMARCHE SPATIALE

1.1. Nécessité d'une comparaison spatiale

Les problèmes à résoudre en hydrologie quantitative nécessitent souvent de connaître les lames d'eau moyennes précipitées pendant un intervalle de temps, et sur une surface, dont la grandeur est fonction de l'application envisagée (tableau III.1.) Une qualification du radar en hydrologie doit tenir compte de cette nature spatiale des besoins à laquelle la mesure radar est naturellement adaptée. Elle représente en effet une mesure intégrée dans l'espace complémentaire, voire concurrente, des mesures directes au sol provenant d'un réseau de pluviomètres, qui sont ponctuelles et nécessitent d'être interpolées dans l'espace pour être exploitées lors d'applications hydrologiques.

Application	Echelles spatiales	Echelles temporelles
Hydrologie en zone urbaine	qq ha à qq km ²	5 mn à 1 h
Hydrologie en région montagneuse	qq km ² à qq centaines de km ²	1 h à 6 h
Hydrologie des grands cours d'eau	qq centaines de km ² à plusieurs milliers de km ²	12 h à 48 h

Tableau III.1. Echelles utiles aux hydrologues pour la connaissance des précipitations

Les estimations radar d'intensités de précipitations seront donc moyennées sur la surface des différents bassins versants, puis comparées à des lames d'eau estimées à partir des mesures pluviométriques. Cette estimation est réalisée à l'aide d'une méthode géostatistique qui présente de nombreux avantages sur les méthodes plus classiques : le krigeage. On en trouve un exposé complet dans la littérature ainsi que de ses variantes, et pour les applications hydrologiques on peut retenir entre autre les thèses de J.P. DELHOMME (1976) et T. LEBEL (1984), ainsi que l'article de CREUTIN et OBLED (1982).

Aussi on ne fera ici qu'un rappel rapide de la méthode, en se limitant au krigeage simple, ou krigeage d'une variable à moyenne inconnue mais constante dans l'espace, seul utilisé dans cette étude.

1.2. Rappels sur le krigeage simple

Le krigeage, développé par G. MATHERON à la fin des années 1960, permet d'estimer la valeur prise par un phénomène en un point, ou sa valeur moyenne sur un domaine, par combinaison linéaire des mesures disponibles. La lame d'eau moyenne reçue par un bassin pendant un intervalle de temps k et notée S est ainsi estimée par la moyenne pondérée S^* des mesures S_i de n pluviomètres :

$$S^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i S_i$$

L'intérêt du krigeage réside dans le calcul des poids λ_i à attribuer à chaque mesure, qui prend en compte la structure spatiale du phénomène ainsi que la configuration géométrique du réseau de mesure et du domaine d'intégration. On impose en outre à l'estimateur de krigeage deux contraintes :

- l'absence d'erreur systématique ou contrainte de non biais : l'estimation est égale en espérance à la vraie valeur inconnue :

$$(III.1) \quad E[S^*] = E[S]$$

- l'optimalité selon un critère des moindres carrés : la variance des écarts entre la vraie valeur et son estimation est minimale :

$$(III.2) \quad \text{Var}[S^* - S] \text{ minimale}$$

La valeur de cette *variance d'estimation* minimale constitue ainsi une mesure de la qualité de l'interpolation, dont la connaissance est très importante si l'on veut comparer ces valeurs estimées à d'autres valeurs, fournies par le radar par exemple.

Pour déterminer les valeurs des poids λ_i en respectant ces contraintes, le krigeage se place dans le cadre d'un *modèle probabiliste* où chaque mesure S_i est interprétée comme une réalisation particulière d'une variable aléatoire. Le champs pluvieux dans son ensemble, pour l'intervalle de temps considéré, est interprété comme une réalisation particulière d'une fonction aléatoire (F.A.) que nous appellerons S également pour ne pas multiplier les notations.

L'interpolation nécessite alors de reconstituer la loi de probabilité de cette F.A., ou du moins ses deux premiers moments seuls nécessaires pour le krigeage : c'est l'inférence statistique, qui nécessite de faire quelques hypothèses sur les propriétés de ces moments.

La première hypothèse est *l'hypothèse de stationnarité* de la F.A. qui suppose que sa loi de probabilité est invariante par translation, et donc identique en tout point de l'espace. Pour ses deux premiers moments, cela se traduit par :

- une espérance mathématique constante en tout point x de l'espace :

$$E[S(x)] = m \quad \forall x$$

- la covariance centrée entre deux points x et $(x+h)$ ne dépend pas des points considérés mais uniquement de la distance h séparant ces points :

$$\text{Cov}[S(x), S(x+h)] = E[S(x) \cdot S(x+h)] - m^2 = C(h) \quad \forall x, h$$

Cela implique une valeur stationnaire dans l'espace de la variance :

$$\text{Var}[S(x)] = C(0) \quad \forall x$$

Cette fonction $C(h)$ permet ainsi de caractériser la variabilité spatiale du phénomène. Pour être définie à l'origine, elle nécessite une valeur finie de la variance $\text{Var}[S(x)]$.

En pratique, on abandonne l'hypothèse de stationnarité des moments d'ordre 2 de la F.A. elle-même, pour une hypothèse de stationnarité d'ordre 2 de ses accroissements, moins restrictive et seule nécessaire dans les applications du krigeage simple. C'est *l'hypothèse intrinsèque* :

$$(III.3) \quad \begin{cases} E[S(x+h) - S(x)] = 0 \\ \text{Var}[S(x+h) - S(x)] = 2 \cdot \gamma(h) \end{cases} \quad \forall x$$

La fonction $\gamma(h)$ est appelée *le variogramme* de S . Elle décrit la structure spatiale du phénomène avec certains avantages sur $C(h)$:

- l'espérance de la F.A. toujours supposée constante dans (III.3) peut demeurer inconnue: m n'a plus besoin d'être estimé.
- la fonction $\gamma(h)$ n'implique pas l'existence d'une variance $C(0)$ finie :

$$(III.4) \quad \gamma(h) = C(0) - C(h)$$

$\gamma(h)$ permet de définir la dépendance statistique entre les valeurs prises par S en deux points x et $(x+h)$ quelconques et séparés par la distance h . On peut ainsi déterminer l'espérance de S en chaque point, ou celle de sa valeur moyenne sur la surface d'un bassin, en fonction de sa valeur aux points de mesures tout en respectant les contraintes de non biais et d'optimalité.

Ces contraintes peuvent être développées dans le cadre de l'hypothèse intrinsèque. Pour l'estimation d'une valeur moyenne :

- pour le non biais :

$$E[S^*] = E\left[\sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot S_i\right] = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot E[S_i]$$

soit d'après (III.3) :

$$(III.5) \quad 1 = \sum_{i=1}^n \lambda_i$$

- pour l'optimalité : la variance d'estimation s'exprime

$$\text{Var}[S^* - S] = E\left[\left\{\sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot S_i - S\right\}^2\right] = E\left[\left\{\sum_{i=0}^n \lambda_i \cdot S_i\right\}^2\right] \quad \begin{array}{l} \text{en posant } S = S_0 \\ \text{et } \lambda_0 = -1 \end{array}$$

soit :

$$\text{Var}[S^* - S] = \sum_{i=0}^n \sum_{j=0}^n \lambda_i \cdot \lambda_j \cdot \text{Cov}[S_i, S_j]$$

qui dans le cadre de l'hypothèse intrinsèque s'écrit :

$$(III.6) \quad \text{Var}[S^* - S] = \sum_{i=0}^n \sum_{j=0}^n \lambda_i \cdot \lambda_j \cdot C(0) - \sum_{i=0}^n \sum_{j=0}^n \lambda_i \cdot \lambda_j \cdot \gamma(ij) = - \sum_{i=0}^n \sum_{j=0}^n \lambda_i \cdot \lambda_j \cdot \gamma(ij)$$

$$\text{car } \sum_{j=0}^n \lambda_j = 0$$

où :	pour $i, j \neq 0$	$\gamma(ij) = \gamma(hij)$	est la valeur du variogramme pour la distance hij séparant les deux points de mesure i et j
	pour $j = 0$	$\gamma(io) = 1/S \int_S \gamma(hix) dx$	est la valeur moyenne du variogramme entre le point de mesure i et un point x décrivant le bassin de surface S
	pour $i, j = 0$	$\gamma(oo) = 1/S^2 \iint_{S \times S} \gamma(hxx') dx dx'$	est la valeur moyenne du variogramme entre deux points x et x' décrivant indépendamment le bassin

Pratiquement on procède à une discrétisation du bassin en N points, et les intégrales sont remplacées par des sommes discrètes :

$$\gamma(io) = 1/N \cdot \sum_{k=1}^N \gamma(hix_k) \quad \gamma(oo) = 1/N^2 \cdot \sum_{k=1}^N \sum_{l=1}^N \gamma(hx_l x_k)$$

Le calcul des poids de krigeage λ_i est donc équivalent à la minimisation de (III.6) sous la contrainte de non biais (III.5) et s'obtient par annulation des dérivées partielles par rapport aux poids λ_i de l'expression :

$$\left\{ - \sum_{i=0}^n \sum_{j=0}^n \lambda_i \cdot \lambda_j \cdot \gamma(ij) - 2 \cdot \mu \cdot \sum_{i=0}^n \lambda_i \right\} \quad \text{où } \mu \text{ est un multiplicateur de Lagrange}$$

On obtient ainsi un système de $n+1$ équations à $n+1$ inconnues qui s'exprime sous la forme matricelle :

$$(III.7) \quad \begin{bmatrix} \gamma_{11} & . & . & \gamma_{1n} & 1 \\ . & . & . & . & . \\ . & . & . & . & . \\ . & . & . & . & . \\ \gamma_{n1} & . & . & \gamma_{nn} & 1 \\ 1 & . & . & . & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ . \\ . \\ . \\ \lambda_n \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma_{10} \\ . \\ . \\ . \\ \gamma_{n0} \\ 1 \end{bmatrix}$$

soit, en notation condensée : $\Gamma \cdot \Lambda = \Gamma_0$

La solution s'écrit alors $\Lambda = \Gamma^{-1} \cdot \Gamma_0$

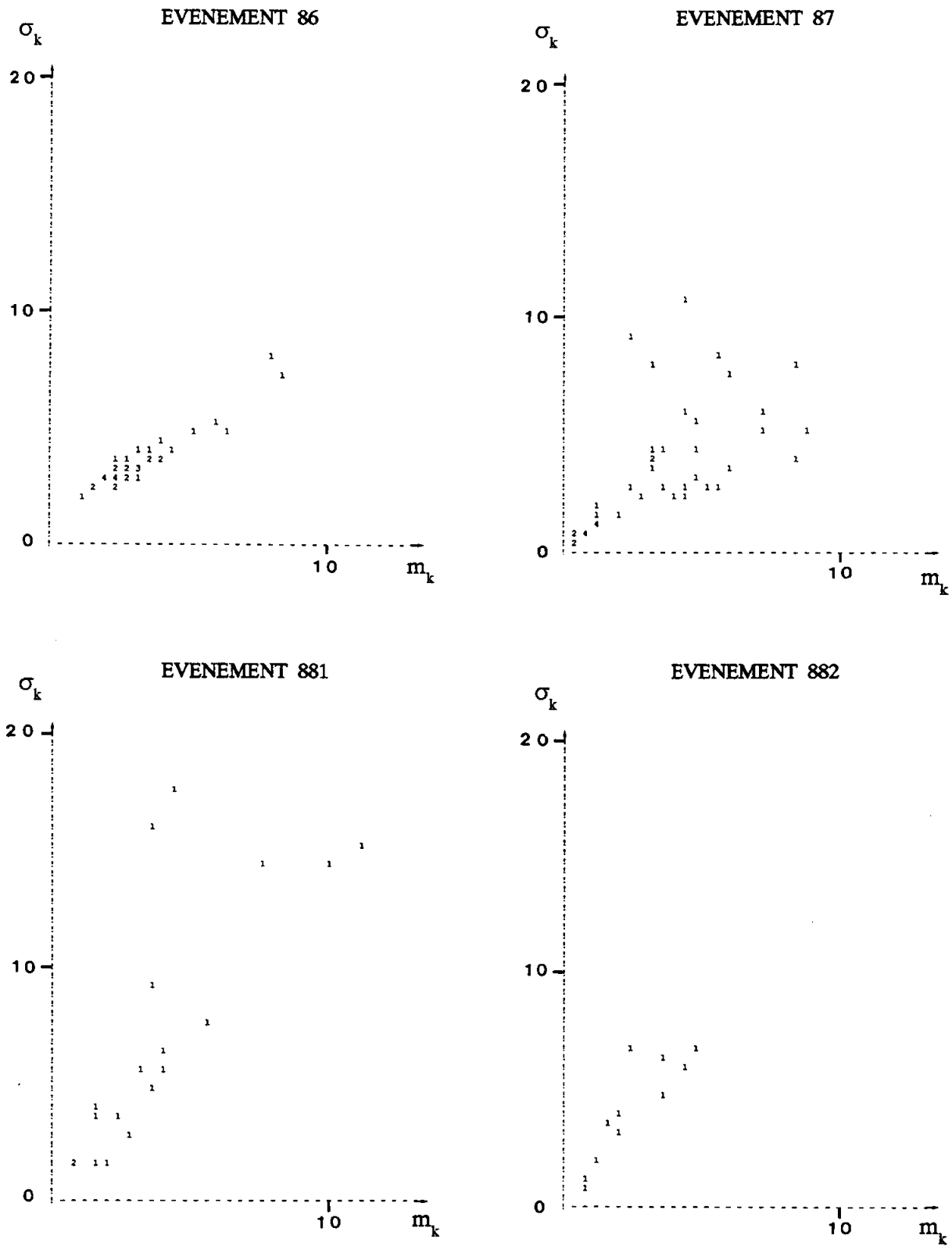
et la variance d'estimation par krigeage, qui ne dépend que du variogramme $\gamma(h)$ et du voisinage des points de mesures pris en compte, s'exprime :

$$\text{Var}[S^* - S] = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot \gamma(i0) + \mu \cdot \gamma(00) = \alpha_\gamma^2(S)$$

L'interpolation d'une lame d'eau par krigeage se pratique donc en deux phases :

1 - La définition du modèle probabiliste, c'est à dire le choix d'un modèle permettant d'interpréter un champ pluvieux comme une réalisation particulière d'une F.A., et l'inférence du modèle choisi qui, pour l'hypothèse intrinsèque, conduit à identifier le variogramme $\gamma(h)$.

2 - La résolution du système de krigeage (III.7) afin de déterminer les poids de krigeage, en respectant les contraintes de non biais et d'optimalité pour le modèle de variogramme inféré. Généralement, seules les mesures les plus proches du point ou de la surface à interpoler sont prises en compte, le poids des points les plus éloignés tendant vers zéro, et on effectue un krigeage *en voisinage glissant* ce qui permet d'inverser une matrice Γ de dimension réduite.



(échelles en mm/h)

Figure III.1. Relation entre moyenne m_k et écart-type σ_k de chaque champ pluvieux

2 - DEFINITION DU MODELE

2.1. Choix du modèle probabiliste

Chaque mesure pluviométrique $S(k,i)$ représente l'intensité moyenne du champ pluvieux au point i , entre les heures $k-1$ et k . Chacun de ces champs pluvieux horaires est interprété comme une réalisation particulière d'une fonction aléatoire.

En considérant que les champs de pluie horaires successifs appartiennent au même phénomène, on peut supposer que ces fonctions aléatoires possèdent les mêmes deux premiers moments. Dans ce cas, un seul variogramme suffit à décrire la structure de tous les champs pluvieux horaires : ce variogramme est appelé "**climatologique**".

La moyenne et la variance spatiale de chaque champ k peuvent être estimées, pour n points de mesures, par :

$$\text{- pour la moyenne spatiale : } m_k = 1/n \cdot \sum_{i=1}^n S(k,i)$$

$$\text{- pour la variance spatiale : } \sigma_k^2 = 1/(n-1) \cdot \sum_{i=1}^n \{S(k,i) - m_k\}^2$$

Les valeurs obtenues pour l'ensemble des champs des quatre événements pluvieux sont très variables (figure III-1). Ces variations d'une réalisation à une autre ne constituent pourtant pas un obstacle à la démarche climatologique. On peut en effet considérer chaque champ $S(k,x)$ comme une combinaison linéaire d'une fonction aléatoire $X(k,x)$ dont le variogramme est identique au variogramme climatologique :

$$(III.8) \quad S(k,x) = A_k \cdot X(k,x) + B_k \quad \forall x$$

A_k étant une réalisation particulière, pour le pas de temps k ,
d'une variable aléatoire A indépendante de X , et B_k lié à A_k .

T. LEBEL (1984) propose d'estimer A_k par l'écart-type spatial de chaque champ σ_k et d'identifier le variogramme climatologique $\gamma_x(h)$ à partir des mesures $S(k,i)$ réduites par σ_k . On a alors :

$$(III.9) \quad E[S(k,i)/\sigma_k] = E[X(k,i)] + B_k/\sigma_k$$

$$(III.10) \quad \text{Var}[S(k,i)/\sigma_k] = \text{Var}[X(k,i)] = 1$$

$$\begin{aligned} \text{et} \quad \gamma_x(h) &= \frac{1}{2} \cdot \text{Var} \left[\frac{S(k,i+h)}{\sigma_k} - \frac{S(k,i)}{\sigma_k} \right] = \frac{1}{\sigma_k^2} \left\{ \frac{1}{2} \cdot \text{Var}[S(k,i+h) - S(k,i)] \right\} \\ &= \frac{1}{\sigma_k^2} \cdot \gamma_{sk}(h) \end{aligned}$$

Le variogramme filtrant la moyenne du champ, seul un facteur d'échelle σ_k^2 différencie le variogramme climatologique γ_x du variogramme horaire γ_{sk} . Ce variogramme climatologique peut donc être utilisé directement dans le système de krigeage (III.7) qui n'est pas modifié si l'on multiplie le variogramme par une constante (les poids de krigeage λ_i sont inchangés et la variance d'estimation est multipliée par cette constante). La variance d'estimation d'une lame d'eau S pour le champ k sera alors :

$$(III.11) \quad \text{Var}[S(k)^* - S(k)] = \sigma_{\gamma_{sk}}^2(S) = \sigma_k^2 \cdot \sigma_{\gamma_x}^2(S)$$

Un avantage non négligeable de ce variogramme climatologique est d'être inféré à partir d'un grand nombre de points de mesure expérimentaux, ce qui rend l'inférence plus robuste que dans le cas d'un variogramme par champ horaire.

2.2. Inférence des variogrammes climatologiques

Cette inférence est réalisée en deux étapes :

1 - La valeur du variogramme est estimée pour différentes classes d'interdistances ($h \pm \Delta h$) entre les points de mesure : c'est la construction du variogramme expérimental.

2 - Un modèle mathématique est calé sur les points représentatifs du variogramme expérimental : c'est la modélisation du variogramme qui permettra ensuite de déterminer la valeur de $\gamma_x(h)$ quel que soit h .

Calcul du variogramme expérimental :

La valeur du variogramme climatologique a été estimée pour différentes valeurs de h selon l'expression :

$$(III.12) \quad \gamma_x(h) = \frac{1}{2 \cdot p \cdot N(h)} \cdot \sum_{k=1}^p \sum_{i=1}^{N(h)} \frac{1}{\sigma_k^2} \cdot \{S(k, i+h) - S(k, i)\}^2$$

où $N(h)$ est le nombre de couples de points de mesures distants de $h \pm \Delta h$
et p le nombre d'heures de l'événement pluvieux.

Δh est choisi de manière à ce que chaque classe de distance ait une même largeur de 4 km et un nombre $N(h)$ de couples de points différents supérieur à 30, sauf pour deux classes :

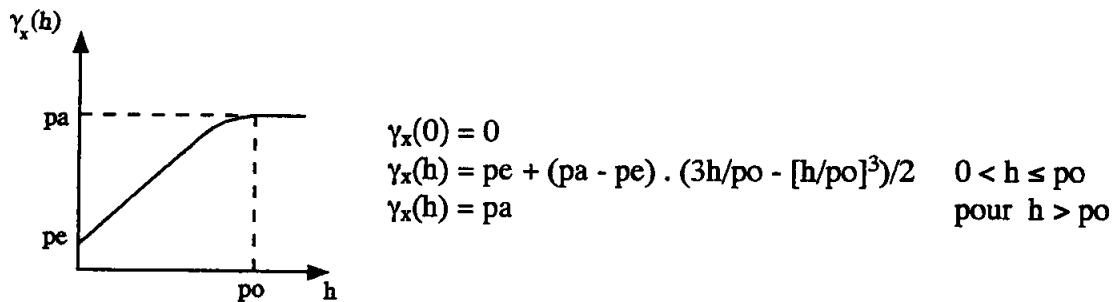
- la première classe, plus large, peut comporter moins de couples différents
- la dernière classe, qui comprend toutes les valeurs de h supérieures à 50 ou 52 km et dont l'effectif est très important.

Le nombre total $[p \cdot N(h)]$ de couples pris en compte pour chaque classe est donc très élevé.

Modélisation du variogramme :

Le variogramme expérimental n'est qu'un estimateur du variogramme réel. Il se présente généralement comme une courbe assez irrégulière dépendant de l'échantillonnage que constituent les stations de mesures au sol et, entre autre, du découpage en classes ayant servi à le calculer. On doit donc lui ajuster un modèle théorique qui représentera $\gamma_x(h)$. Ce modèle est choisi en fonction de l'allure du variogramme expérimental, et sa fonction doit garantir que $\text{Var}[S^* - S]$ soit toujours positive.

Nous avons choisi un **modèle sphérique** à trois paramètres couramment utilisé en géostatistique :



où :

- po représente **la portée** du variogramme, c'est-à-dire la distance au delà de laquelle deux valeurs prises par la F.A. X ne sont plus corrélées.
- pa est **le palier** du variogramme, soit la valeur prise par $\gamma_x(h)$ pour des distances h supérieures à la portée. S'il est théoriquement égal à la variance du champ, donc 1 pour le variogramme climatologique, en pratique c'est rarement le cas. Il peut même ne pas pouvoir être mis en évidence si la F.A. n'est pas stationnaire, c'est-à-dire s'il existe une dérive de la valeur de $E[X]$ dans l'espace.
- pe est appelée **la pépîte** en référence aux problèmes miniers. Elle permet d'introduire dans le modèle une discontinuité à l'origine qui peut être due :
 - soit à une microrégionalisation du phénomène, qui provoque des variations à grandes fréquences trop rapides pour être identifiées à partir de l'échantillonnage du réseau de mesure.
 - soit à des erreurs de mesures.

Le choix des paramètres (pe, pa, po) est réalisé par essais successifs de calage de différents modèles sphériques sur les courbes des variogrammes expérimentaux. Afin de faciliter la modélisation, les variogrammes expérimentaux ont été calculés selon deux découpages en 13 et 14 classes de distances. L'appréciation du calage est faite visuellement pour deux raisons :

- le faible nombre de variogrammes à modéliser : 4
- la lourdeur des procédures automatiques.

Cet ajustement est réalisé uniquement sur les interdistances inférieures à 30 km car :

- elles correspondent à la partie utile de $\gamma_x(h)$ pour le krigeage en voisinage glissant, la bonne modélisation de l'allure de $\gamma_x(h)$ près de l'origine étant très importante.
- la portée ne dépasse pas cette valeur pour les 4 événements pluvieux étudiés
- il est recommandé, dans toute étude de structure, de privilégier les faibles interdistances et de ne pas utiliser des valeurs supérieures à la moitié de la largeur du domaine d'étude pour plusieurs raisons :
 - l'augmentation de la variance des valeurs expérimentales de $\gamma_x(h)$ avec les valeurs de h
 - les interdistances les plus grandes sont orientées selon la grande largeur du domaine d'étude et font intervenir les seules stations situées à la périphérie du réseau
 - un problème de dérive, due à la non stationnarité de l'espérance du champ, peut apparaître pour les grandes interdistances.

La figure (III.2.) présente les variogrammes expérimentaux et les modèles ajustés pour les quatre événements pluvieux Cévenols :

les portées sont assez faibles, de 18 à 22 km, ce qui traduit l'importante variabilité spatiale des champs horaires observés liée à des structures de dimensions assez faibles (cellules convectives, fronts étroits). Les paliers sont bien marqués sauf pour l'événement 87; l'allure des variogrammes aux grandes distances semble néanmoins indiquer la présence d'une dérive sensible au delà de 30 km pour tous les événements. Enfin la pépite est assez faible, et nulle pour l'événement 881.

Les modèles de variogrammes des quatre événements pluvieux étant très proches, un modèle moyen a également été ajusté à partir de l'ensemble des 111 heures de mesures pluviométriques des quatre événements pluvieux :

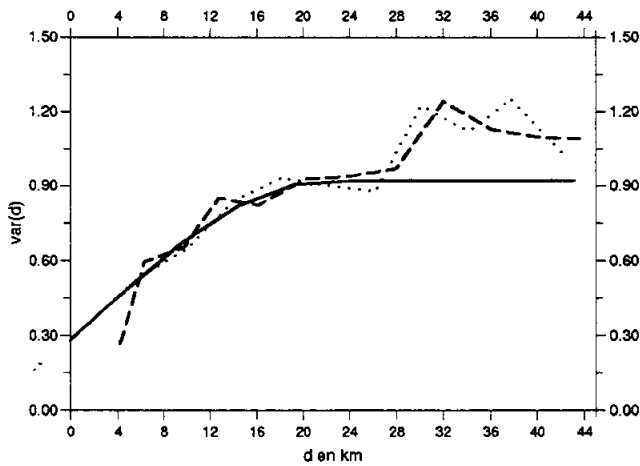
$$(III.13) \quad p_o = 21 \text{ km} \quad p_a = 0.92 \quad p_e = 0.22$$

2.3. Enseignements sur la performance du réseau de mesure

L'histogramme des interdistances entre toutes les stations pluviométriques (figure III.3) permet de se faire une idée de la capacité du réseau sol à percevoir les structures des champs pluvieux horaires. Si toutes les stations fonctionnent, on compte 9 interdistances inférieures ou égales à 5 km, ce qui veut dire que les structures *horaires* de longueur d'onde inférieure à cette distance ne peuvent pas être reconnues. Par contre, les structures comprises entre 10 et 50 km de longueur d'onde sont fortement échantillonnées. Les champs horaires sont donc relativement bien perçus, notamment dans la zone centrale du domaine d'étude où le réseau est le plus dense : une cellule pluvieuse de 10 km de rayon sera bien cernée et une cellule de quelques km de diamètre se déplaçant à 50 km/h, et laissant une "trace au sol" de plus de 50 km de longueur en une heure, donnera des précipitations sur plusieurs stations.

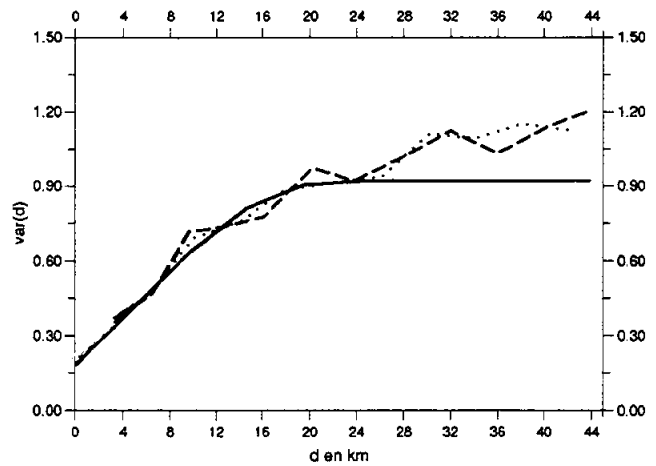
EVENEMENT 86

pépité = .28 portée = 22 km palier = .92



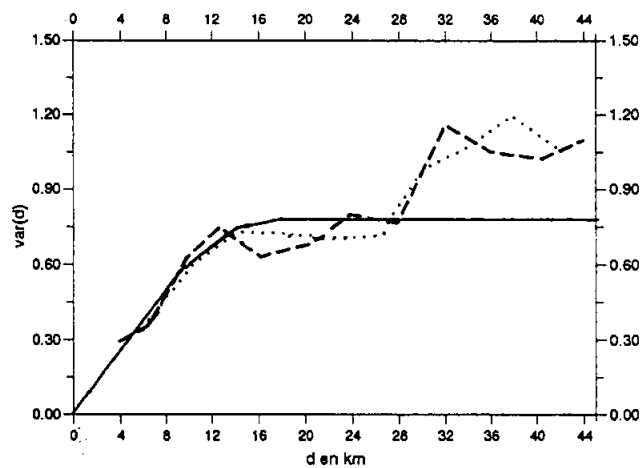
EVENEMENT 87

pépité = .17 portée = 22 km palier = .92



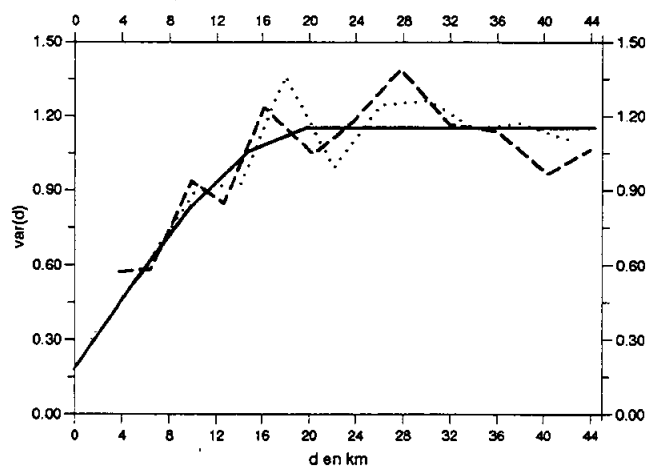
EVENEMENT 881

pépité = .00 portée = 18 km palier = .80



EVENEMENT 882

pépité = .17 portée = 20 km palier = 1.15



— modèle - - - - expérimental (14 classes) expérimental (13 classes)

Figure III.2. Variogrammes climatologiques $\gamma_x(h)$ pour les 4 événements pluvieux

Les variogrammes climatologiques permettent d'introduire une information géographique et de préciser la performance du réseau dans l'espace : en effet, utilisés en krigeage pontuel, ils permettent de déterminer en chaque point du domaine d'étude la variance d'estimation de la valeur krigée, qui ne dépend que de la géométrie du réseau et de la variance du champ σ_k^2 , pour un variogramme donné.

Cette variance d'estimation a été calculée pour le modèle de variogramme moyen (III.13). L'écart-type d'estimation $\sigma_{ysk}(x)$ en tout point x de l'espace est représenté sur la carte de la figure (III.4), en pourcentage de l'écart-type σ_k des mesures d'un champ de pluie k . A cause de la pépité, $\sigma_{ysk}(x)$ est toujours supérieur à 20%, sauf aux points de mesures mêmes. La faible portée du variogramme, 21 km, conduit à obtenir des valeurs de $\sigma_{ysk}(x)$ qui atteignent 100% de celle de σ_k dès que l'on s'éloigne du réseau de mesure : la valeur interpolée est alors égale à l'espérance du champ estimée par la moyenne arithmétique des n mesures prises en compte ($\lambda_i = 1/n$; $\forall i$), et la variance d'estimation est égale à la variance du champ ce qui exprime le manque complet d'information en ce point :

$$E[S(k,x)^*] = E[S(k,i)] \quad \text{et} \quad \text{Var}[S(k,x)^* - S(k,x)] = \sigma_k^2$$

Cette carte permet donc de cerner les régions où les mesures pluviométriques échantillonnent au mieux les champs pluvieux, et donc les bassins pour lesquels les lames d'eau interpolées seront le plus sûrement représentatives des lames d'eau réelles :

il s'agit des hauts bassins versants des Gardons et, dans une moindre mesure, des hauts bassins versants de la Cèze et du Vidourle (figure III.5).

Les stations pluviométriques n'ont pas été distinguées selon leur nature, or les stations à enregistrement graphique sont sujettes à des erreurs de mesures plus importantes que les stations à enregistrement numérique (Chapitre II). Les stations graphiques étant principalement situées dans la partie centrale de la zone d'étude, une non prise en compte de leurs mesures, au lieu d'améliorer la qualité des estimations de lames d'eau, réduirait celle-ci par une diminution de la densité du réseau de mesure notamment dans la zone centrale.

Il existe des techniques de krigeage (krigeage d'erreur) permettant en théorie de prendre en compte l'incertitude des mesures, de manière différenciée par exemple pour les pluviomètres graphiques et numériques. Ces techniques sont particulièrement difficiles à appliquer avec un variogramme climatologique si la variance des erreurs de mesures n'est pas proportionnelle à la variance du champ, ce qui semble être le cas pour les mesures des pluviomètres dans les Cévennes. De plus, les erreurs des stations graphiques peuvent dépendre de l'exploitant (calage du papier, relevé des décalages de la base de temps et corrections, dépouillement).

Nous avons donc décidé de ne pas utiliser ces techniques après avoir vérifié que les résultats de krigeage et krigeage d'erreur étaient peu différents pour les bassins Anduze et Alès dont la surface est suffisamment importante pour intéresser un grand nombre de pluviomètres : les valeurs des lames d'eau krigées diffèrent de quelques dixièmes de mm (moins de 1 mm) et les écart-types d'estimations de 0 à 3 dixièmes de mm.

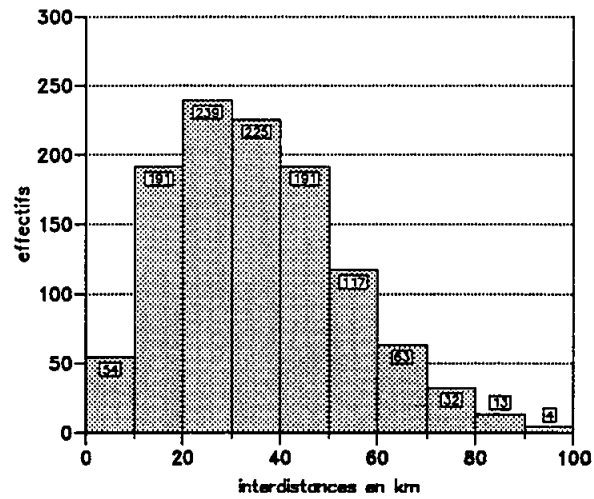


Figure III.3. Histogramme des interdistances entre les pluviomètres horaires.

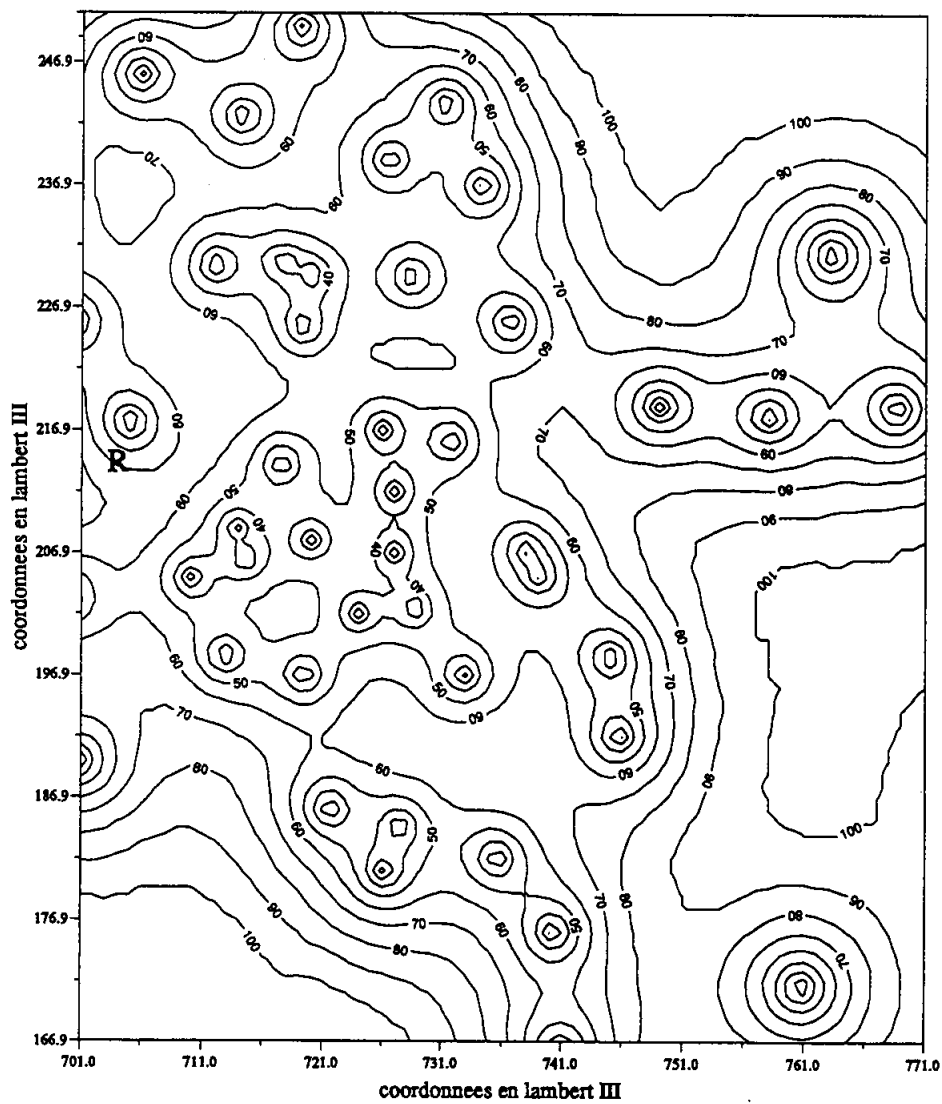
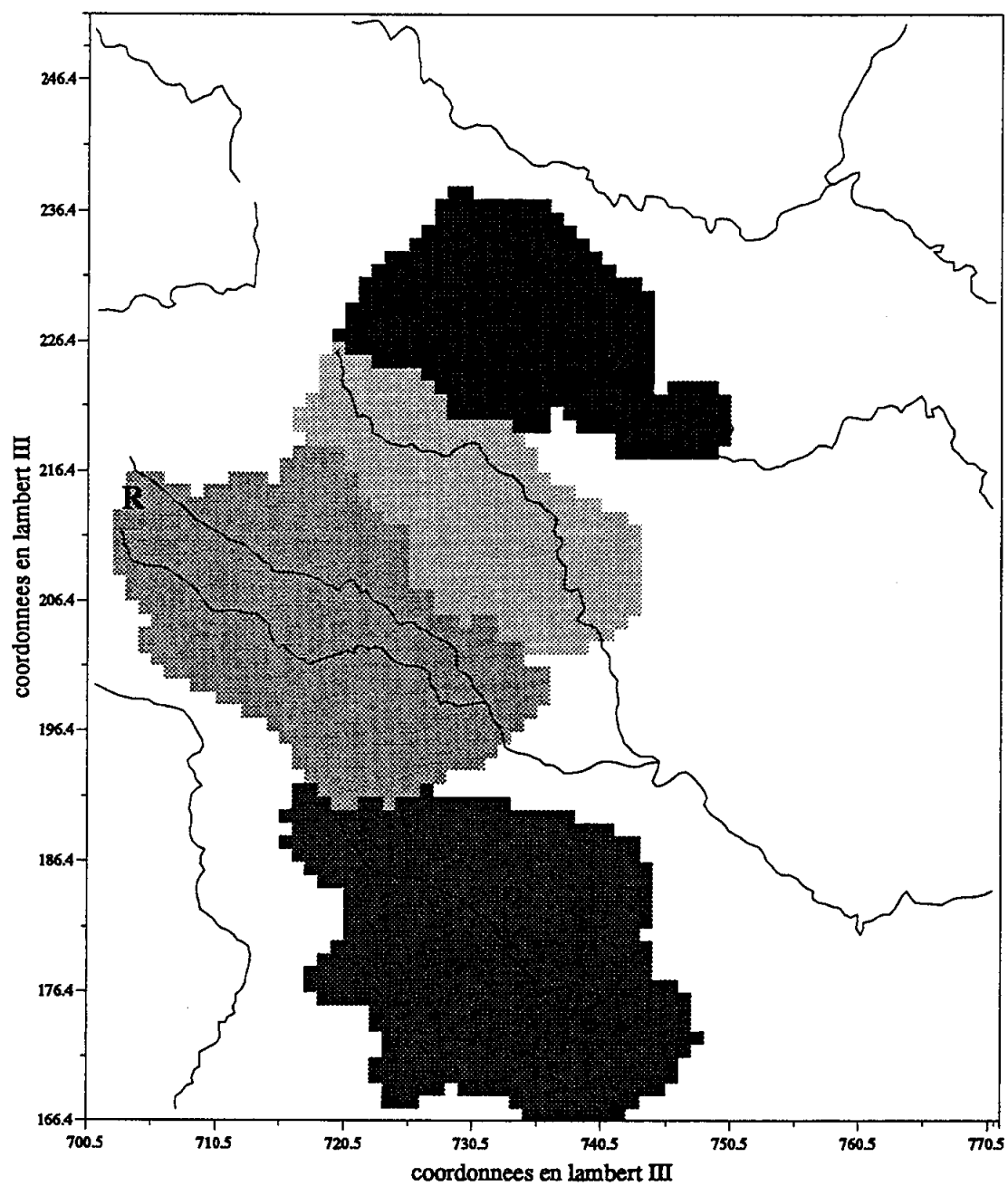


Figure III.4. Ecart-type d'estimation ponctuelle par krigeage pour le modèle de variogramme (III.13) (en % de l'écart-type du champ)



-  Bassin versant de la Cèze
-  Bassin versant du Vidourle
-  Bassin versant du Gardon d'Anduze
-  Bassin versant du Gardon d'Alès

Figure III.5. Bassins pour lesquels les interpolations de lames d'eau pluviométriques sont les plus fiables

3 - FAIBLESSES ET VALIDITE DU MODELE

3.1. Les faiblesses du modèle

Ces faiblesses ont principalement deux origines :

- le non respect des hypothèses de stationnarité du modèle probabiliste, nécessaires à la définition des variogrammes,
- la qualité de l'inférence des modèles de variogrammes à partir des mesures expérimentales.

Elles affectent plus particulièrement les valeurs des variances d'estimation dont la validité dépend fortement des hypothèses de stationnarité. Les valeurs krigées sont par contre beaucoup moins sensibles à ces faiblesses du modèle.

Problèmes dus à la non stationnarité :

D'après les hypothèses de stationnarité (III.3) du modèle probabiliste, les accroissements de la fonction aléatoire $X(k,x)$ doivent être stationnaires d'ordre 2. L'espérance mathématique de $X(k,x)$ doit également être stationnaire. Néanmoins, l'utilisation du krigeage en voisinage glissant, donc pour des interdistances h faibles, permet de se contenter d'une *stationnarité locale* de $E[X(k,x)]$:

$$E[X(k,x+h)] \approx E[X(k,x)] \quad \forall x, \text{ pour } h \text{ faible}$$

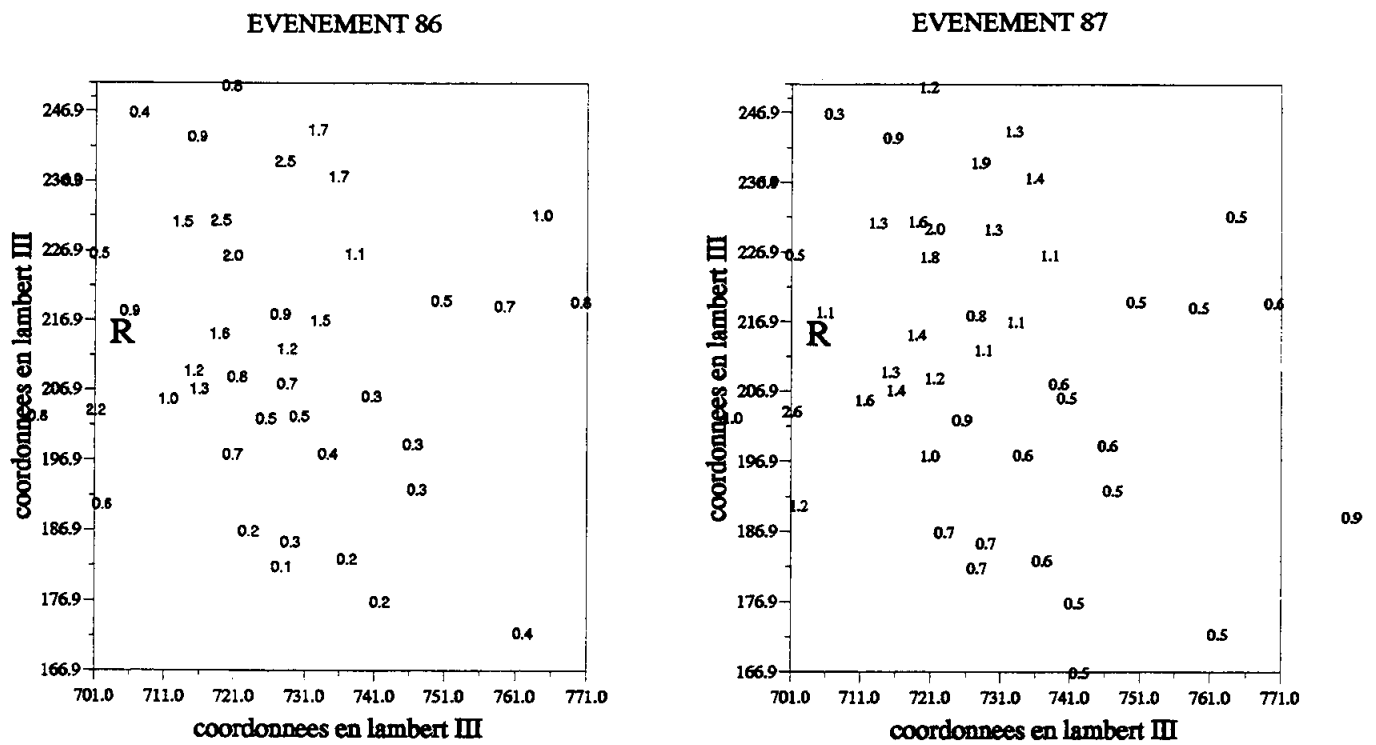
Disposant d'autant de réalisations k des F.A. X que d'heures d'observations pour un événement pluvieux, il est possible d'après (III.9) d'estimer, en chaque station i , la moyenne et la variance des valeurs prises par $X(k,i)$. Cette moyenne est une estimation de $E[X(k,i)]$ et cette variance une estimation de $C_x(0)$ en chaque station. Une bonne stationnarité de ces deux variables dans l'espace est donc un indice important de la stationnarité du variogramme sur l'ensemble du domaine d'étude. Les champs pluvieux successifs étant corrélés entre eux, on s'assurera d'un grand nombre de réalisations effectivement pluvieuses pour que cette étude ait un sens. Nous avons donc calculé pour les événements 86 et 87, ainsi que pour l'ensemble des 111 heures :

$$(III.14) \quad m_x(i) = \frac{1}{p} \cdot \sum_{k=1}^p S(k,i)/\sigma_k$$

$$(III.15) \quad \sigma_x^2(i) = \text{Var}[S(k,i)/\sigma_k] = \frac{1}{p-1} \cdot \sum_{k=1}^p \left[\frac{S(k,i)}{\sigma_k} - m_x(i) \right]^2$$

avec p le nombre d'heures de l'événement

a) valeurs de $m_x(i)$



b) lissage des valeurs

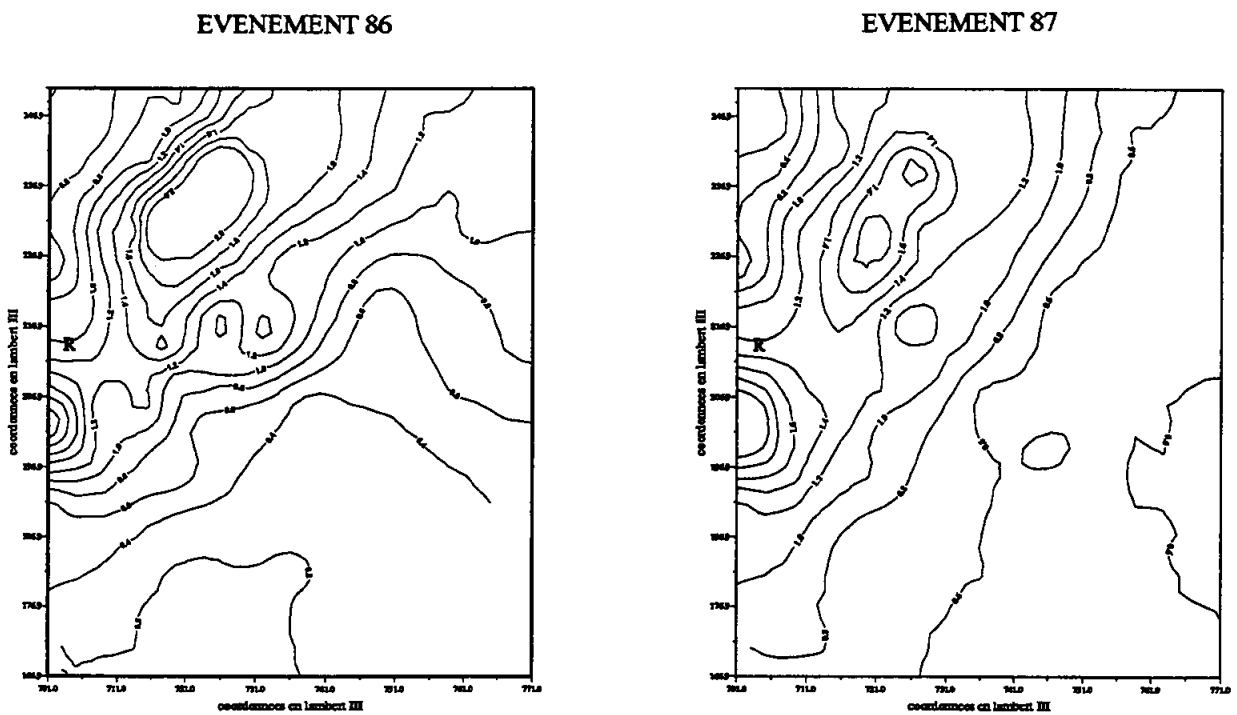


Figure III.6 Moyennes $m_x(i)$ pour les 48 pluviomètres horaires

Les valeurs de $m_x(i)$, présentées par la figure III.6, sont fortement dépendantes du relief ce qui explique la dérive mise en évidence sur les variogrammes pour des interdistances h supérieures à 30 km.

Sur la surface représentative des quatre bassins définis par la figure III.5. les valeurs de $m_x(i)$ varient de manière importante pour des interdistances h inférieures à 20 km, et ne vérifient donc pas l'hypothèse de stationnarité, même localement. Les valeurs de $\sigma_x(i)$ (figure III.7) sont par contre beaucoup plus stationnaires sur l'ensemble du domaine d'étude et notamment dans la zone centrale qui correspond à la région de densité maximale du réseau de mesure, donc aux interdistances les plus courtes.

La non stationnarité de $m_x(i)$ constitue une source d'erreur lors de l'inférence du variogramme climatologique. Elle aura une influence sur la pente de la partie linéaire du variogramme et sur la valeur du palier. Il n'est néanmoins pas possible de prendre en compte cette dérive de $m_x(i)$ dans le système de krigeage lors de l'estimation de lames d'eau *horaires* (krigeage universel par exemple), cette dérive liée au relief n'apparaissant que si l'on intègre suffisamment les champs pluvieux dans le temps.

Pour un champ pluvieux horaire, apparaît par contre une non stationnarité beaucoup plus importante liée au phénomène d'intermittence spatiale de ces champs pluvieux horaires, fréquente pour une surface aussi étendue que celle du domaine de 6035 km² utilisé dans cette étude, et que nous nommerons D . La prise en compte de ce phénomène par les méthodes d'estimations géostatistiques a été étudié dans BARANCOURT (1990), BARANCOURT & al. (1992).

L'intermittence des champs pluvieux peut être introduite dans le modèle (III.8) par une fonction discontinue notée $I(k,x)$:

$$\begin{aligned} I(k,x) &= 1 \text{ lorsque le point } x \text{ est situé à l'intérieur d'une zone pluvieuse} \\ I(k,x) &= 0 \text{ lorsque le point } x \text{ est situé en dehors d'une zone pluvieuse.} \end{aligned}$$

Le modèle devient alors :

$$(III.16) \quad S(k,x) = I(k,x) \cdot [A_k \cdot X(k,x) + B_k]$$

La fonction I étant structurée dans l'espace, elle définit ainsi deux sous domaines :

- un sous domaine D_p où la pluie se développe,
- un autre noté D_{np} où il ne pleut pas : $S(k,x) = 0$; $\forall x \in D_{np}$

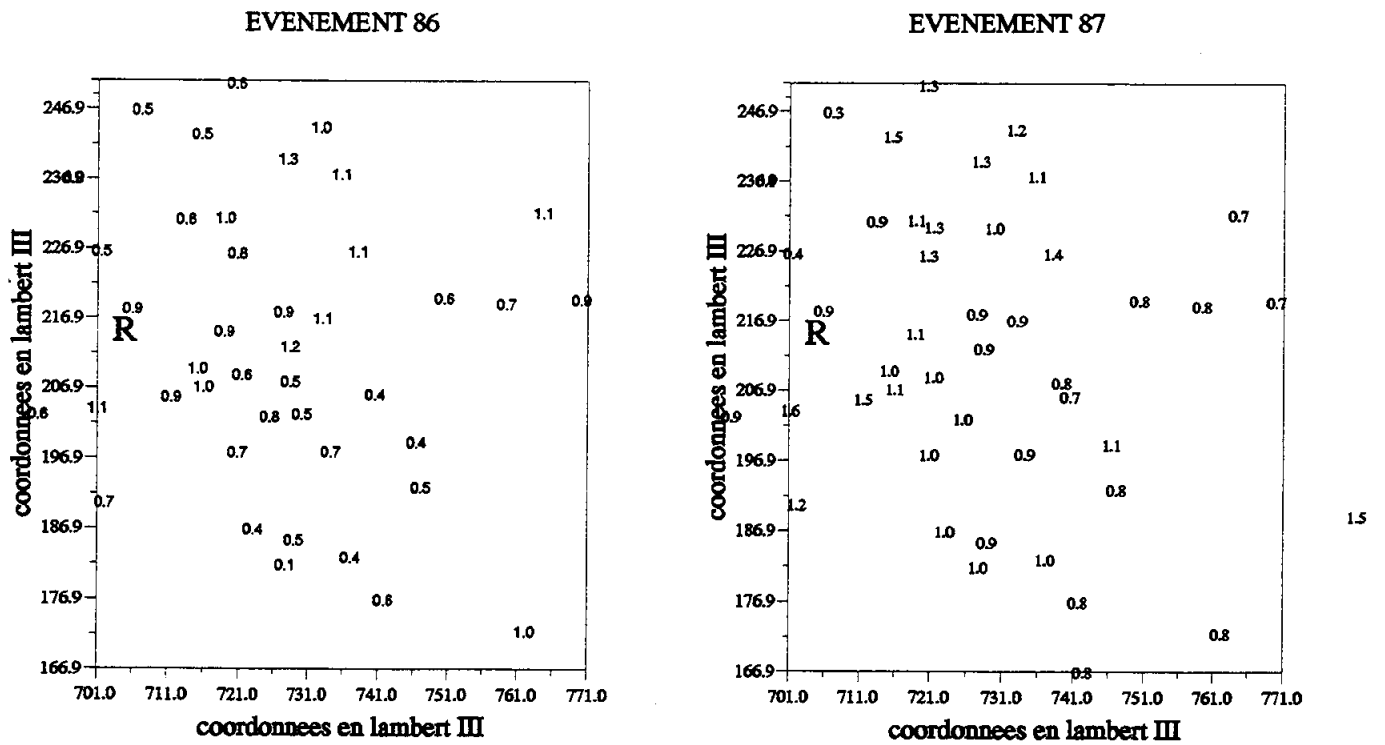
On montre (annexe 4) que la relation entre la variance globale du champ estimée à partir de l'ensemble des points de mesure du réseau de pluviomètres, et la variance du champ à l'intérieur des seules zones pluvieuses, dépend de l'importance de l'intermittence sur le domaine d'étude :

$$(III.17) \quad \text{Var}[S(k,x)] = m_{Ik} \cdot A_k^2 \cdot \text{Var}[X(k,i)] + [A_k \cdot m_{Xk} + B_k]^2 \cdot m_{Ik} \cdot (1 - m_{Ik})$$

avec les moyennes
$$m_{Ik} = \frac{1}{D} \int_D I(k,x) dx = \frac{1}{D} \int_{D_p} dx = \frac{D_p}{D}$$

$$m_{Xk} = \frac{1}{D} \int_D X(k,x) dx = \frac{1}{D_p} \int_{D_p} X(k,x) dx$$

a) valeurs de $\sigma_x(i)$



b) lissage des valeurs

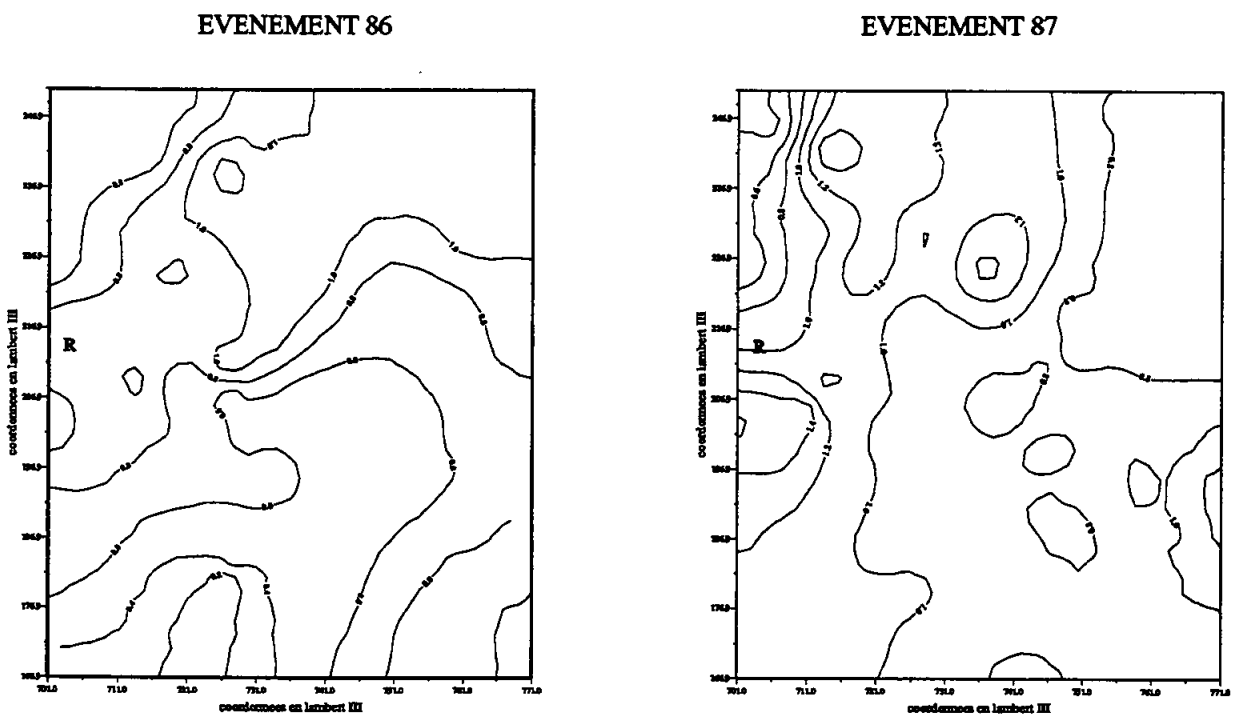


Figure III.7 Ecart-types $\sigma_x(i)$ pour les 48 pluviomètres horaires

Il est possible de prendre en compte cet effet lors de l'inférence du variogramme climatologique $\gamma_X(h)$ en ne prenant en compte que les interdistances h contenues entièrement dans une zone pluvieuse, et en utilisant dans (III.12) la variance σ_k^2 des champs horaires estimée à l'aide des seules mesures situées à l'intérieur de ces zones pluvieuses. Le variogramme inféré caractérise alors la variabilité des intensités de précipitation à l'intérieur d'une zone pluvieuse. L'estimation des intensités de pluie se pratique alors en deux étapes :

- 1) tout d'abord estimer les surfaces effectivement pluvieuses : $I(k,x) > 0$
- 2) procéder ensuite à l'estimation des intensités de pluie à l'intérieur des surfaces pluvieuses.

Le calcul des variances d'estimation pose alors plusieurs problèmes qui ne sont pas résolus de manière satisfaisante. Nous n'essaierons donc pas de traiter ces problèmes d'intermittence lors des estimations de lames d'eau sol, par krigeage d'intermittence par exemple (BARANCOURT, 1990).

Afin de caractériser l'influence de l'intermittence spatiale des champs pluvieux lors de l'inférence des variogrammes climatologiques, nous avons comparé les variogrammes expérimentaux obtenus en tenant compte ou non des couples de valeurs d'intensités nulles. La figure III.8. montre que la seule différence est une légère variation de la valeur du palier. Les variogrammes présentés par la figure III.2. et estimés à partir de l'ensemble des mesures sont donc retenus pour caractériser la structure des champs pluvieux.

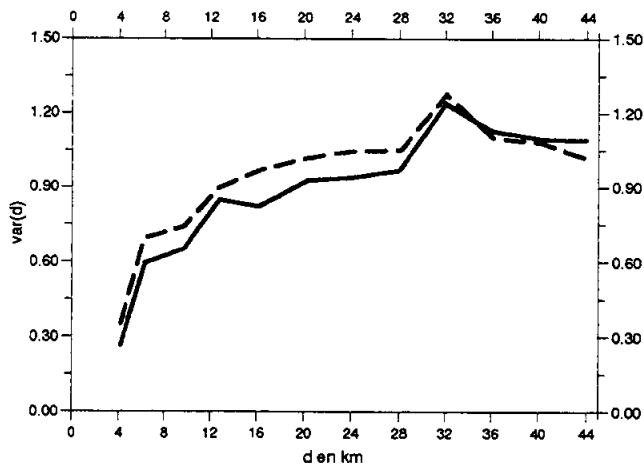
L'intermittence est par contre une limitation à l'utilisation quantitative des variances d'estimation de krigeage simple. En effet, ce calcul selon la relation (III.11) suppose qu'elle ne dépend que du voisinage et de la variance globale du champ. On peut donc supposer qu'en moyenne, pour les bassins situés dans les régions où l'intermittence est la plus développée pour une heure donnée, donc pour des lames d'eau faibles, la variance d'estimation de la lame d'eau est surestimée, et sans doute un peu sous-estimée pour les bassins non concernés par l'intermittence. Cela ne remet néanmoins pas en cause les estimations de lames d'eau.

Afin de s'affranchir de ce problème, lors de l'utilisation des variances d'estimation dans les comparaisons de lames d'eau sol et radar il est possible de ne prendre en compte qu'un ensemble réduit de lames d'eau :

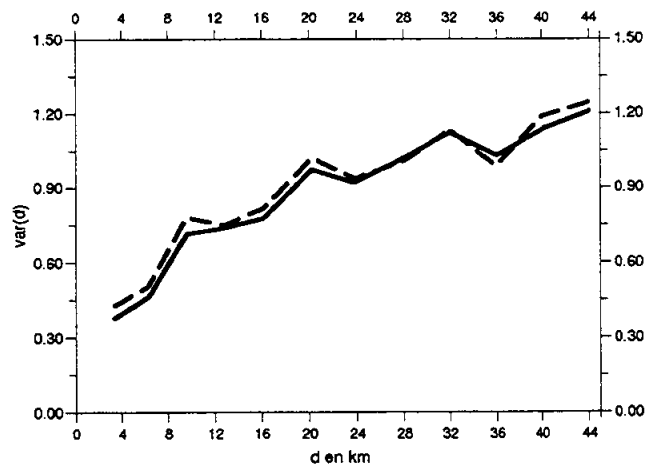
- le bassin correspondant est situé entièrement dans un sous domaine D_p non concerné par l'intermittence, autrement dit : il a plu sur toutes les stations pluviométriques contenues dans ce sous domaine.
- La variance du champ est alors estimée localement sur ces seules stations qui doivent être suffisamment nombreuses (20 à 30 minimum).
- Ce sous domaine est donc centré sur la zone de densité maximale du réseau de mesure au sol et les bassins concernés sont les bassins versants des garrons d'Alès et d'Anduze.

Les comparaisons de lames d'eau sol et radar ne faisant pas intervenir les variances d'estimation peuvent être faites, par contre, sur l'ensemble des heures disponibles.

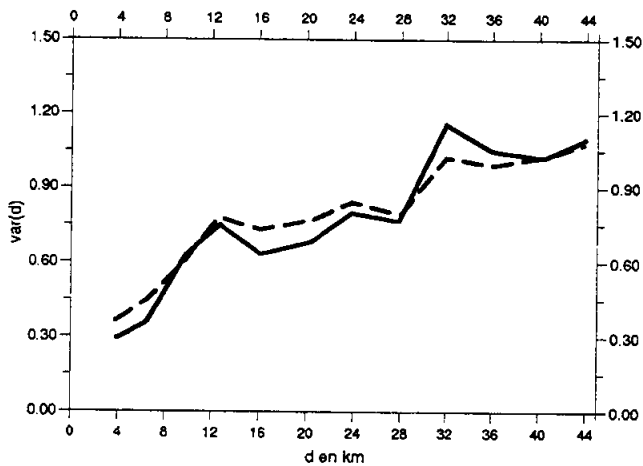
EVENEMENT 86



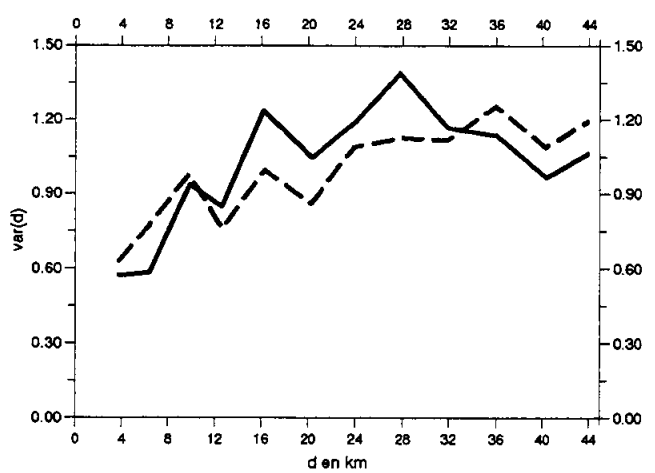
EVENEMENT 87



EVENEMENT 881



EVENEMENT 882



— sans valeurs nulles

- - - avec valeurs nulles

Figure III.8 Influence des valeurs nulles sur le variogramme climatologique expérimental

Sensibilité des estimations et variances d'estimations au modèle de variogramme :

Le variogramme climatologique est un modèle moyen décrivant la structure des champs pluvieux horaires de l'ensemble d'un événement. S'il n'est pas ajusté au mieux, ou s'il existe de petites différences entre ce modèle et le variogramme optimal pour une heure donnée, quelle est l'influence de ces écarts sur les résultats du krigeage ?

Sur les valeurs estimées $S(k)^*$:

Pour un modèle de variogramme sphérique, les estimations $S(k)^*$ sont insensibles à une erreur sur la valeur du palier. Elles sont par contre sensibles à une erreur sur les valeurs de la portée et de la pépité, mais les écarts sur les valeurs estimées $S(k)^*$ dépendent alors de la configuration géométrique des points de mesures pris en compte dans le système de krigeage et de la répartition des intensités pluvieuses sur ce voisinage. STEIN ET HANDCOK (1989) montrent néanmoins que les variations des estimations par krigeage sont faibles pour de petites variations de la structure du variogramme, notamment lorsque le nombre d'observations est important.

Sur la variance d'estimation $Var[S^* - S] = \sigma_k^2 \cdot \sigma_{\gamma x}^2(S)$:

La variance d'estimation présente la caractéristique de ne dépendre, pour un voisinage donné, que de la variance du champ σ_k^2 et des paramètres du variogramme.

Elle est très sensible à la valeur du palier (pa), une erreur relative de α % sur la valeur de celui-ci se reportant directement sur la valeur de $Var[S^* - S]$.

Pour les deux autres paramètres, on peut supposer que si le réseau est très dense et la portée (po) importante, une erreur sur la pépité (pe) aura un effet prédominant et inversement dans le cas contraire. Afin de caractériser de manière simple ces effets pour les bassins Cévenols, on a calculé les écarts relatifs sur la valeur de l'écart-type d'estimation résultants d'écarts relatifs sur les valeurs de po et pe . Cela revient à calculer :

$$[\sigma_{\gamma x}'(S) - \sigma_{\gamma x}(S)] / \sigma_{\gamma x}(S)$$

avec:

$$\gamma_x(h) = pe + (pa - pe) \cdot (3h/po - [h/po]^3) / 2$$

$$\gamma_x'(h) = pe' + (pa - pe') \cdot (3h/po' - [h/po']^3) / 2$$

où $po' = po \cdot (1 \pm \beta \%)$ et $pe' = pe \cdot (1 \pm \tau \%)$

Le modèle de variogramme utilisé est le variogramme moyen calé sur les 111 heures de mesures. La valeur de la portée a été modifiée de $\pm 20\%$ et celle de la pépité de $\pm 100\%$ afin de couvrir l'ensemble des écarts possibles :

$$\begin{array}{ll} pa = 0,92 & \\ pe = 0,22 & pe' = 0 \text{ à } 0,44 \\ po = 21 \text{ km} & po' = 16,8 \text{ à } 25,2 \text{ km} \end{array}$$

Les bassins ayant servi à cette étude de sensibilité sont les bassins des Gardons d'Alès et d'Anduze.

BASSIN VERSANT DU GARDON D'ANDUZE

		Ecart relatif sur la valeur de la portée										
		-20%	-16%	-12%	-8%	-4%	0%	+4%	+8%	+12%	+16%	+20%
Ecart relatif sur la valeur de la pépité	-100%	8.	6.	5.	4.	2.	0.	-2.	-5.	-6.	-9.	-11.
	- 80%	8.	6.	5.	4.	2.	-1.	-2.	-4.	-6.	-9.	-12.
	- 60%	8.	6.	5.	4.	2.	-1.	-2.	-4.	-6.	-9.	-11.
	- 40%	8.	6.	5.	4.	2.	0.	-2.	-4.	-6.	-9.	-11.
	- 20%	8.	6.	5.	4.	2.	0.	-2.	-4.	-6.	-9.	-11.
	0%	9.	6.	5.	4.	2.	0.	-1.	-4.	-6.	-8.	-11.
	+ 20%	9.	7.	5.	4.	2.	0.	-2.	-4.	-5.	-8.	-11.
	+ 40%	9.	7.	5.	4.	2.	0.	-1.	-3.	-6.	-8.	-11.
	+ 60%	9.	7.	5.	4.	2.	0.	-1.	-3.	-6.	-8.	-11.
	+ 80%	9.	7.	5.	4.	3.	0.	-1.	-3.	-6.	-8.	-11.
	+100%	9.	7.	5.	5.	3.	0.	-1.	-3.	-5.	-8.	-10.

BASSIN VERSANT DU GARDON D'ALES

		Ecart relatif sur la valeur de la portée										
		-20%	-16%	-12%	-8%	-4%	0%	+4%	+8%	+12%	+16%	+20%
Ecart relatif sur la valeur de la pépité	-100%	10.	8.	5.	3.	1.	0.	-2.	-4.	-5.	-7.	-8.
	- 80%	10.	8.	5.	3.	1.	0.	-2.	-4.	-5.	-6.	-8.
	- 60%	10.	8.	5.	3.	1.	0.	-2.	-4.	-5.	-6.	-8.
	- 40%	10.	8.	5.	3.	2.	0.	-2.	-4.	-5.	-6.	-8.
	- 20%	10.	8.	6.	4.	2.	0.	-2.	-3.	-5.	-6.	-8.
	0%	11.	8.	6.	4.	2.	0.	-2.	-3.	-5.	-6.	-7.
	+ 20%	11.	8.	6.	4.	2.	0.	-2.	-3.	-5.	-6.	-7.
	+ 40%	11.	8.	6.	4.	2.	0.	-1.	-3.	-5.	-6.	-7.
	+ 60%	11.	8.	6.	4.	2.	0.	-1.	-3.	-4.	-6.	-7.
	+ 80%	11.	8.	6.	4.	2.	0.	-1.	-3.	-4.	-6.	-7.
	+100%	11.	8.	6.	4.	2.	0.	-1.	-3.	-4.	-6.	-7.

Figure III.9 Ecart relatif, en %, sur les valeurs de l'écart-type d'estimation en fonction des écarts relatifs sur la portée (de 21 km) et la pépité (égale à .22) du variogramme

Les résultats sont présentés sur la figure III.9. On constate que l'écart-type d'estimation des lames d'eau est totalement insensible à une erreur même importante sur la valeur de la pépité. Cela s'explique par le nombre faible de petites interdistances entre les stations, même pour ces deux bassins situés dans la zone de densité maximale du réseau. Par contre, une erreur de $\beta \%$ sur la valeur de la portée produit une erreur proche de $-\beta/2 \%$ sur la valeur de l'écart-type d'estimation.

3.2. Validation croisée des modèles climatologiques

Il est possible de tester l'adéquation de ces modèles à l'aide des mesures pluviométriques qui ont servi à les déterminer, en vérifiant si les résultats d'interpolations ponctuelles sont bien tels que définis par la théorie. On procède par validation croisée de la manière suivante :

- pour chacun des p champs horaires d'un événement pluvieux, on estime par krigeage la valeur $S(k,i)^*$ en chacune des n stations i , à l'aide des valeurs mesurées aux stations voisines (la station i étant occultée). On estime également la variance d'estimation de cette valeur.
- on calcule ensuite, pour chaque station et chaque champ k , l'erreur d'estimation vraie :

$$\{S(k,i)^* - S(k,i)\}$$

On peut ainsi comparer les erreurs d'estimation, connues dans ce cas, aux distributions théoriques des valeurs de ces erreurs définies par :

$$E[S(k,i)^* - S(k,i)] = 0$$

$$\text{Var}[S(k,i)^* - S(k,i)] = \sigma_k^2 \cdot \sigma_{\gamma x}^2(i)$$

Pour cela, on calcule le critère de comparaison suivant :

$$\varepsilon(k,i) = \frac{\{S(k,i)^* - S(k,i)\}}{\sigma_k \cdot \sigma_{\gamma x}(i)}$$

Si le modèle est correct, la distribution des $n.p$ valeurs de $\varepsilon(k,i)$ doit être gaussienne, de moyenne nulle et d'écart-type égal à 1. La figure III.10 présente ces distributions pour les quatre événements pluvieux étudiés. Elles permettent de confirmer la validité des modèles climatologiques pour tous les événements. Pour l'événement 881 néanmoins, l'écart-type des valeurs de $\varepsilon(k,i)$ légèrement supérieur à 1 traduit peut être une légère sous estimation du palier du variogramme climatologique, assez faible pour cet événement ($p_a = .80$).

EVENEMENT 86

NBRE DE VALEURS RETENUES : 1567
 DONT NB DE VALEURS NULLES : 88
 MOYENNE : 3.19719E-02 EC-TYPE : 0.958578

HISTOGRAMME GLOBAL	EN %
<= -3.50000	0.877193
<= -3.00000	0.493421
<= -2.50000	0.712719
<= -2.00000*	1.37061
<= -1.50000*	2.24781
<= -1.00000**	3.94737
<= -0.50000***	6.96272
<= 0.00000*****	16.6667
<= 0.50000*****	29.6053
<= 1.00000*****	15.5702
<= 1.50000***	5.15351
<= 2.00000*	1.58991
<= 2.50000	0.603070
<= 3.00000	5.48246E-02
<= 3.50000	5.48246E-02
> 3.50000	0.

EVENEMENT 87

NBRE DE VALEURS RETENUES : 1842
 DONT NB DE VALEURS NULLES : 288
 MOYENNE : 3.74485E-02 EC-TYPE : 1.02704

HISTOGRAMME GLOBAL	EN %
<= -3.50000*	1.11434
<= -3.00000	0.484496
<= -2.50000	0.775194
<= -2.00000*	1.21124
<= -1.50000*	2.13178
<= -1.00000**	3.63372
<= -0.50000***	6.73450
<= 0.00000*****	25.5329
<= 0.50000*****	24.4671
<= 1.00000*****	14.4864
<= 1.50000**	4.84496
<= 2.00000*	2.27713
<= 2.50000*	1.06589
<= 3.00000	0.387597
<= 3.50000	4.84496E-02
> 3.50000	4.84496E-02

EVENEMENT 881

NBRE DE VALEURS RETENUES : 868
 DONT NB DE VALEURS NULLES : 107
 MOYENNE : 1.99309E-02 EC-TYPE : 1.13894

HISTOGRAMME GLOBAL	EN %
<= -3.50000*	1.86404
<= -3.00000*	1.20614
<= -2.50000	0.657895
<= -2.00000*	1.31579
<= -1.50000*	1.86404
<= -1.00000**	3.17982
<= -0.50000***	5.15351
<= 0.00000*****	23.9035
<= 0.50000*****	34.7588
<= 1.00000*****	11.1842
<= 1.50000**	4.38596
<= 2.00000*	2.96053
<= 2.50000*	1.75439
<= 3.00000	0.877193
<= 3.50000	0.
> 3.50000	0.109649

EVENEMENT 882

NBRE DE VALEURS RETENUES : 506
 DONT NB DE VALEURS NULLES : 52
 MOYENNE : 3.58893E-02 EC-TYPE : 1.02804

HISTOGRAMME GLOBAL	EN %
<= -3.50000*	1.51515
<= -3.00000	0.378788
<= -2.50000	0.757576
<= -2.00000*	1.70455
<= -1.50000	0.946970
<= -1.00000**	4.35606
<= -0.50000***	4.73485
<= 0.00000*****	19.8864
<= 0.50000*****	42.2348
<= 1.00000*****	12.5000
<= 1.50000**	3.59848
<= 2.00000*	1.51515
<= 2.50000	0.946970
<= 3.00000	0.568182
<= 3.50000	0.
> 3.50000	0.189394

Figure III.10 Distribution des valeurs de $\epsilon(k,i)$ pour les quatres événements pluvieux étudiés

3.3. Conclusion

Les modèles probabilistes utilisés pour l'estimation par krigeage simple des lames d'eau sol présentent des faiblesses, principalement liées à la non stationnarité des champs pluvieux. Cette non stationnarité se traduit surtout par un phénomène d'intermittence spatiale des champs pluvieux **horaires**. Elle affecte peu les valeurs estimées mais principalement les valeurs des variances d'estimation par krigeage qui peuvent ne pas être réalistes, notamment pour les lames d'eau les plus faibles pour lesquelles elles ont tendance à être surestimées.

Ces modèles représentent néanmoins la méthode optimale d'estimation des lames d'eau sol horaires et la seule assortie d'une variance d'estimation crédible si l'on prend certaines précautions. Celles-ci conduisent à se limiter dans le choix des bassins et des champs de précipitations horaires : les lames d'eau ne seront interpolées que sur la région correspondant aux surfaces des bassins définis par la figure III.5 ; les écarts-types d'estimations ne seront calculés que pour les bassins versants des Gardons d'Alès et d'Anduze, ou pour des sous bassins de ce dernier, et uniquement lorsque les champs pluvieux présentent peu d'intermittence ($m_{IK} \geq 0,8$).

La validation croisée en krigeage ponctuel sur l'ensemble des 48 pluviomètres et l'étude de sensibilité de la variance d'estimation aux paramètres du variogramme, permettent alors de considérer les modèles comme valides.

CHAPITRE IV

COMPARAISON DES LAMES D'EAU SOL ET RADAR

1 - DEFINITION DES COMPARAISONS

1.1. Objectifs des comparaisons et choix des bassins

Dans le chapitre III est exposée la nécessité de comparer des valeurs de lames d'eau estimées à partir des mesures du réseau de pluviomètres et du radar, les estimations d'intensités ponctuelles ne correspondant ni au besoin des hydrologues, ni à l'utilisation que l'on peut envisager d'un radar météorologique.

Ces estimations de valeurs spatiales sont réalisées par krigeage simple des mesures pluviométriques (chapitre III) et par moyenne des valeurs des mailles radar pavant la surface d'un bassin. Elles présentent l'avantage d'être beaucoup moins sensibles aux erreurs radar aléatoires ou aux erreurs de mesures des pluviomètres, ainsi que pour le radar, aux erreurs liées à l'advection des gouttes pendant leur chute ou des zones pluvieuses entre deux images radar. Elles introduisent par contre une incertitude liée à l'estimation des lames d'eau à partir des mesures des pluviomètres, mais qui peut être quantifiée par la variance théorique de l'erreur d'estimation par krigeage.

Des lames d'eau horaires pluviométriques et radar, estimées sur les surfaces de bassins versants naturels variant de 40 à 600 km², vont être comparées. Les lames d'eau estimées sur ces bassins à partir des mesures des pluviomètres seront appelées "lames d'eau sol" et celles estimées à partir des images radar "lames d'eau radar". Les lames d'eau horaires sol et radar seront notées respectivement $S(k)$ et $R(k)$, pour l'heure k . Seuls les trois premiers événements pluvieux sont pris en compte (voir conclusion du chapitre II).

Les premiers bassins sont choisis afin que les estimations de lames d'eau sol et radar soient les plus fiables possibles, l'objectif étant de comparer les meilleures estimations de lames d'eau à partir des données radar disponibles, aux estimations de lames d'eau sol les plus représentatives des lames d'eau réelles. Ces bassins sont donc situés :

- dans la zone de densité maximale du réseau des pluviomètres, garantissant la plus faible variance de l'erreur d'estimation des lames d'eau sol. Cette zone peut être définie à partir de la figure III.4.
- en dehors des régions où apparaissent des problèmes de masques du faisceau radar et d'échos de sol, ces zones étant définies par les figures I.9. et I.10.

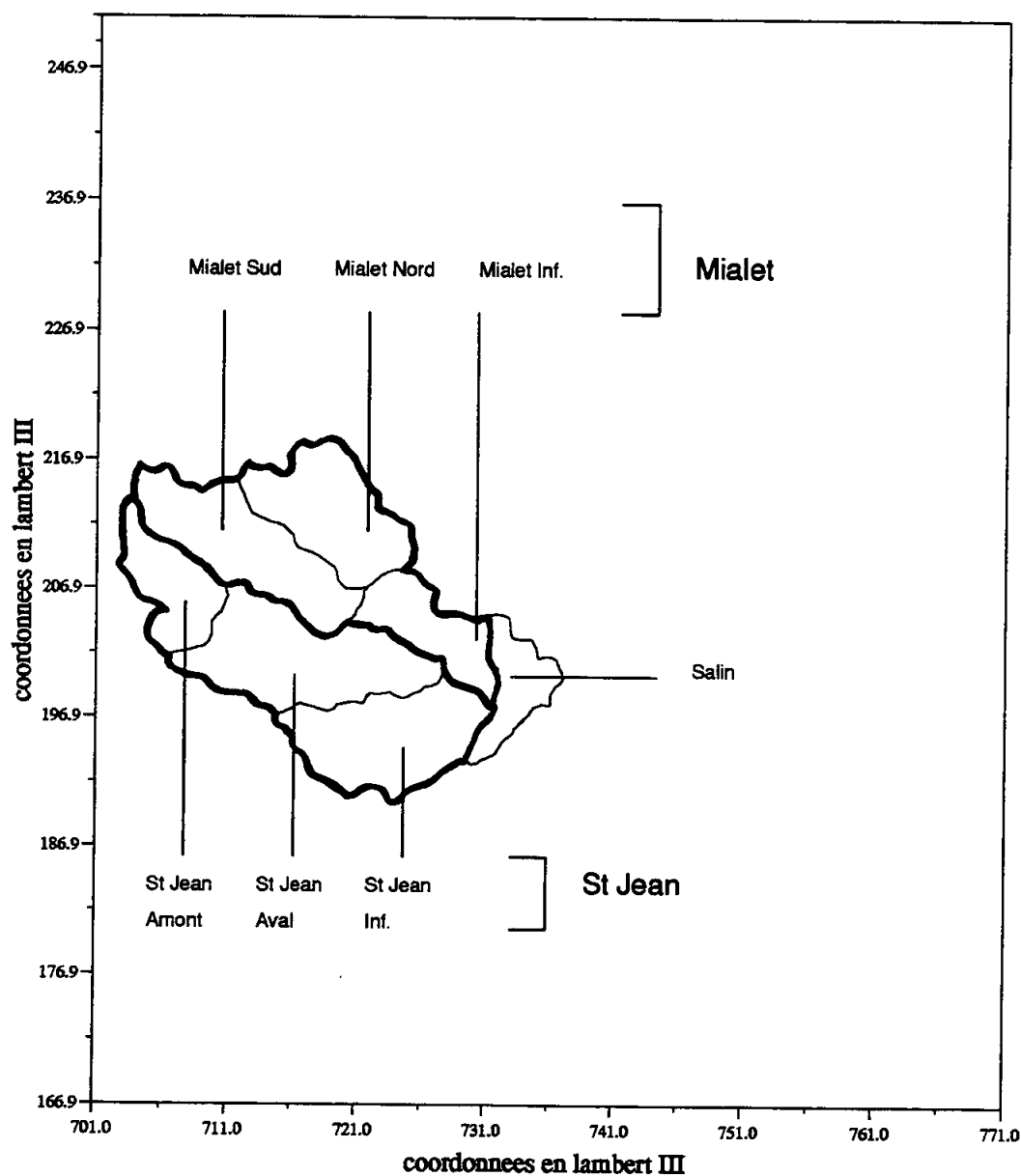


Figure IV.1. Les sous-bassins du Gardon d'Anduze

- assez proches du radar pour que les problèmes de la mesure radar liés à l'augmentation de la distance au radar restent négligeables.

Les bassins répondant à ces contraintes sont les hauts bassins versants des Gardons d'Anduze et d'Alès. Afin de comparer des lames d'eau estimées sur des surfaces plus faibles, le bassin versant du Gardon d'Anduze, répondant le mieux aux critères de qualité des lames d'eau sol et radar, est également décomposé en sept sous bassins, tous situés entre 0 et 35 km du radar, dont six constituent les deux bassins versants des Gardons de Mialet et de St Jean (figure IV.1). L'emboîtement de ces bassins permet ainsi de suivre l'évolution des valeurs des critères de comparaison selon la superficie des bassins pris en compte.

A ces premiers bassins ont été adjoints le haut bassin versant de la Cèze, où le faisceau radar est faiblement masqué sur toute la surface du bassin (de 1 à 40 % de la puissance du faisceau est masquée), et le haut bassin du Vidourle pour lequel la qualité des lames d'eau sol est un peu moins bonne et qui, situé entre 40 et 60 km du radar, est plus sensible aux erreurs radar croissant avec la distance au radar.

La qualité des estimations des lames d'eau sol pour ces différents bassins peut être comparée à partir de la valeur moyenne de l'écart type théorique d'estimation par bassin (tableau IV.1). Celui ci augmente lorsque la surface des bassins diminue ce qui traduit la plus grande variabilité des valeurs des lames d'eau pour les petits bassins que pour les grands.

BASSIN	Surface en km ²	Ecart-type d'estimation en % de l'écart type du champ
ANDUZE	550	12 %
ALES	325	16 %
CEZE	361	20 %
VIDOURLE	593	21 %
St JEAN	271	17 %
MIALET	242	15 %
MIALET Nord	88	21 %
MIALET Sud	100	24 %
MIALET Inférieur	54	18 %
St JEAN Amont	53	38 %
St JEAN Aval	119	19 %
St JEAN Inférieur	99	31 %
SALIN	37	28 %

Tableau IV.1. Ecart-type théorique des erreurs d'estimation par krigeage pour chaque bassin. Il s'agit d'une valeur moyenne pour l'ensemble des heures de tous les événements pluvieux, et en supposant que toutes les stations pluviométriques ont fonctionné.

1.2. Les critères de comparaison

Nous avons utilisé deux types de critères :

- un critère de proximité, permettant de juger des écarts entre les estimations de lames d'eau sol et radar
- un critère de cofluctuation, afin de déterminer la plus ou moins bonne covariation dans le temps des valeurs de ces lames d'eau

Ces deux critères sont choisis parmi les critères les plus classiques et les plus simples à calculer et à interpréter.

Le critère de cofluctuation :

Il s'agit du coefficient de corrélation entre les séries de lames d'eau sol et radar :

$$(IV.1) \quad \rho_{SR} = \frac{\text{Cov} [S(k), R(k)]}{\{\text{Var} [S(k)] \cdot \text{Var} [R(k)]\}^{1/2}}$$

La valeur du coefficient de détermination ρ_{SR}^2 indique directement la part de la variance dans le temps des lames d'eau sol expliquée par les variations des lames d'eau radar (et vice versa).

Le critère de proximité :

Il s'agit d'un des trois critères classiquement calculés sur deux variables à comparer que sont les écarts, écarts relatifs et rapports.

Le critère utilisé dans ce chapitre est le rapport entre les lames d'eau sol et les lames d'eau radar correspondantes. Deux raisons justifient ce choix :

- Nous verrons que les écarts relatifs ou les rapports sont bien adaptés pour décrire les différences entre lames d'eau sol et radar, lorsque ces lames d'eau sont importantes. A partir des rapports, on peut obtenir instantanément la valeur des écarts relatifs à la valeur de la lame d'eau radar en leur retranchant 1 :

$$(S - R) / R = S/R - 1$$

- L'utilisation de ces rapports est souvent admise pour corriger les images radar (annexe1). L'étude de leurs variations dans le temps et l'espace présente donc un double intérêt.

Deux types de rapports sont calculés par bassin :

- des rapports de lames d'eau horaires

$$(IV.2) \quad Q_k = \frac{S(k)}{R(k)} \quad \text{pour l'heure } k$$

- le rapport des lames d'eau totales par événement pluvieux

$$(IV.3) \quad Q_{ev} = \frac{\sum_{k=1}^p S(k)}{\sum_{k=1}^p R(k)} \quad \text{où } p \text{ est le nombre d'heures de l'événement}$$

On peut rappeler rapidement quelques caractéristiques de ces rapports lorsqu'ils sont utilisés comme critères de comparaison :

Le rapport moyen pour un événement pluvieux est équivalent à la moyenne pondérée des p rapports horaires, le poids associé à chaque rapport horaire étant directement fonction de la valeur de la lame d'eau radar $R(k)$ sur le bassin considéré et pour l'heure k donnée :

$$(IV.4) \quad Q_{ev} = \frac{1}{\sum_{k=1}^p R(k)} \cdot \sum_{k=1}^p R(k) \cdot Q_k$$

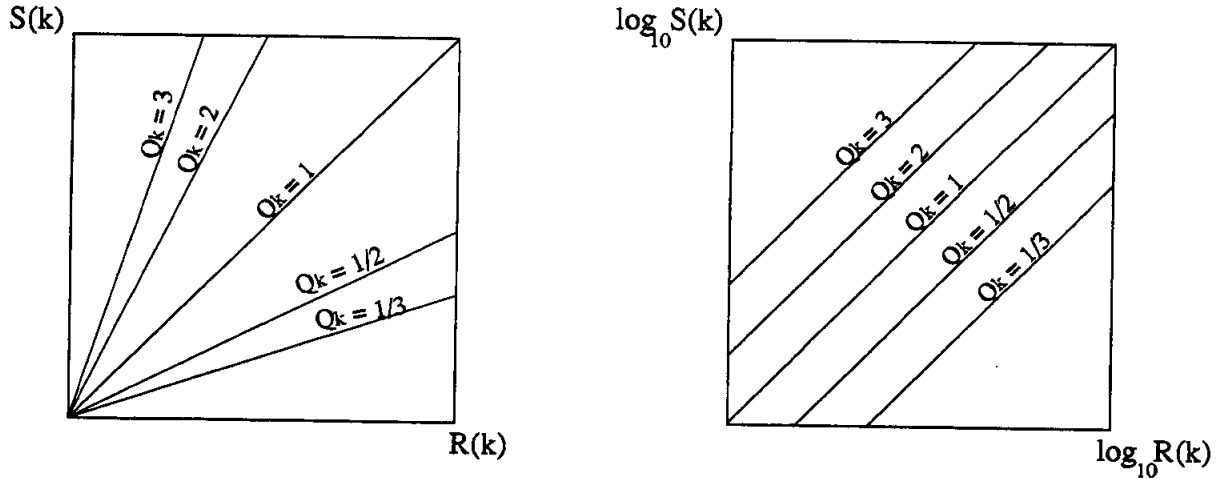
Ce rapport moyen Q_{ev} est donc très peu sensible aux valeurs des rapports horaires calculées pour les lames d'eau faibles, et il est plus particulièrement représentatif des lames d'eau les plus fortes.

De la même manière, on peut remarquer que les rapports de lames d'eau sont une moyenne pondérée des rapports ponctuels $Q(k,i)$ en chacune des n stations pluviométriques i . Par exemple, pour les lames d'eau horaires, on peut écrire :

$$(IV.5) \quad Q_k = \frac{1}{R(k)} \cdot \sum_{i=1}^n [\lambda_i \cdot R(k,i)] \cdot Q(k,i) \quad \text{avec } Q(k,i) = \frac{S(k,i)}{R(k,i)} \quad \text{et } \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

Le poids de chaque rapport ponctuel dans le rapport des lames d'eau est donc fonction de l'intensité pluvieuse $R(k,i)$ en la station, et de la contribution λ_i de cette dernière à la valeur de la lame d'eau pour le bassin considéré.

On peut définir directement la valeur d'un rapport entre deux lames d'eau horaires sur les graphes de corrélation entre les valeurs de ces lames d'eau :



On peut également calculer des rapports moyens en fonction de classes de valeurs des lames d'eau radar $R(k)$. Si la droite de régression linéaire des valeurs de $S(k)$ en fonction de celles de $R(k)$ a pour équation :

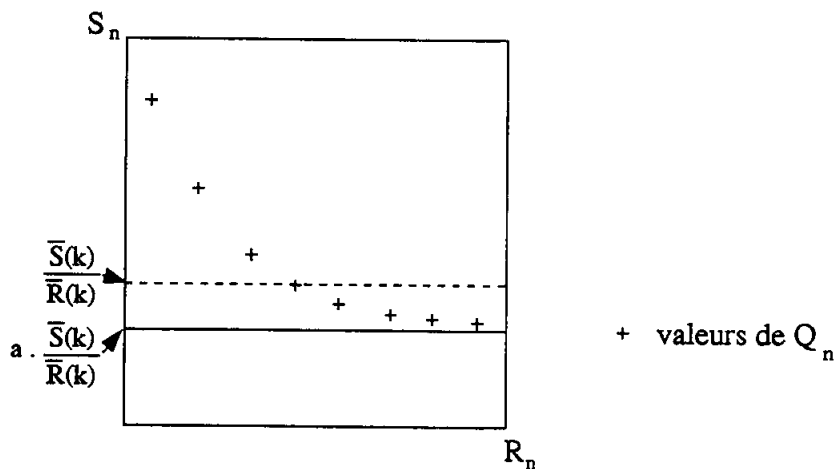
$$E [S(k)/R(k)] = a \cdot R(k) + b$$

$$\text{avec } a = \sigma_S / \sigma_R \cdot \rho_{SR}$$

$$b = \bar{S}(k) - a \cdot \bar{R}(k)$$

on montre alors que l'espérance d'un rapport moyen Q_n entre la moyenne R_n des lames d'eau radar appartenant à la classe n , et la moyenne S_n des lames d'eau sol correspondantes dépend des paramètres 'a' et 'b' de la droite de régression de S sachant R , donc du coefficient de corrélation ρ_{SR} entre les lames d'eau sol et radar :

$$E [Q_n] = E [S_n/R_n] = a + b/R_n$$



De même, l'espérance d'un rapport calculé en fonction de classes de valeurs des lames d'eau sol dépend des paramètres de la droite de régression de R sur S .

1.3. Plan du chapitre

Les estimations sol et radar des lames d'eau totales par événement précipitées sur la surface des bassins sont comparées dans le paragraphe IV.2.

Le paragraphe IV.3 présente tout d'abord l'évolution des lames d'eau horaires sol et radar sur les bassins versants, en précisant les liens existant entre les lames d'eau des différents bassins. Les lames d'eau sol et radar sont ensuite comparées pour chaque bassin selon les critères définis.

Le paragraphe IV.4 s'applique à expliquer les variations des valeurs de Q_k au cours des événements pluvieux et entre bassins voisins. La part de ces variations non significative d'erreurs d'estimation par radar est d'abord précisée, en tenant compte des limites de critères comme les rapports Q_k (§ IV.4.1), et de la variance des erreurs d'estimations des lames d'eau sol (§ IV.4.2). Les effets des principales sources d'erreurs de la mesure radar sur les valeurs de Q_k sont ensuite estimés (§ IV.4.3), puis comparés aux variations observées de Q_k (§ IV.4.4).

On conclut dans le paragraphe IV.5.

2 - ANALYSE DES RAPPORTS DE LAMES D'EAU TOTALES PAR EVENEMENT

La comparaison des lames d'eau totales permet de s'assurer que les lames d'eau sol et radar représentent sur l'ensemble d'un événement pluvieux la même quantité de précipitations sur la surface définie par un bassin. Les lames d'eau sol totales représentant bien les apports réels sur les bassins présentés, cette équivalence est primordiale pour une application quantitative des images radar en hydrologie.

La correction du mauvais étalonnage électronique du radar faisant intervenir la moyenne des mesures non nulles de 27 stations pluviométriques (chapitre II), cette équivalence devrait être assez bien respectée sur l'ensemble des bassins et les rapports Q_{ev} devraient avoir une valeur proche de 1. Il est néanmoins intéressant de vérifier ce qu'il en est pour les différents bassins.

2.1. Valeurs de Q_{ev} par bassin

Le tableau IV.2. présente les valeurs de Q_{ev} pour les trois événements pluvieux et les quatre grands bassins.

Pour les bassins versants des Gardons d'Alès et d'Anduze et le bassin du Vidourle, ces rapports de lames d'eau sont compris entre 7/8 et 8/7, ce qui correspond à des écarts relatifs faibles de +14 à -12 % sur la valeur de la lame d'eau radar totale. Ces écarts sont néanmoins croissants avec la distance du bassin au radar, qui correspond à une diminution de la fiabilité des images radar et des valeurs des lames d'eau sol (tableau IV.1).

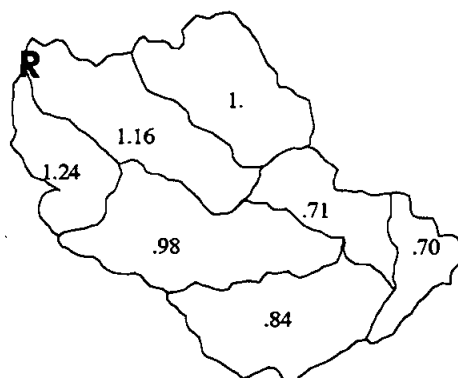
BASSINS	EVENEMENTS		
	86	87	881
ANDUZE	.99	1.06	1.08
ALES	.96	1.10	1.14
CEZE	1.24	1.30	.96
VIDOURLE	.93	.88	1.14

Tableau IV.2. Rapports des lames d'eau totales par événement pour les grands bassins

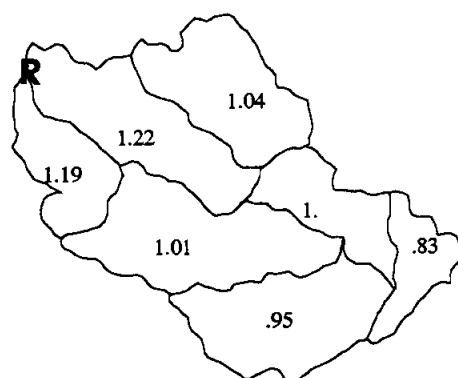
SOUS BASSINS	EVENEMENTS		
	86	87	881
MIALET	1.0	1.10	1.04
ST JEAN	.99	1.03	1.16
MIALET No.	1.0	1.04	1.0
MIALET Su.	1.16	1.22	1.09
MIALET In.	.71	1.0	.99
ST JEAN Am.	1.24	1.19	1.30
ST JEAN Av.	.98	1.01	1.08
ST JEAN In.	.84	.95	1.25
SALIN	.70	.83	1.18

Tableau IV.3. Rapports des lames d'eau totales par événement pour les sous-bassins du Gardon d'Anduze

EVENEMENT 86



EVENEMENT 87



EVENEMENT 881

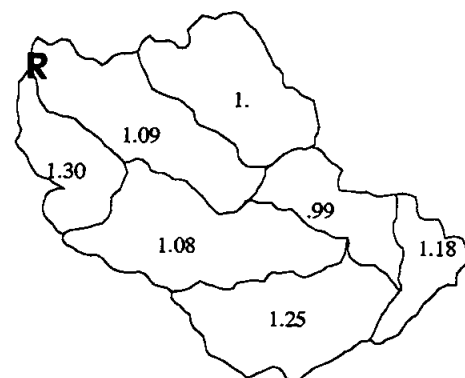


Figure IV.2. Valeurs de Q_{ev} pour les sous bassins du Gardon d'Anduze

Les valeurs de Q_{ev} obtenues pour le bassin de la Cèze conduisent par contre à poser la question de la qualité du traitement des zones masquées dont l'effet pourrait avoir été sous estimé en 1986 et 1987. Le site moyen du faisceau radar utilisé en 1988 étant légèrement supérieur à celui des deux années précédentes, 1.3° au lieu de 1.1° , le bassin est moins masqué en 1988 ce qui peut expliquer la meilleure concordance des lames d'eau totales pour l'événement 881.

Les valeurs des rapports Q_{ev} calculés pour les sous bassins inclus dans le bassin versant du Gardon d'Anduze (tableau IV.3.) sont plus variables que celles obtenues pour les grands bassins et correspondent à des écarts relatifs qui peuvent atteindre $\pm 30 \%$.

Néanmoins, si l'on tient compte de la localisation de ces sous bassins, on constate une certaine cohérence spatiale des valeurs de Q_{ev} par événement pluvieux (figure IV.2) :

pour les événements 1986 et 1987, les valeurs diminuent avec la distance au radar. Cette distance correspond également à une augmentation de la distance au relief, qui s'accompagne d'une diminution des valeurs des lames d'eau moyennes sur ces sous bassins. Il est donc difficile d'interpréter plus avant ces variations. On constate par contre que les valeurs de Q_{ev} pour les bassins versants de Mialet et de St Jean, qui regroupent les sous bassins précédents selon une direction radiale au radar (et au relief), sont très proches des valeurs obtenues globalement pour le bassin Anduze.

2.2. Validité des lames d'eau radar totales

Cette comparaison des lames d'eau totales sol et radar apporte plusieurs enseignements :

- elle permet tout d'abord de constater la bonne correspondance entre ces lames d'eaux totales pour les trois grands bassins Alès, Anduze et Vidourle, et cela pour les trois événements pluvieux. Les lames d'eau de ces trois événements seront donc regroupées en un seul ensemble et il ne sera plus fait de différence entre ces événements pluvieux lors des comparaisons des lames d'eau horaires.

- la sous estimation des lames d'eau radar pour le bassin de la Cèze en 1986 et 1987 peut conduire à poser la question de la qualité du traitement des zones masquées. Nous verrons néanmoins dans le chapitre V qu'il peut exister d'autres explications à cette sous estimation.

- la variabilité des valeurs de Q_{ev} obtenues pour les sous bassins du Gardon d'Anduze pourrait être attribuée à une sensibilité plus importante des lames d'eau sol de ces petits bassins aux problèmes d'échantillonnage des champs pluvieux : il n'y a par exemple qu'un seul pluviomètre sur la surface des bassins St Jean amont et St Jean inf., et en position très excentrée (en bordure du bassin). Les lames d'eau radar sur ces petites surfaces sont également plus sensibles aux erreurs radar dues aux phénomènes d'advection et le sous bassin St Jean amont est également masqué en partie sur 40 % de sa surface.

L'organisation spatiale des valeurs de Q_{ev} pour ces sous bassins en 1986 et 1987 laisse supposer qu'elles peuvent également être liées à des erreurs radar fonction de la distance au radar ou à des erreurs liées à l'intensité pluvieuse.

3 - COMPARAISON DES LAMES D'EAU HORAIRES

3.1. Evolution des lames d'eau horaires sol et radar sur les bassins

La figure IV.3 présente les valeurs des lames d'eau sol et radar pour l'ensemble des heures des trois événements pluvieux et les quatre grands bassins versants. Les évolutions de ces lames d'eau dans le temps sont assez proches pour les bassins Cèze, Alès et Anduze. Le bassin du Vidourle se distingue par contre par des lames d'eau plus faibles (voire nulles) mais dont les valeurs maximales se produisent aux mêmes périodes que pour les autres bassins, ce qui permet de conclure à **une bonne homogénéité des variations de l'activité pluvieuse sur l'ensemble des quatre bassins.**

Les coefficients de corrélation entre les valeurs des lames d'eau sol ou radar estimées sur ces différents bassins (tableaux IV.4.) permettent de quantifier la cofiluctuation des lames d'eau entre bassins. La hiérarchie des liens entre bassins établie par ces coefficients est identique pour les lames d'eau sol et radar. D'un grand bassin à un autre les lames d'eau radar cofiluctuent un peu mieux que les lames d'eau sol, ce qui peut être dû :

- aux erreurs d'estimation des lames d'eau sol qui diminuent la cofiluctuation réelle des lames d'eau sol de deux bassins si ces erreurs sont décorréliées d'un bassin à un autre;
- à d'éventuelles erreurs radar constantes dans l'espace qui renforcent la cofiluctuation temporelle des lames d'eau horaires entre les différents bassins.

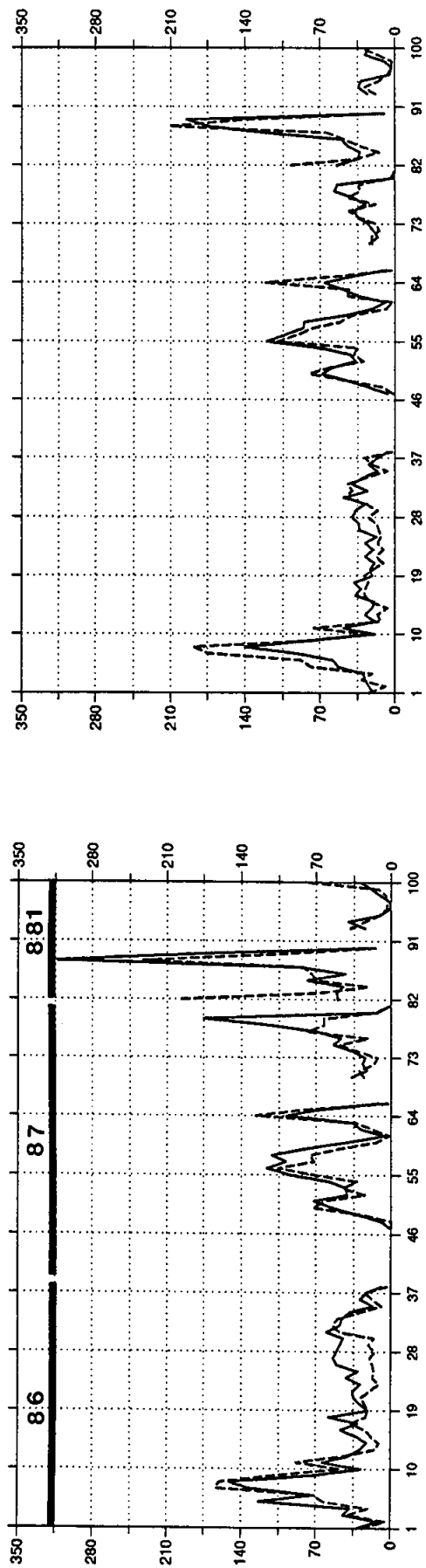
CEZE	.47		
ALES	.64	.96	
ANDUZE	.54	.77	.85
	VIDOURLE	CEZE	ALES

Tableau IV.4.a. Coefficients de corrélation entre les lames d'eau radar horaires des différents bassins

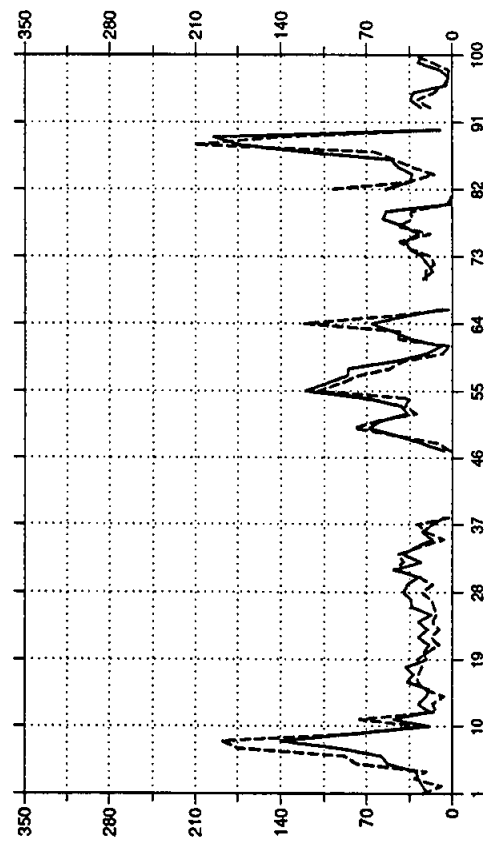
CEZE	.51		
ALES	.66	.86	
ANDUZE	.56	.61	.75
	VIDOURLE	CEZE	ALES

Tableau IV.4.b. Coefficients de corrélation entre les lames d'eau sol horaires des différents bassins

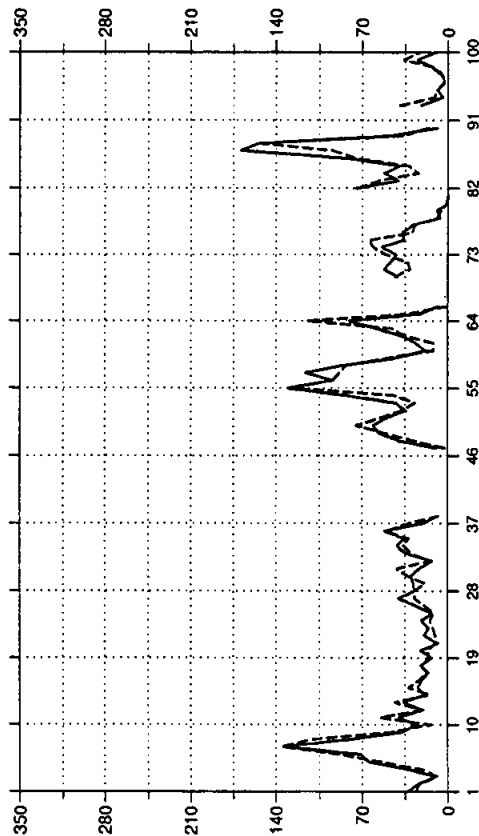
BASSIN CEZE



BASSIN ALES



BASSIN ANDUZE



BASSIN VIDOURLE

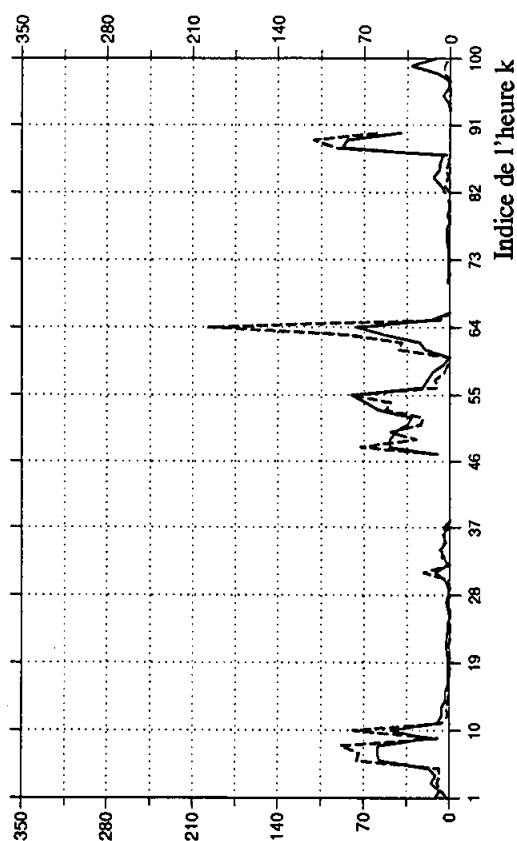


Figure IV.3. Lames d'eau sol et radar des quatre grands bassins (en 10^3 mm de mm)

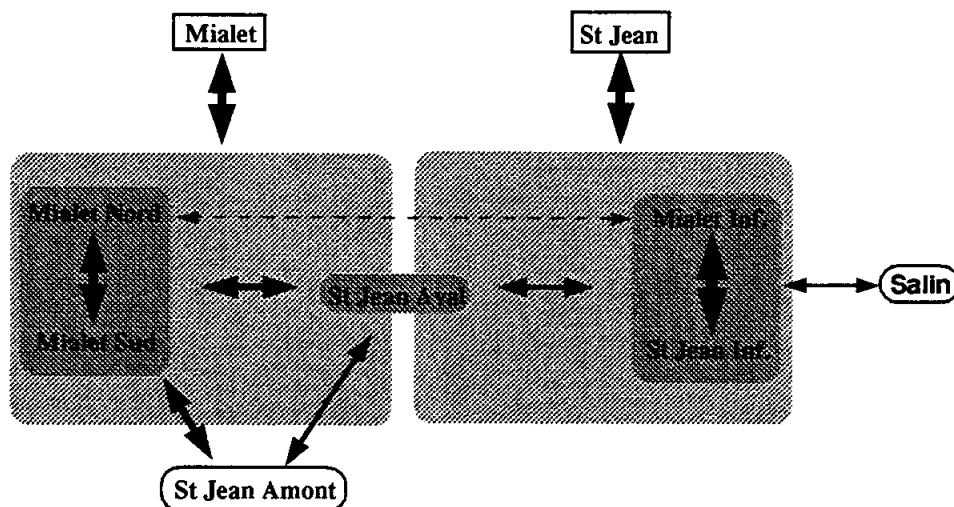
— Lames d'eau sol (en 10^3 mm)

--- Lames d'eau radar (en 10^3 mm)

Les valeurs des lames d'eau des sous bassins du Gardon d'Anduze sont en général assez corrélées à celles des lames d'eau du bassin Anduze lui-même (tableaux IV.5.). Par contre, entre les sept sous bassins, les séries de lames d'eau sol ou radar sont d'autant plus corrélées d'un bassin à un autre que ces bassins sont proches les uns des autres.

Les décalages en temps et les écarts en intensité des valeurs maximales des lames d'eau peuvent être liés à la localisation et l'intensité des zones pluvieuses sur les images radar horaires; l'évolution en intensité et les déplacements des structures pluvieuses *horaires* de faibles dimensions peuvent alors expliquer certaines faibles co-fluctuations des lames d'eau estimées sur des surfaces inférieures à 100 km² (figure IV.4.). L'orientation selon une direction privilégiée Ouest → Est des déplacements de certaines de ces structures, notamment celles liées au passage des fronts froids, combinée avec la localisation et la forme des différents bassins, explique les corrélations privilégiées entre les lames d'eau des bassins St Jean et Mialet et les lames d'eau de certains petits sous bassins même non inclus dans ceux-ci, ainsi qu'entre les lames d'eau des sept petits sous bassins.

Les évolutions dans le temps des lames d'eau horaires relevées sur les petits sous bassins du Gardon d'Anduze peuvent donc être assez peu corrélées d'un sous bassin à un autre à cause de l'importante variabilité spatiale des précipitations relevées pendant une heure donnée. L'intégration spatiale plus importante des grands bassins filtre une partie de cette variabilité.



Hiérarchie des liens entre les lames d'eau sol ou radar des sous bassins du Gardon d'Anduze

ST JEAN inf.	.60	Lames d'eau radar							
ST JEAN Av.	.39	.75							
St JEAN Am.	.26	.25	.60						
MIALET Inf.	.55	.95	.69	.20					
MIALET Sud	.16	.30	.77	.73	.25				
MIALET Nord	.20	.45	.77	.51	.45	.88			
MIALET	.35	.67	.89	.58	.66	.87	.95		
St JEAN	.53	.89	.95	.61	.83	.65	.68	.86	
ANDUZE	.55	.84	.95	.61	.83	.75	.80	.94	.97
	SALIN	st JEAN Inf.	st JEAN Av.	st JEAN Am.	MIALET Inf.	MIALET Sud	MIALET Nord	MIALET	st JEAN

ST JEAN inf.	.73	Lames d'eau sol							
ST JEAN Av.	.32	.77							
St JEAN Am.	.03	.30	.73						
MIALET Inf.	.64	.94	.74	.26					
MIALET Sud	.08	.42	.85	.87	.44				
MIALET Nord	.20	.50	.82	.65	.58	.91			
MIALET	.29	.64	.91	.72	.70	.93	.97		
St JEAN	.48	.87	.97	.71	.82	.78	.75	.87	
ANDUZE	.47	.82	.97	.71	.81	.86	.87	.95	.97
	SALIN	st JEAN Inf.	st JEAN Av.	st JEAN Am.	MIALET Inf.	MIALET Sud	MIALET Nord	MIALET	st JEAN

Tableaux IV.5. Coefficients de corrélation entre les lames d'eau des sous bassins du Gardon d'Anduze

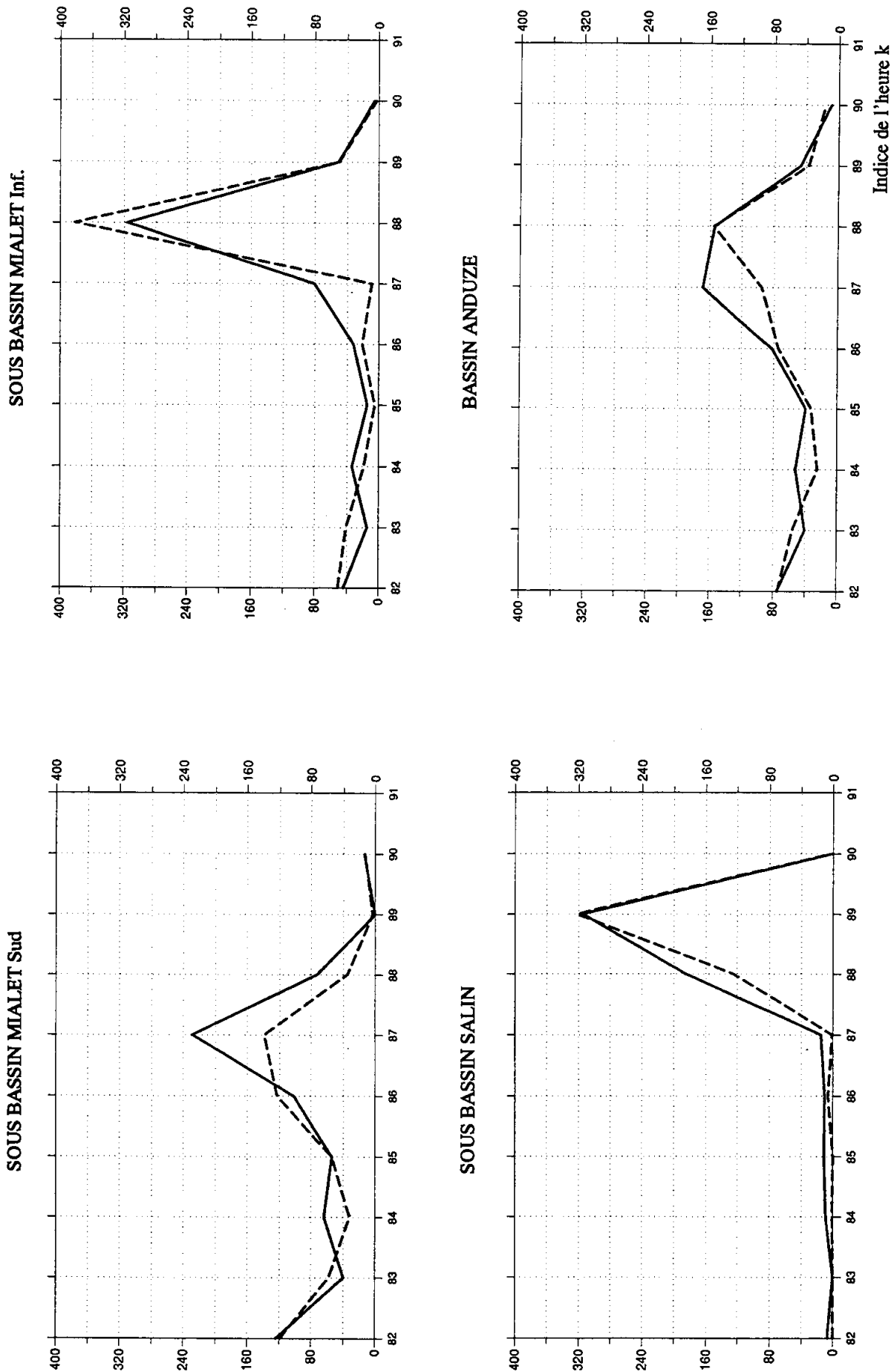


Figure IV.4. Lames d'eau sol et radar pour le bassin Anduze et trois de ses sous bassins pendant le passage du front froid de l'événement 881.

3.2. Cofluctuation des lames d'eau sol et radar

Le coefficient de corrélation entre les séries de lames d'eau sol et radar est proche de 0,9 pour tous les bassins et sous bassins, à l'exception du bassin de la Cèze et du sous bassin St Jean amont (tableau IV.6). Les valeurs des lames d'eau sol et radar cofluctuent donc assez bien : près de 80 % de variance commune pour les grands bassins et de 70 à 90 % pour les sous bassins du Gardon d'Anduze.

On peut envisager deux modèles simples pour expliquer les différences entre lames d'eau sol et radar, selon que les écarts sont proportionnels ou non aux valeurs des lames d'eau :

modèle M1 (IV.6) $S(k) = R(k) + e(k)$

modèle M2 (IV.7) $S(k) = R(k) \cdot (1 + e_r(k))$

soit $\log_{10} S(k) = \log_{10} R(k) + \log_{10} (1 + e_r(k))$

où $e(k)$ et $e_r(k)$ sont des termes d'erreur et d'erreur relative fonction du temps et du bassin, et indépendants des valeurs des lames d'eau.

Aucune hypothèse n'est faite pour l'instant sur la distribution des valeurs de $e(k)$ et $e_r(k)$. On peut néanmoins écrire :

$$\frac{1}{p} \cdot \sum_{k=1}^p e(k) = \frac{1}{p} \cdot \sum_{k=1}^p [R(k) - S(k)] = \frac{1}{p} \cdot \sum_{k=1}^p R(k) \cdot \left[\frac{\sum_{k=1}^p S(k)}{\sum_{k=1}^p R(k)} - 1 \right]$$

et

$$\frac{1}{p} \cdot \sum_{k=1}^p e_r(k) \cdot R(k) = \frac{1}{p} \cdot \sum_{k=1}^p [R(k) - S(k)] = \frac{1}{p} \cdot \sum_{k=1}^p R(k) \cdot \left[\frac{\sum_{k=1}^p S(k)}{\sum_{k=1}^p R(k)} - 1 \right]$$

où p est le nombre total d'heures prises en compte pour les trois événements pluvieux.

Les rapports des lames d'eau totales par événement proches de 1 permettent d'estimer que la valeur du terme entre crochets est proche de zéro et que la moyenne des erreurs, qu'elles soient proportionnelles ou non aux valeurs des lames d'eau, est faible pour la plupart des bassins et sous bassins.

Pour déterminer lequel des deux modèles représente le mieux ces différences entre lames d'eau sol et radar, on a tracé sur la figure IV.5 les graphes de corrélation entre les valeurs ou les logarithmes des valeurs de ces lames d'eau. Sauf pour les lames d'eau très faibles, c'est le modèle M2 qui décrit le mieux la relation entre $S(k)$ et $R(k)$, les écarts entre les lames d'eau croissants avec les intensités.

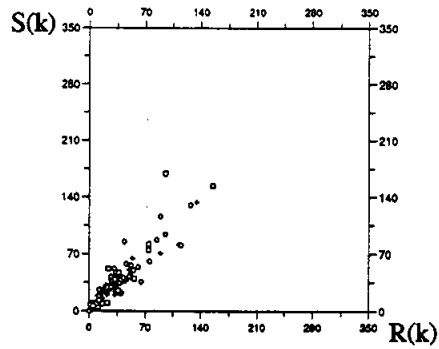
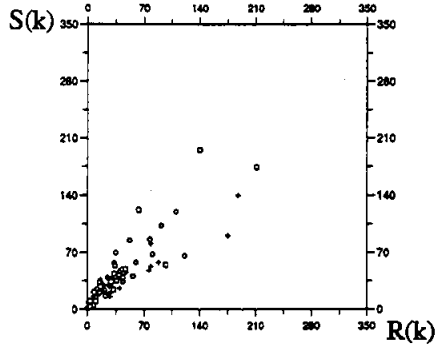
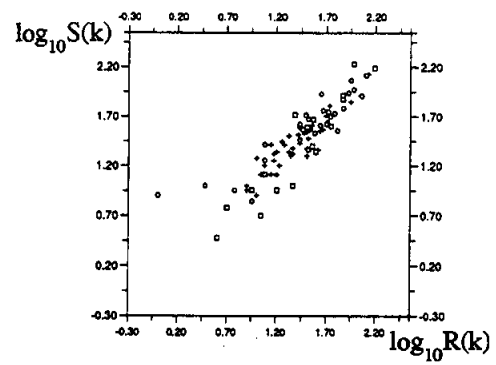
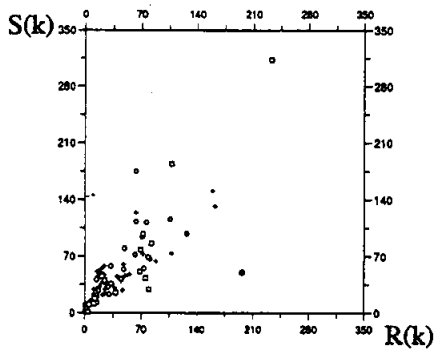
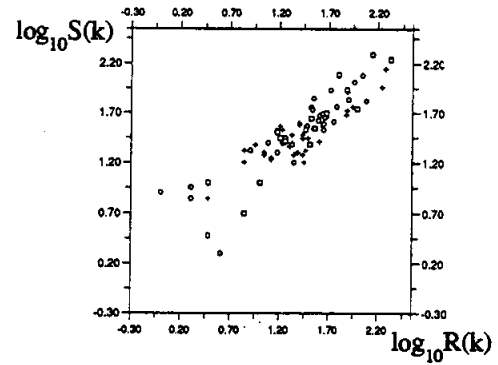
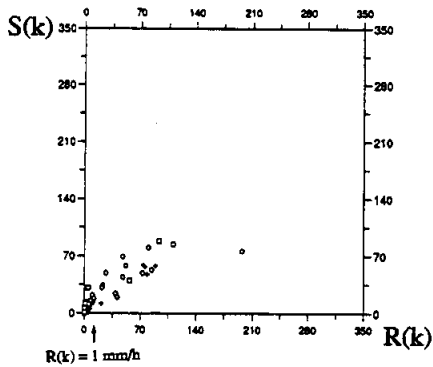
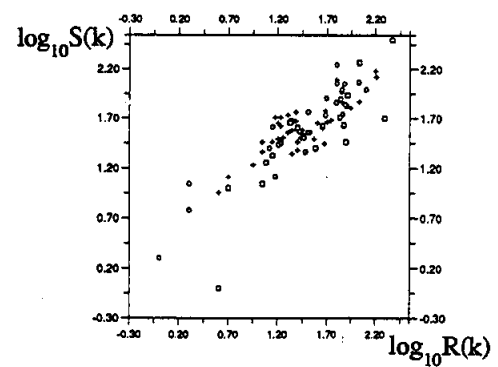
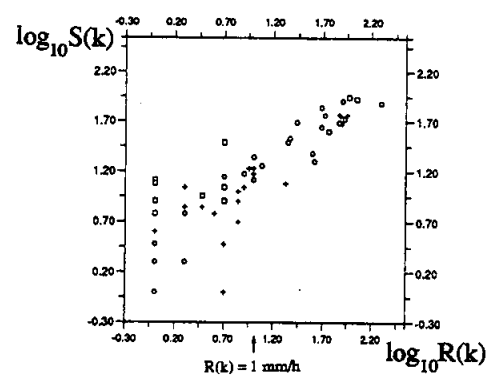
Les écarts entre lames d'eau sol et lames d'eau radar augmentent donc avec les valeurs de ces lames d'eau et les rapports de lames d'eau horaires peuvent être décrits par le modèle suivant :

$$(IV.8) \quad Q_k = \frac{S(k)}{R(k)} = 1 + e_r(k)$$

où l'erreur relative $e_r(k)$ est indépendante des valeurs des lames d'eau.

BASSINS	Coefficients de corrélation
ANDUZE	.91
ALES	.87
CEZE	.79
VIDOURLE	.90
ST JEAN	.91
MIALET	.88
ST JEAN Amont	.68
MIALET Sud	.88
MIALET Nord	.85
ST JEAN Aval	.86
ST JEAN Inf.	.95
MIALET Inf.	.92
SALIN	.93

**Tableau IV.6. Coefficients de corrélation entre les estimations de lames d'eau sol et radar
(nombre de couples d'heures : 87)**

Bassin
AnduzeBassin
AlèsBassin
CèzeBassin
Vidourlea) $S(k) = f[R(k)]$ b) $\log_{10} S(k) = f[\log_{10} R(k)]$ **Figure IV.5. Graphes de corrélation entre lames d'eau sol et radar (en $1/10^{\text{ème}}$ mm)**

o événement 86

+ événement 87

□ événement 881

3.3. Rapports des lames d'eau horaires sol et radar

Les valeurs des rapports Q_k , présentées par la figure IV.6 pour chaque grand bassin, sont très variables d'une heure à la suivante pour tous ces bassins. Elles le sont plus encore pour les sept petits sous bassins du Gardon d'Anduze.

Les valeurs de Q_k pour une heure donnée, sont également très variables d'un bassin ou sous bassin à un autre, ou du bassin Anduze à ses sous bassins.

Les distributions de ces valeurs sont présentées par bassin par les histogrammes de la figure IV.7. L'étendue des variations de ces valeurs est de :

- 0 à 8 pour les grands bassins (sauf pour le bassin Vidourle où max = 13)
- 0 à 23 pour les sept petits sous bassins

Sauf pour le bassin Anduze et ses sous bassins, le nombre des rapports supérieurs à 1 est beaucoup plus important que le nombre des rapports inférieurs à 1.

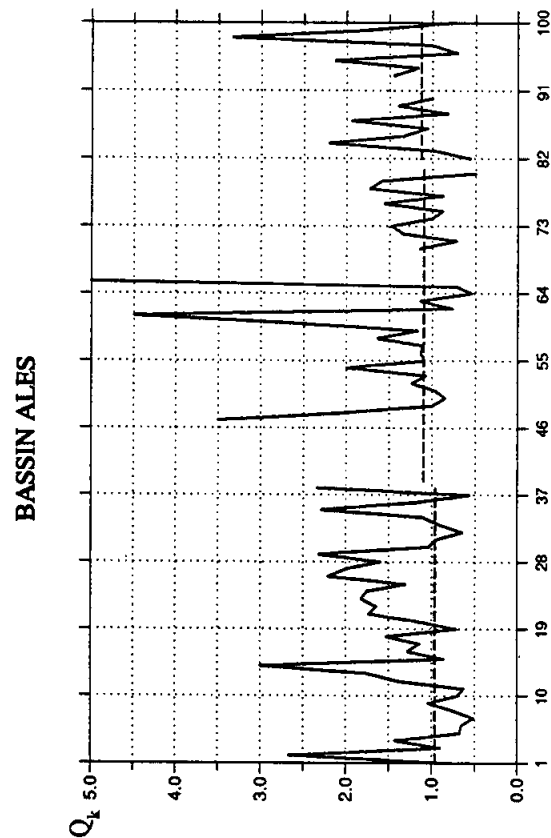
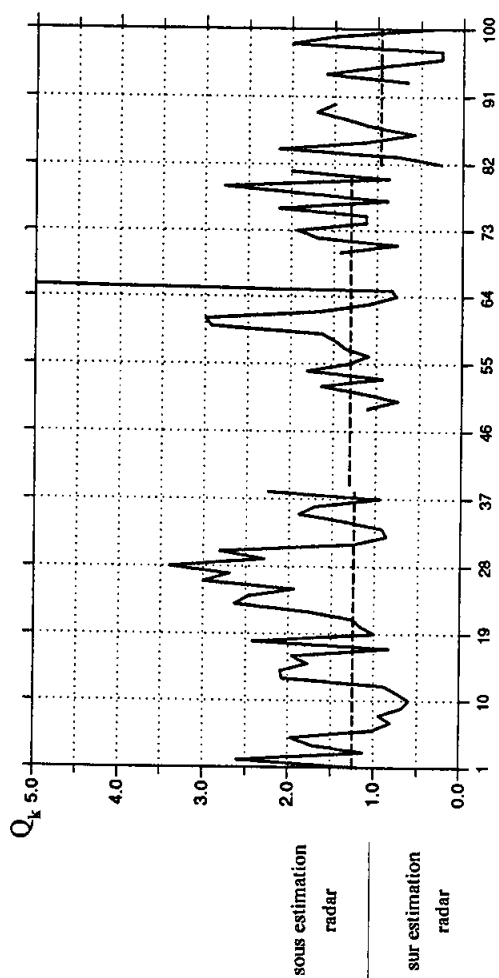
La bonne co-fluctuation des lames d'eau sol et radar incite néanmoins à interpréter ces variations très importantes des rapports Q_k avec prudence. On peut en effet identifier au moins deux sources de variations des valeurs de Q_k indépendantes de la mesure radar :

- la grande variabilité des valeurs des rapports lorsqu'ils sont calculés pour des lames d'eau très faibles, ce critère n'ayant alors plus aucun sens
- l'erreur d'estimation des lames d'eau sol qui influe sur la valeur des rapports.

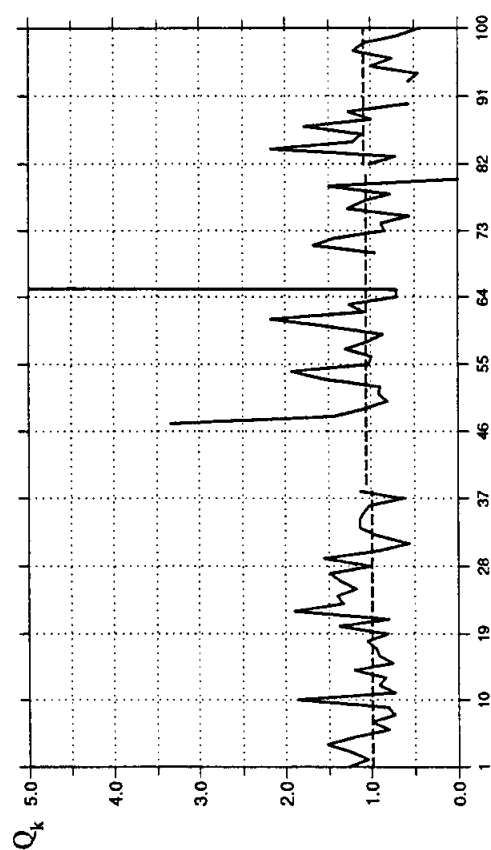
L'importance de ces deux causes dans les variations des valeurs de Q_k doit donc être déterminée afin de définir dans quelle mesure les valeurs différentes de 1 peuvent être attribuables à des erreurs de la mesure radar.

Si ces deux sources de variations indépendantes de la mesure radar n'influent pas de manière prépondérante sur les valeurs des rapports horaires, les variations de ceux-ci dans le temps et l'espace (entre différents bassins) doivent ensuite être étudiées afin d'identifier les sources d'erreurs radar pouvant être mises en cause, et donc les corrections à apporter aux estimations de lames d'eau radar et aux images radar elles-mêmes.

BASSIN CEZE



BASSIN ANDUZE



BASSIN VIDOURLE

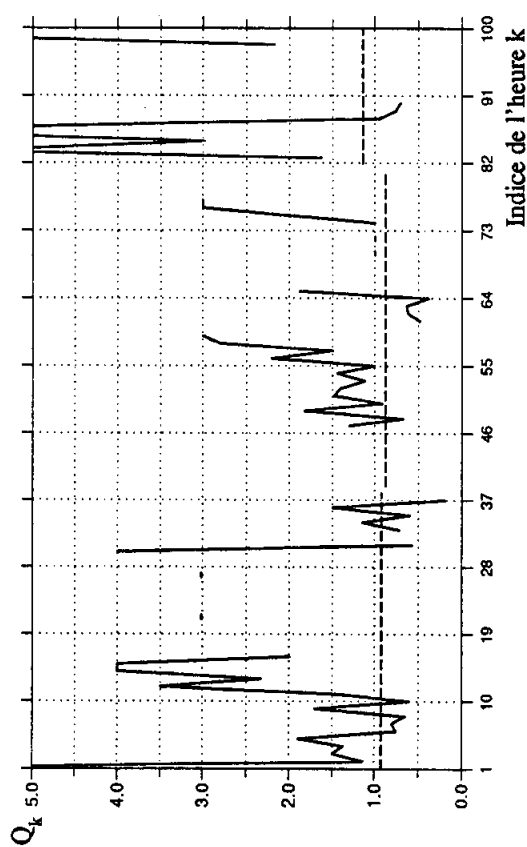
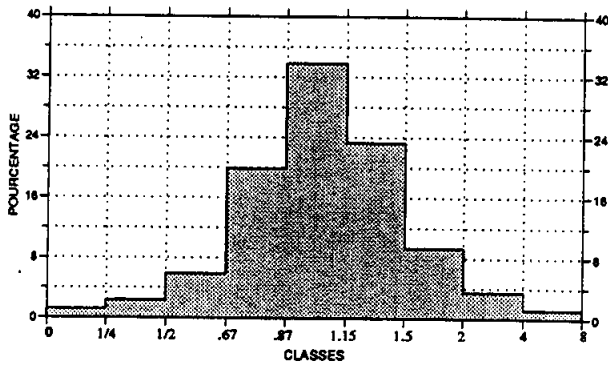


Figure IV.6. Valeurs des rapports horaires Q_k

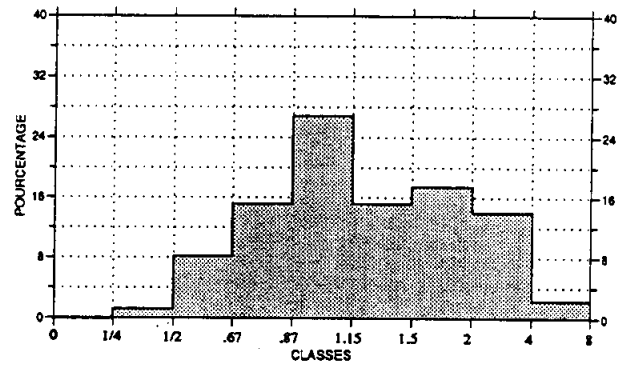
- - - - - valeur de Q_{ev}

BASSIN ANDUZE



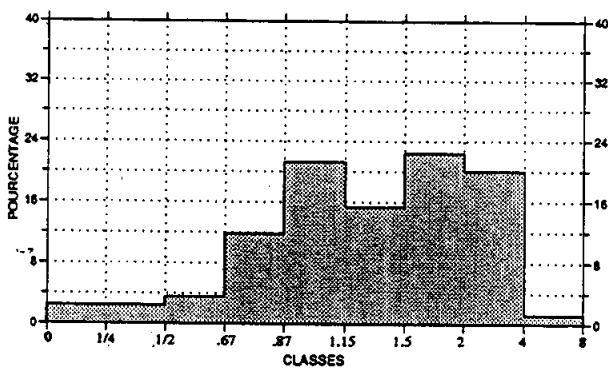
Min = 0 Max = 8
 nombre de valeurs : 86
 $45 \% \leq 1 < 55 \%$

BASSIN ALES



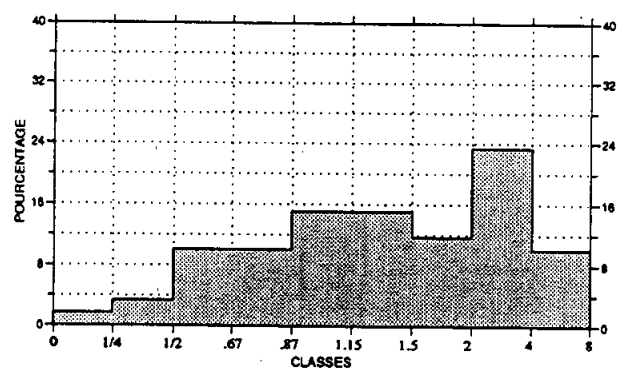
Min = 0 Max = 8
 nombre de valeurs : 86
 $37 \% \leq 1 < 63 \%$

BASSIN CEZE



Min = 0.25 Max = 5.5
 nombre de valeurs : 85
 $31 \% \leq 1 < 69 \%$

BASSIN VIDOURLE



Min = 0.2 Max = 13
 nombre de valeurs : 60
 $35 \% \leq 1 < 65 \%$

Figure IV.7. Histogrammes des fréquences des valeurs des rapports horaires Q_k

4 - ANALYSE DES VARIATIONS DES RAPPORTS HORAIRES

4.1. Les variations liées aux lames d'eau très faibles

L'étude de la valeur des rapports Q_k en fonction de la valeur des lames d'eau sol ou radar, permet de constater que toutes les valeurs extrêmes de Q_k correspondent à des lames d'eau très faibles. Cela se remarque directement sur les graphes de corrélation IV.5., mais est illustré de manière évidente par la figure IV.8. où l'on a reporté, pour chaque grand bassin, les valeurs des rapports Q_k en fonction des valeurs des lames d'eau radar correspondantes.

De nombreuses méthodes peuvent être utilisées pour limiter l'influence de ces variations dues aux faibles lames d'eau (figure IV.9).

- Le seuillage des valeurs des lames d'eau :

Les lames d'eau inférieures à un seuil ne sont pas prises en compte et ne donnent pas lieu à un calcul de rapport. Le seuil peut être appliqué aux lames d'eau sol qui sont alors considérées comme la référence à laquelle on compare les lames d'eau radar. Il peut également être appliqué aux lames d'eau radar afin de se placer dans le contexte d'un exploitant des images radar, mais on risque alors d'éliminer des lames d'eau sol importantes fortement sous estimées par la mesure radar.

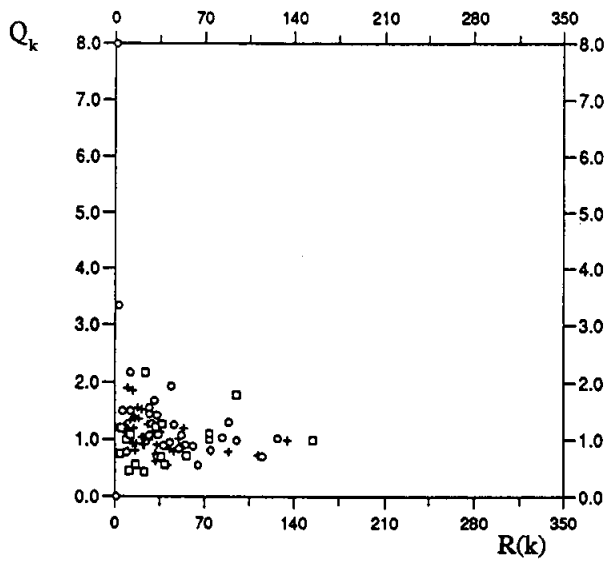
On a choisi d'appliquer le seuil à la fois aux lames d'eau sol et radar afin de ne privilégier aucune des deux sources de mesure et de ne pas modifier la symétrie des nuages de points :

$$Q_k = \frac{S(k)}{R(k)} \quad \begin{array}{ll} \text{si} & S(k) > \text{seuil} \\ \text{et} & R(k) > \text{seuil} \end{array}$$

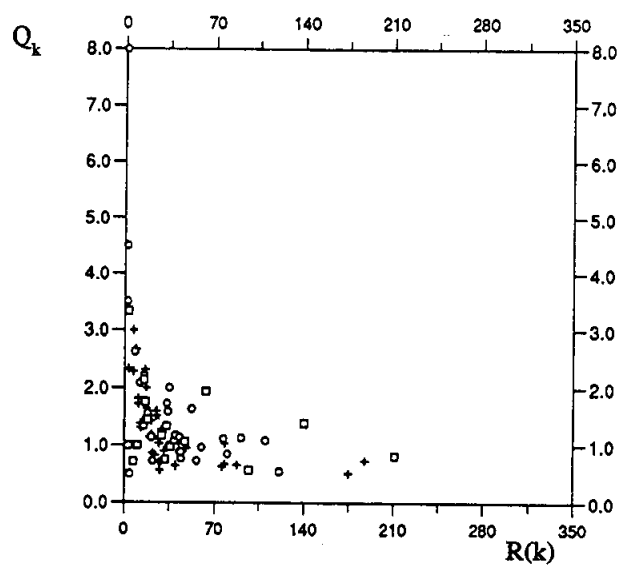
Afin de vérifier que l'on ne supprime pas des lames d'eau correspondant à une très forte sous estimation radar, les valeurs sol et radar des lames d'eau éliminées seront *systematiquement contrôlées*.

Le choix des seuils est délicat, notamment si les lames d'eau radar souffrent d'une sous estimation systématique qui peut nécessiter alors d'utiliser deux seuils différents pour les lames d'eau sol et radar. Néanmoins ce n'est pas le cas pour les données comparées ici (§ IV.2), et cette méthode est intéressante pour sa simplicité, son efficacité et le respect des valeurs de Q_k calculées pour les lames d'eau supérieures au seuil. De plus, on lui accorde un sens physique précis : on ne s'intéresse pas aux lames d'eau les plus faibles dont la valeur est inférieure au seuil fixé.

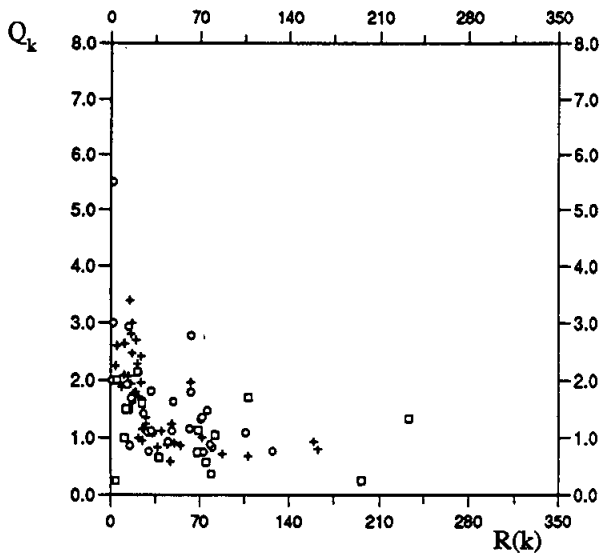
BASSIN ANDUZE



BASSIN ALES



BASSIN CEZE



BASSIN VIDOURLE

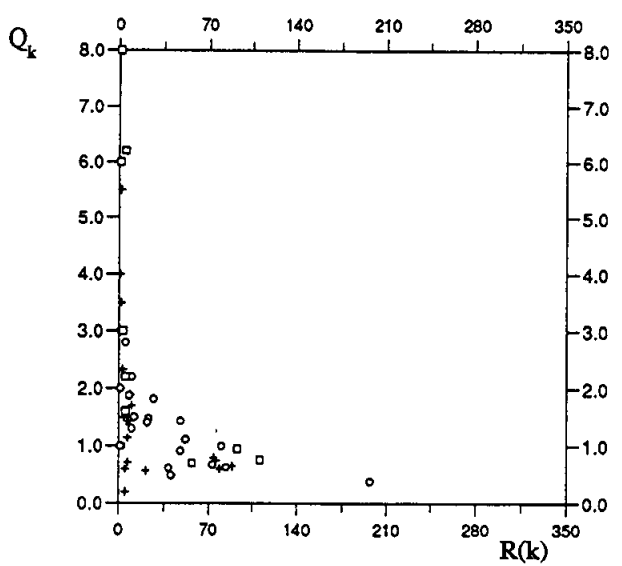
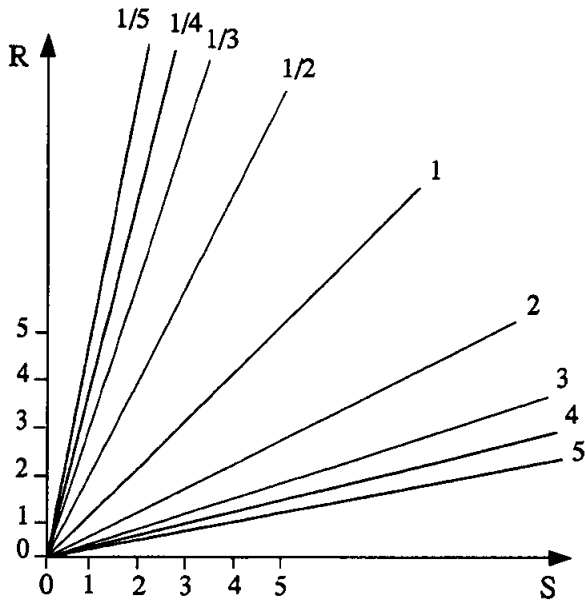
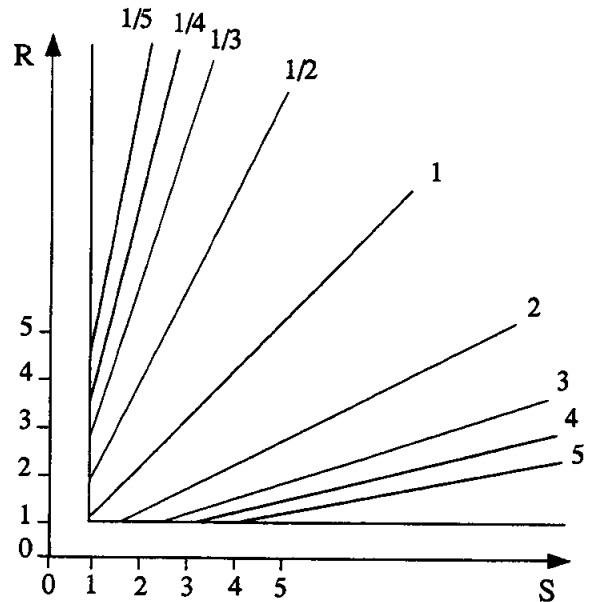


Figure IV.8. Valeurs de Q_k en fonction de la valeur des lames d'eau radar $R(k)$ (en $1/10^{\text{ème}}$ de mm)

Pour le bassin Vidourle, les valeurs de Q_k supérieures à 8. ne sont pas représentées.

RAPPORT NORMAUX

RAPPORTS DE LAMES
D'EAU SEUILLEES

Les droites inclinées représentent l'ensemble des points de l'espace des valeurs des lames d'eau correspondant à une valeur particulière du rapport $S(k)/R(k)$

RAPPORT DES NUMEROS
DE CLASSES FIXES

$$Q_k = \text{Min} \left[\frac{S(k)-\Delta}{R(k)}, \frac{S(k)+\Delta}{R(k)}, \frac{S(k)}{R(k)-\Delta}, \frac{S(k)}{R(k)+\Delta} \right]$$

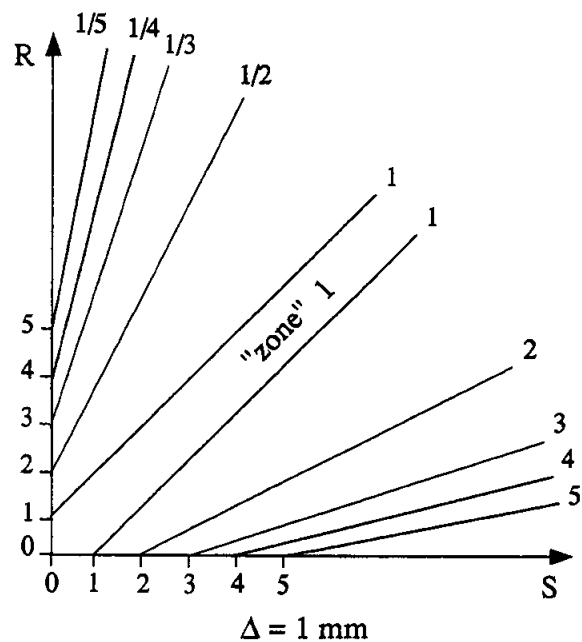
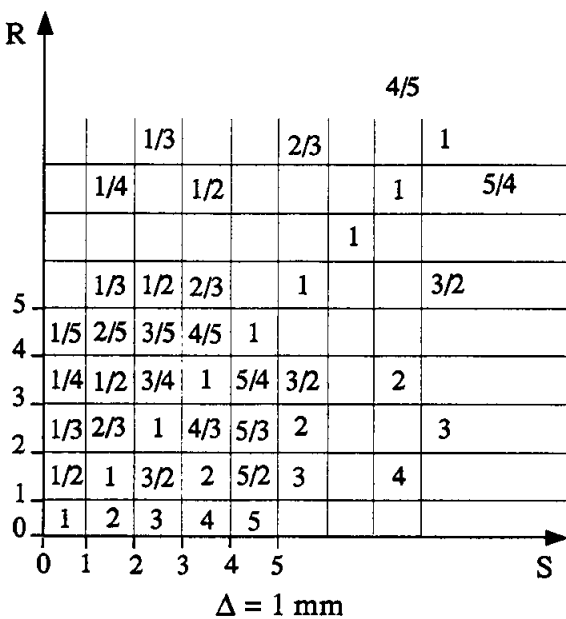


Figure IV.9. Comparaison des effets des méthodes limitant la sensibilité des rapports aux faibles valeurs.

- la répartition des valeurs des lames d'eau en classes de largeur Δ constante et à limites fixes :

Les rapports sont calculés en remplaçant chaque valeur de lame d'eau sol et radar par le numéro, ou par le centre, ou par la moyenne des valeurs de la classe à laquelle elle appartient.

Le calcul d'un rapport à partir des numéros de classes correspond à un arrondissement des valeurs des lames d'eau au Δ mm supérieur :

$$\text{si } (n-1) \cdot \Delta < S(k) < n \cdot \Delta \quad \text{alors } S(k) = n \cdot \Delta$$

$$\text{si } (m-1) \cdot \Delta < R(k) < m \cdot \Delta \quad \text{alors } R(k) = m \cdot \Delta$$

$$\text{et } Q_k = n/m$$

Si le calcul est fait à partir des centres de classes cela correspond à un arrondissement au $\Delta/2$ mm près avec :

- un rapport de 3 entre la deuxième et la première classe si celle-ci commence à zéro.
- un seuillage des valeurs de lames d'eau inférieures à $\Delta/2$ mm si la première classe débute à la valeur $\Delta/2$ mm,

La phase délicate est le choix de la valeur de Δ :

trop importante, la méthode conduit à un nombre prédominant de rapports égaux à 1.

Cette méthode à classes fixes présente le désavantage des discontinuités aux limites de classes ce qui produit entre autres un certain nombre de rapports égaux à 2 ou 3 pour de faibles écarts (discontinuité entre la première et la deuxième classe). Elle présente par contre un intérêt particulier lorsqu'elle correspond à un arrondissement des valeurs, car elle possède alors un sens physique lié à la précision des estimations de lames d'eau sol et radar.

- la répartition des valeurs des lames d'eau en classes de largeur Δ constante et à limites mobiles :

Pour supprimer les effets de discontinuité, les classes sont centrées sur les valeurs des lames d'eau. Cela revient à calculer :

$$Q_k = \text{Min} \left[\frac{S(k)-\Delta-1}{R(k)}, \frac{S(k)+\Delta-1}{R(k)}, \frac{S(k)-1}{R(k)-\Delta}, \frac{S(k)-1}{R(k)+\Delta} \right]$$

$$\text{soit } Q_k = 1 \quad \text{si } |S(k) - R(k)| \leq \Delta$$

$$Q_k = \frac{S(k)}{R(k)+\Delta} \quad \text{si } S(k) > R(k)+\Delta$$

$$Q_k = \frac{S(k)+\Delta}{R(k)} \quad \text{si } S(k) < R(k)-\Delta$$

Le résultat est finalement très proche de celui obtenu par seuillage des valeurs des lames d'eau mais la méthode peut produire un grand nombre de rapports égaux à 1, tout en rapprochant les autres valeurs des rapports de la valeur 1 et d'autant plus que les valeurs des lames d'eau sont faibles.

Elle présente la caractéristique de définir un seuil en dessous duquel les écarts de valeurs des lames d'eau sont considérés comme non significatifs, et les lames d'eau identiques.

Ces trois méthodes ont été appliquées aux lames d'eau de l'ensemble des bassins. Leurs effets sont comparés dans les tableaux IV.7 et 8 pour les quatre plus grands bassins.

Le seuillage des lames d'eau :

Dès un seuil de 1 mm, le seuillage permet d'éliminer les valeurs extrêmes des rapports Q_k qui sont toutes liées à de très faibles lames d'eau. L'augmentation de la valeur du seuil ne modifie ensuite que très peu les valeurs extrêmes des distributions. Les séries de rapports horaires deviennent par contre très discontinues par élimination d'un nombre croissant de lames d'eau (tableau IV.7).

Les valeurs des rapports Q_k n'étant pas modifiées, les histogrammes des distributions de ces valeurs pour les lames d'eau conservées sont très peu modifiés pour un seuil de 1 mm (sauf pour le bassin Vidourle), puis tendent à devenir un peu plus symétriques pour des seuils de 2 à 3 mm, l'importance relative de la classe centrale croissant (figure IV.10.).

Les résultats sont identiques pour les sous bassins versants du Gardon d'Anduze.

L'arrondissement au Δ mm supérieur des valeurs des lames d'eau :

Cette méthode permet également d'éliminer la plupart des valeurs extrêmes de Q_k , celles-ci étant surtout liées à de très faibles écarts entre lames d'eau sol et radar. Cette disparition des valeurs extrêmes de Q_k est pourtant moins complète que par la méthode précédente, notamment pour les petits sous bassins versants du Gardon d'Anduze.

Un grand nombre de rapports égaux à 1 sont générés dès la répartition en classes de 1 mm (tableau IV.8), ce qui modifie complètement les histogrammes des distributions des valeurs de Q_k . De plus, les valeurs des rapports, même provenant de lames d'eau importantes, sont modifiées selon la valeur de Δ .

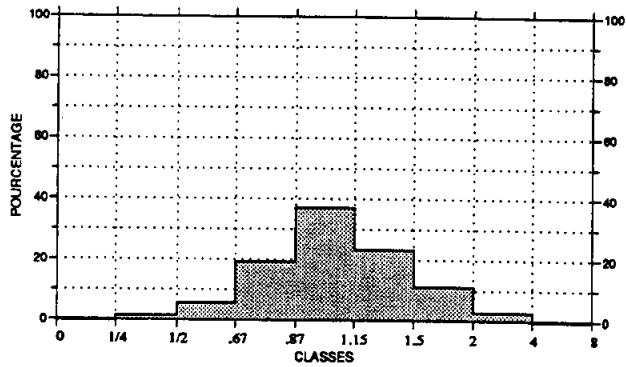
BASSIN	CEZE	ALES	ANDUZE	VIDOURLE
<i>Seuil de 1 mm</i> min max % de lames d'eau éliminées	.26 3.4 - 11%	.52 2.31 - 14%	.44 2.17 - 15%	.39 2.2 - 58%
<i>Seuil de 2 mm</i>	.26 2.78 - 32%	.52 2.0 - 41%	.56 2.17 - 34%	.39 1,82 - 68%
<i>Seuil de 3 mm</i>	.26 2.78 - 58%	.52 2.0 - 59%	.56 1.93 - 56%	.39 1.44 - 77%

Tableau IV.7. Valeurs extrêmes (min. et max.) de Q_k en fonction du seuil appliqué aux lames d'eau et pourcentage de lames d'eau éliminées

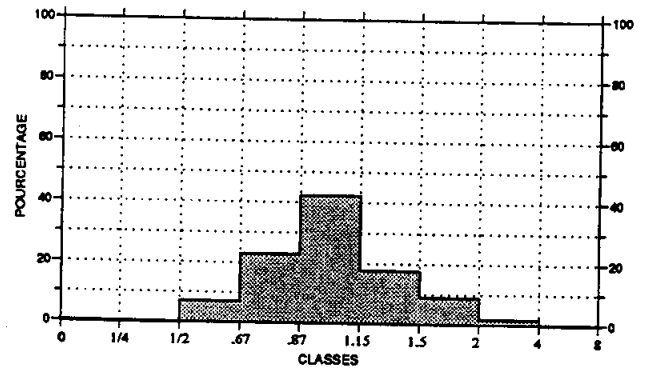
BASSIN	CEZE	ALES	ANDUZE	VIDOURLE
<i>classes fixes de largeur $\Delta = 1mm$</i> min max % de valeurs = à 1	.3 3. 24%	.54 3. 30%	.5 2. 45%	.4 4. 68%
<i>classes fixes de largeur $\Delta = 2mm$</i>	.3 3. 47%	.5 2. 44%	.5 2. 69%	.4 2. 84%
<i>classes mobiles de largeur $\Delta = .5 mm$</i>	.28 2.57 25%	.55 1.79 35%	.63 1.79 44%	.41 3.1 50%
<i>classes mobiles de largeur $\Delta = 1mm$</i>	.31 2.4 44%	.58 1.67 59%	.71 1.61 70%	.44 2.07 70%

Tableau IV.8. Valeurs extrêmes de Q_k en fonction de la largeur Δ des classes dans lesquelles sont réparties les lames d'eau. Le pourcentage de rapports égaux à 1 est indiqué.

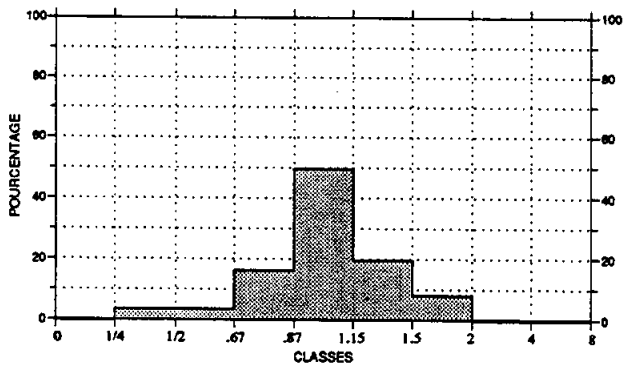
Seuil à 1 mm



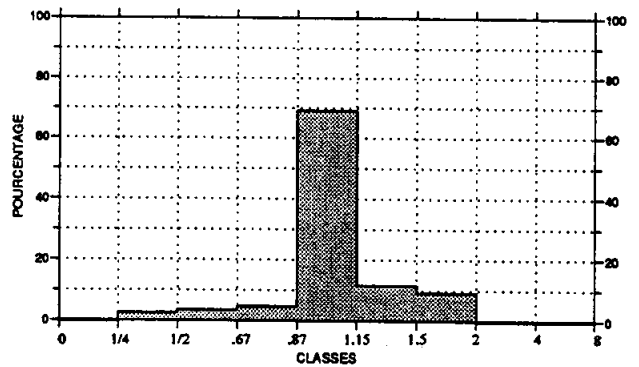
Seuil à 2 mm



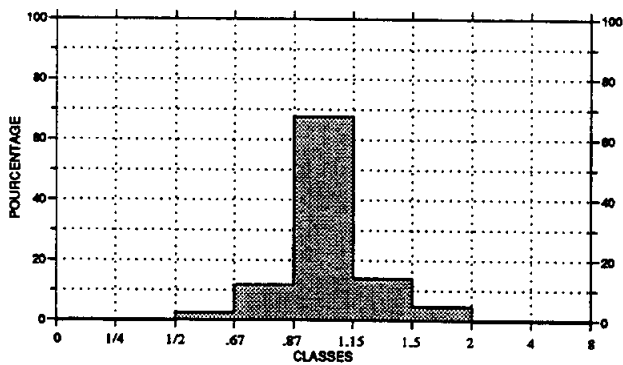
Classes fixes de 1 mm



Classes fixes de 2 mm



Classes mobiles de .5 mm



Classes mobiles de 1 mm

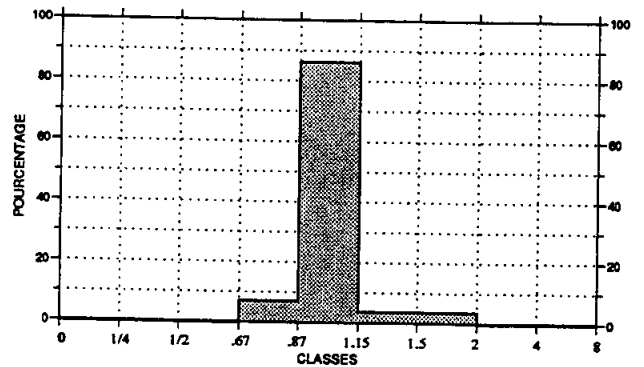


Figure IV.10. Histogrammes des valeurs de Q_k pour le bassin Anduze selon le traitement

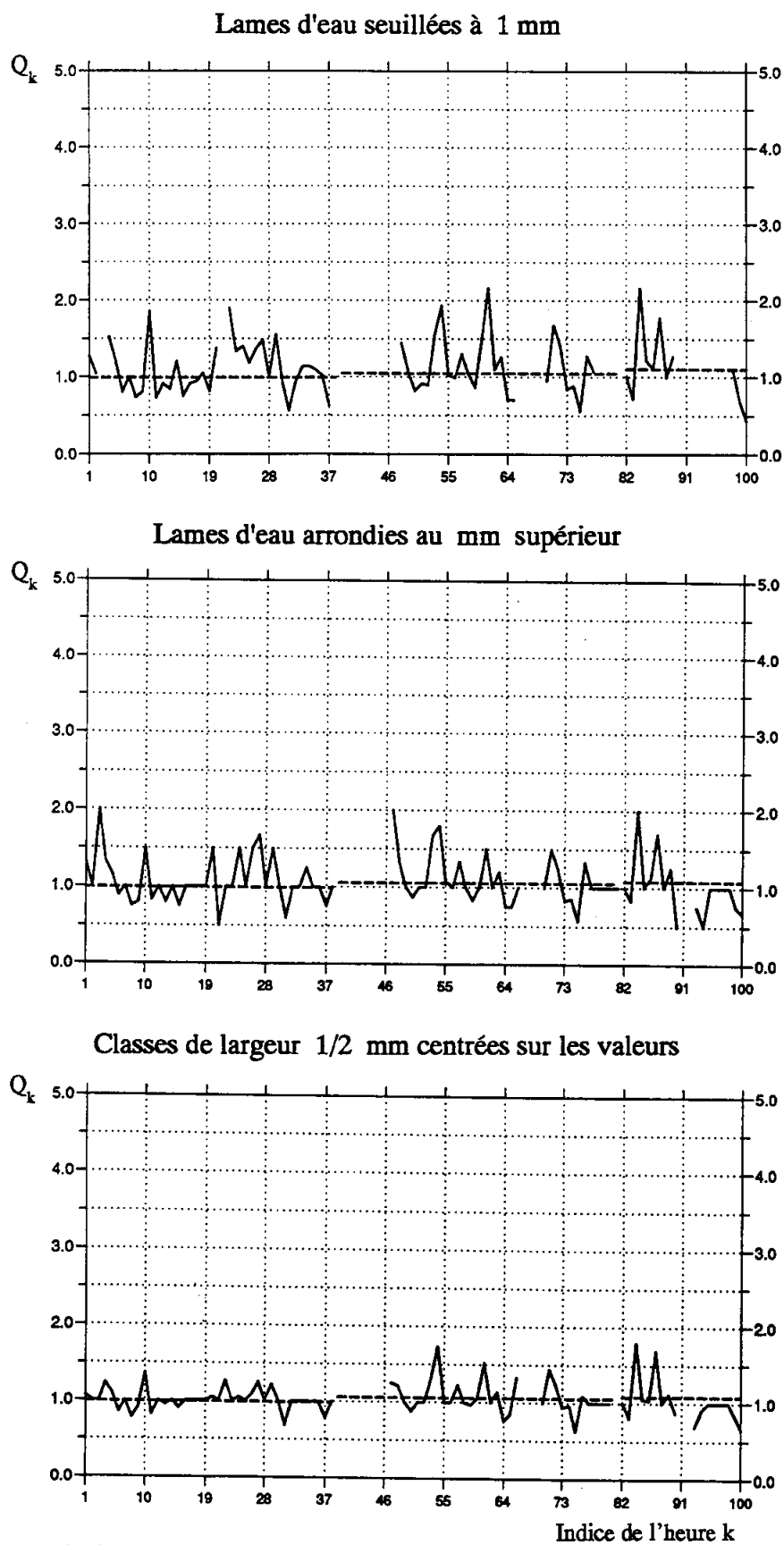


Figure IV.11. Valeurs de Q_k pour le bassin Anduze après les différents traitements

L'utilisation de classes centrées sur les valeurs des lames d'eau :

Le grand nombre de rapports égaux à 1 dès une valeur de Δ égale à 1/2 mm est dû au nombre important d'écarts faibles entre les valeurs des lames d'eau sol et radar. On note qu'il n'est pas possible de distinguer la part de ces rapports provenant des lames d'eau très faibles ou de lames d'eau importantes.

En conclusion :

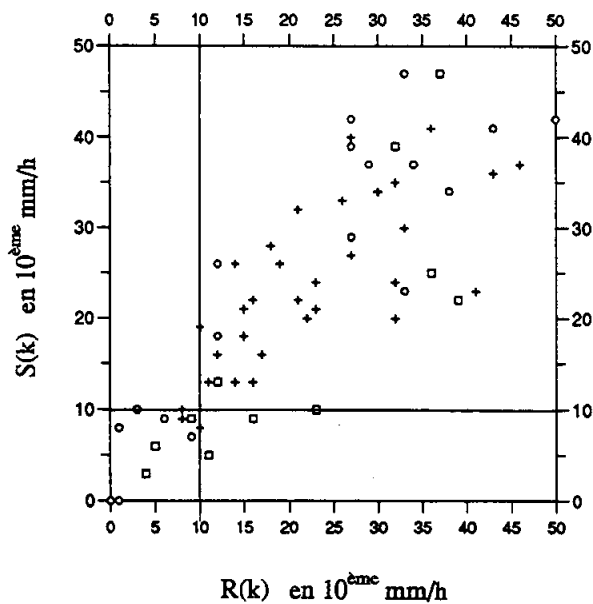
La figure IV.11. présente les valeurs des rapports pour le Gardon d'Anduze selon le type de traitement. La répartition des valeurs des lames d'eau sol et radar en classes fixes ou mobiles montre bien la sensibilité des valeurs de Q_k à de très faibles écarts entre ces valeurs. Néanmoins, le seuillage apparaît comme la méthode la plus appropriée pour limiter l'influence des variations de Q_k liées aux lames d'eau faibles, *tout en permettant d'étudier les variations provenant d'autres sources.*

Nous avons choisi d'appliquer un seuil de 1mm, et de ne prendre en compte les rapports horaires Q_k que lorsque les lames d'eau sol *et* radar sont supérieures à ce seuil. Cette valeur constitue un compromis entre l'élimination complète des fortes variations de Q_k liées à des lames d'eau faibles, et l'obtention après seuillage de séries de rapports assez continues pour permettre l'étude de leurs variations dans le temps.

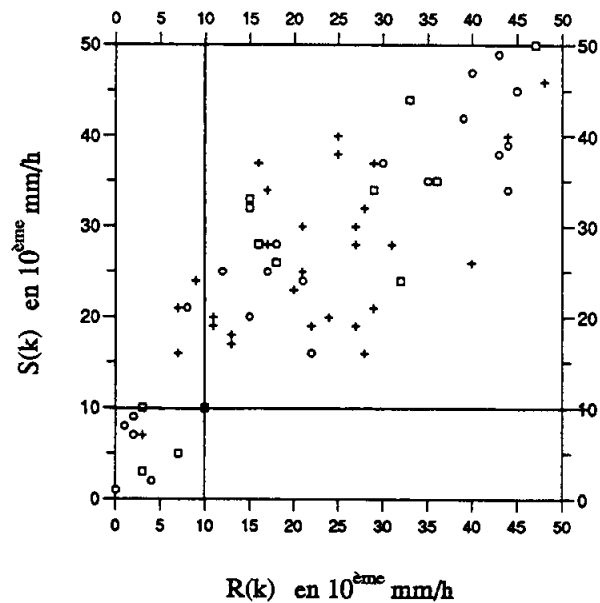
Les valeurs respectives des lames d'eau sol et radar éliminées, présentées par la figure IV.12., sont surtout comprises entre 0 et 1 mm, mais peuvent atteindre 3 mm ce qui n'est pas négligeable pour des surfaces de bassins comprises entre 325 et 600 km². Sauf pour le bassin Anduze, on note que ces valeurs de lames d'eau radar sont souvent inférieures à celles des lames d'eau sol correspondantes. Cela peut être dû :

- à une mauvaise perception par le radar des plus faibles intensités pluvieuses
- à une surestimation possible des valeurs des lames d'eau sol par le krigeage lors d'une forte intermittence.

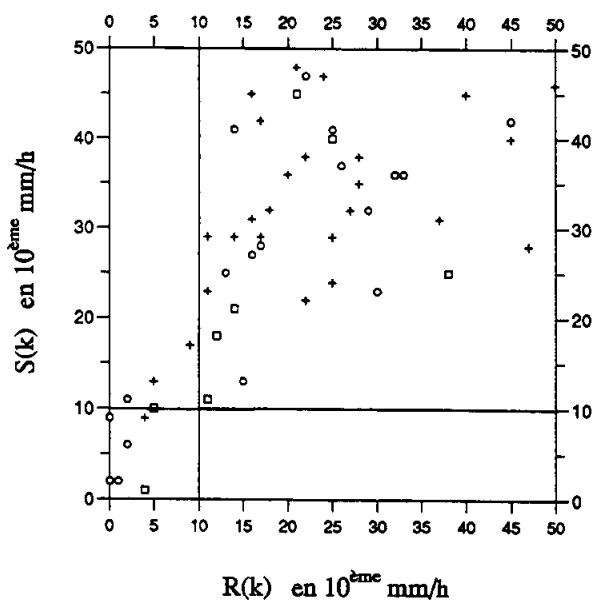
BASSIN ANDUZE



BASSIN ALES



BASSIN CEZE



BASSIN VIDOURLE

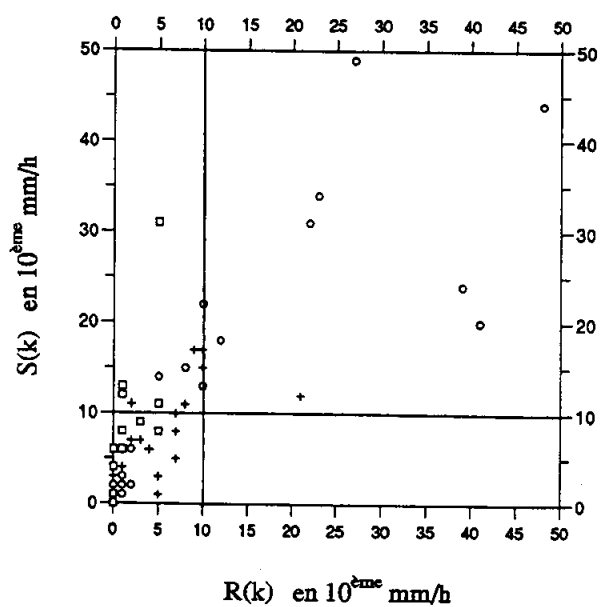


Figure IV.12. Valeurs des lames d'eau sol et radar éliminées par le seuillage à 1 mm.

4.2. Influence de l'erreur d'estimation des lames d'eau sol sur les variations de Q_k

L'erreur d'estimation des lames d'eau sol influe sur la valeur des rapports horaires : si, pour reprendre les notations du chapitre III, la valeur vraie inconnue de la lame d'eau et la valeur estimée par krigeage sont notées $S(k)$ et $S(k)^*$, on écrit alors :

$$(IV.9) \quad Q_k = \frac{S(k)^*}{R(k)} = \frac{S(k)}{R(k)} + \frac{[S(k)^* - S(k)]}{R(k)}$$

où $\frac{[S(k)^* - S(k)]}{R(k)}$ est l'erreur d'estimation du rapport horaire vrai $\frac{S(k)}{R(k)}$

La relation IV.9 peut s'écrire :

$$Q_k = 1 + \frac{S(k) - R(k)}{R(k)} + \frac{[S(k)^* - S(k)]}{R(k)}$$

Or, d'après le modèle (IV.8) : $Q_k = 1 + e_r(k)$

Il faut donc déterminer l'importance des erreurs d'estimation dans les variations de Q_k autour de la valeur 1. Entre autre, si elles suffisent à expliquer les variations de $e_r(k)$, les rapports horaires vrais $S(k)/R(k)$ ne sont pas *significativement différents de 1 au sens statistique*.

Sous réserve du respect des hypothèses de krigeage, on peut écrire (III.11) :

$$E [S(k)^* - S(k)] = 0$$

$$\text{Var} [S(k)^* - S(k)] = \sigma_{ysk}^2(S) = \sigma_{yx}^2(S) \cdot \sigma_k^2$$

Un intervalle de confiance, à 80% par exemple, peut donc être défini autour de chaque estimation de lame d'eau sol : sous l'hypothèse d'une distribution gaussienne des erreurs d'estimation, 80% des valeurs vraies $S(k)$ des lames d'eau sol devraient se situer dans l'intervalle :

$$[S(k)^* \pm 1,28 \cdot \sigma_{ysk}(S)]$$

On en déduit un intervalle de confiance à 80% autour de chaque valeur des rapports horaires :

$$(IV.10) \quad \left[\frac{S(k)^* - 1,28 \cdot \sigma_{ysk}(S)}{R(k)}, \frac{S(k)^* + 1,28 \cdot \sigma_{ysk}(S)}{R(k)} \right]$$

et on comptabilise le nombre de fois où un rapport égal à 1 est effectivement compris dans cet intervalle de confiance. Si ce nombre atteint 80% du nombre total des rapports, l'erreur d'estimation des lames d'eau sol suffit à expliquer les variations des rapports horaires autour de 1.

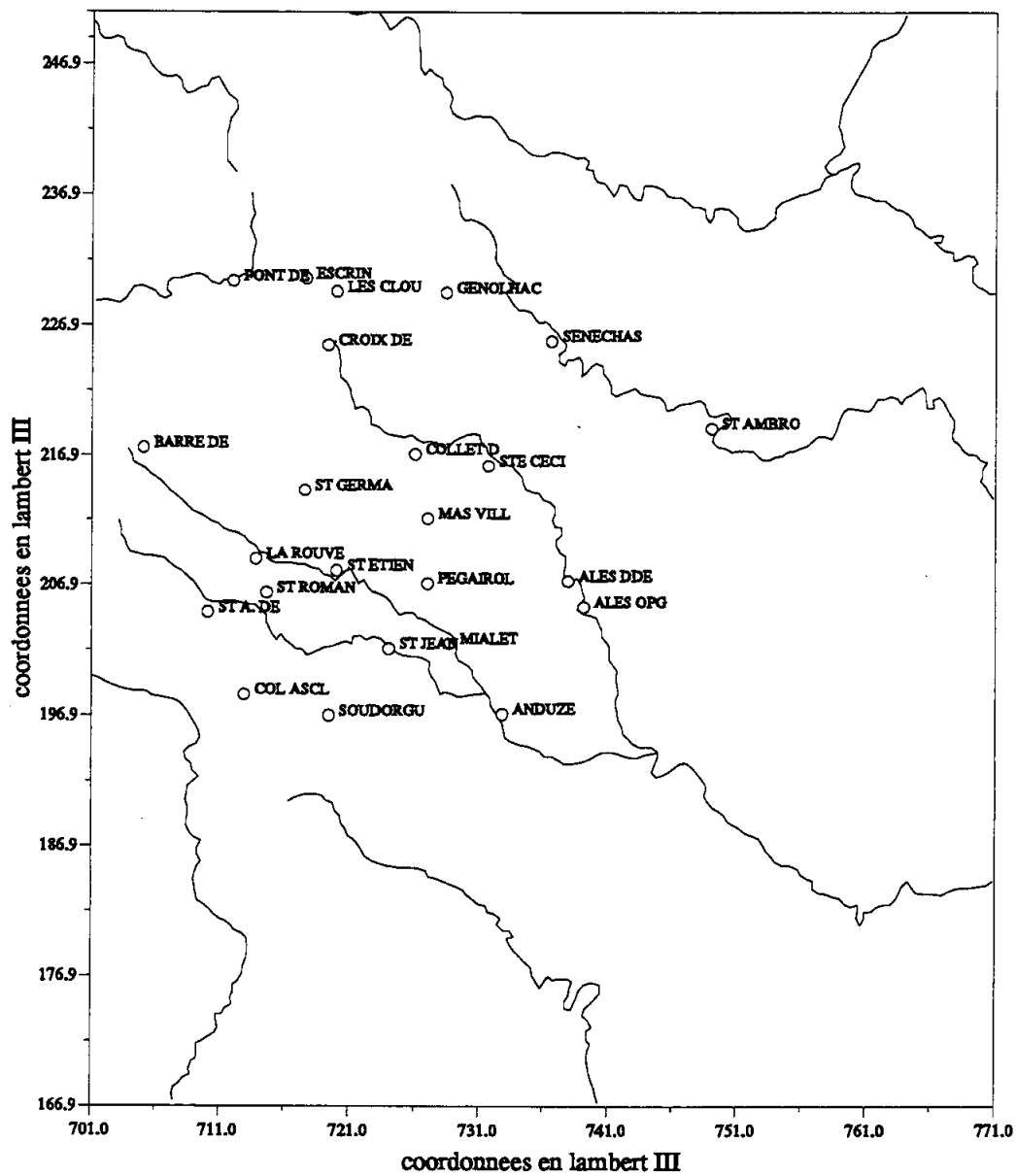


Figure IV.13. Sous réseau de 24 stations

La validité de la variance théorique des erreurs d'estimation par krigeage dépend du respect des hypothèses de stationnarité développée dans le chapitre III. Bien que cette validité ait été vérifiée en moyenne (par validation croisée au § III.3.2.), il est prudent de limiter le calcul de cette variance d'estimation à certains bassins et certains champs pluvieux.

Les bassins utilisés sont les bassins versants du Gardon d'Alès et du Gardon d'Anduze, ainsi que les sous bassins de ce dernier. Afin de limiter les problèmes de non stationnarité, et notamment les problèmes liés à l'intermittence des champs pluvieux, plusieurs précautions ont été prises :

- la variance d'estimation est calculée à partir d'une estimation locale de la variance du champ sur un sous réseau de 24 stations pluviométriques situées dans les bassins ou à proximité de leurs limites (figure IV.13). Le nombre de stations qui fonctionnent varie de 19 à 22 selon les champs pour ce sous réseau. Les autres stations ne sont pas utilisées pour le krigeage des lames d'eau sur ces bassins.
- Cette variance d'estimation n'est pas calculée lorsque plus de 20% des stations qui fonctionnent de ce sous réseau n'ont pas enregistré de précipitations. On garantit ainsi une intermittence très faible sur le sous réseau. C'est le cas pour une soixantaine de champs pluvieux horaires.
- Enfin, on ne prend pas en compte les lames d'eau sol et radar inférieures à 1 mm, qui sont assez rares vu la sélection déjà effectuée : en effet, les lames d'eau les plus faibles sont souvent liées à des champs assez intermittents.

Le tableau IV.9. présente, par bassin versant, le pourcentage de lames d'eau radar comprises dans l'intervalle de confiance des lames d'eau sol, pour des degrés de confiance de 68 à 95 %. Cela correspond également au nombre de fois où un rapport égal à 1 est compris dans l'intervalle de confiance des rapports horaires (figure IV.14.).

Si la variance d'estimation des lames d'eau sol ne peut suffire à expliquer l'ensemble des variations des rapports horaires Q_k , elle est néanmoins théoriquement capable d'en expliquer une partie importante. Il est intéressant de constater qu'en moyenne cette part est un peu plus importante pour les petits sous bassins du Gardon d'Anduze que pour les sous bassins St Jean et Mialet, ou pour le bassin Anduze lui-même, bien que les rapports horaires des petits sous bassins soient plus variables (figure IV.15). L'intervalle de confiance des lames d'eau sol et donc des rapports horaires est en effet plus grand pour ces petits sous bassins (figure IV.14).

Pour les sous bassins du Gardon d'Anduze, on remarque également que plus les lames d'eau sol et radar sont corrélées, plus la valeur 1 est comprise dans l'intervalle de confiance des rapports (figure IV.16). Les écarts $e_r(k)$ entre Q_k et une valeur moyenne très proche de 1 sont donc d'autant moins significatifs que ρ_{RS} augmente, de même que les écarts entre les lames d'eau. Cela démontre que la contribution des erreurs d'estimation des lames d'eau sol dans ces écarts augmente lorsque ρ_{RS} augmente.

La même observation peut être faite entre les bassins Alès et Anduze.

BASSINS	INTERVALLES DE CONFIANCE A				Nombre de lames d'eau
	68%	80%	90%	95%	
ANDUZE	41%	46%	64%	69%	59
ALES	38%	41%	54%	59%	56
ST JEAN	48%	57%	69%	76%	54
MIALET	51%	54%	58%	66%	59
ST JEAN amont	36%	45%	53%	64%	53
MIALET Sud	46%	53%	63%	76%	59
MIALET Nord	47%	52%	60%	69%	58
ST JEAN aval	48%	48%	60%	73%	52
ST JEAN Inf.	71%	83%	93%	98%	42
MIALET Inf.	52%	54%	71%	73%	48
SALIN	61%	61%	68%	77%	31

Tableau IV.9. Pourcentage de lames d'eau radar comprises dans l'intervalle de confiance des lames d'eau sol, pour 4 degrés de confiance.

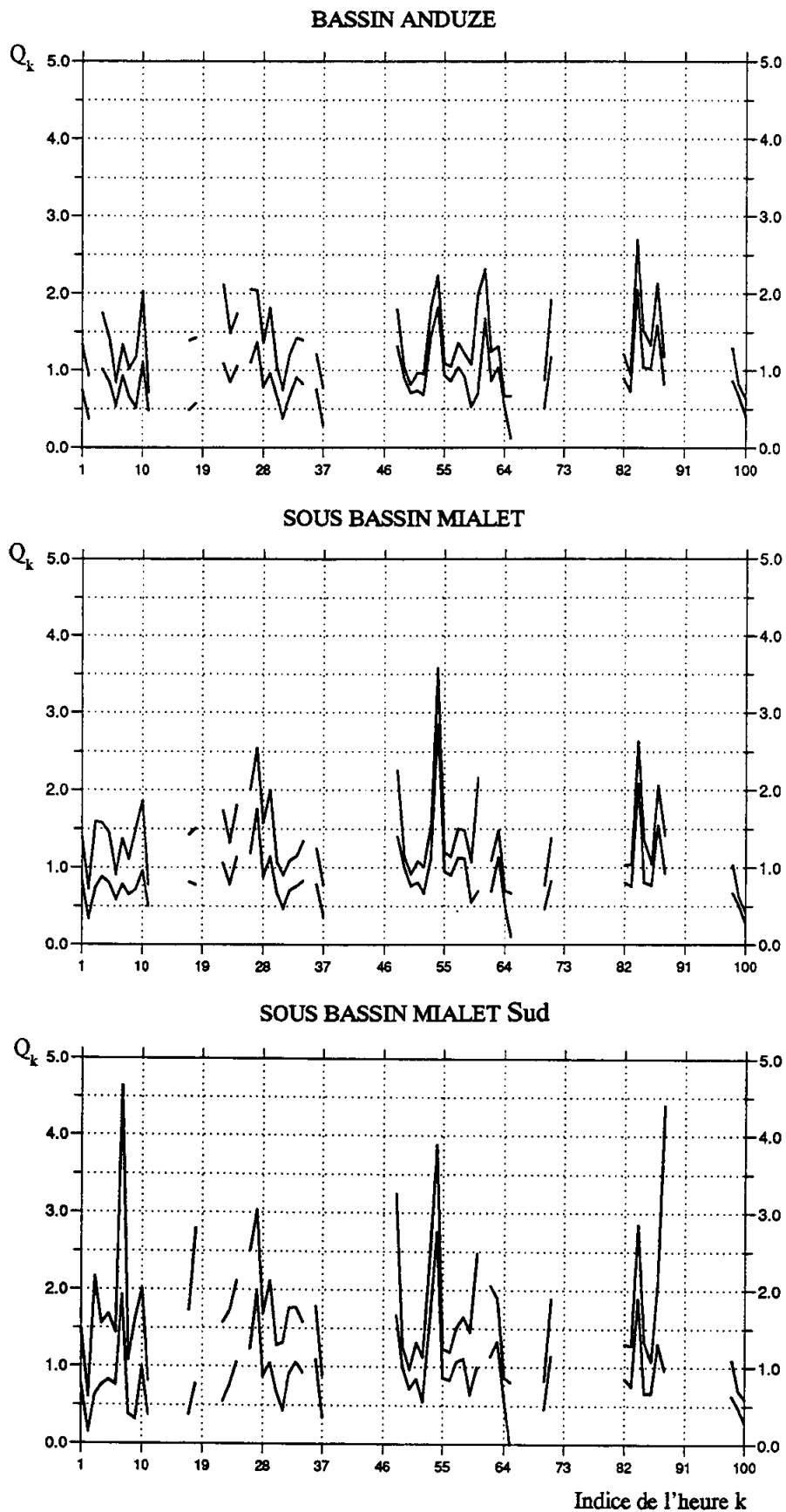


Figure IV.14. Exemples d'intervalles de confiance à 80% des rapports horaires

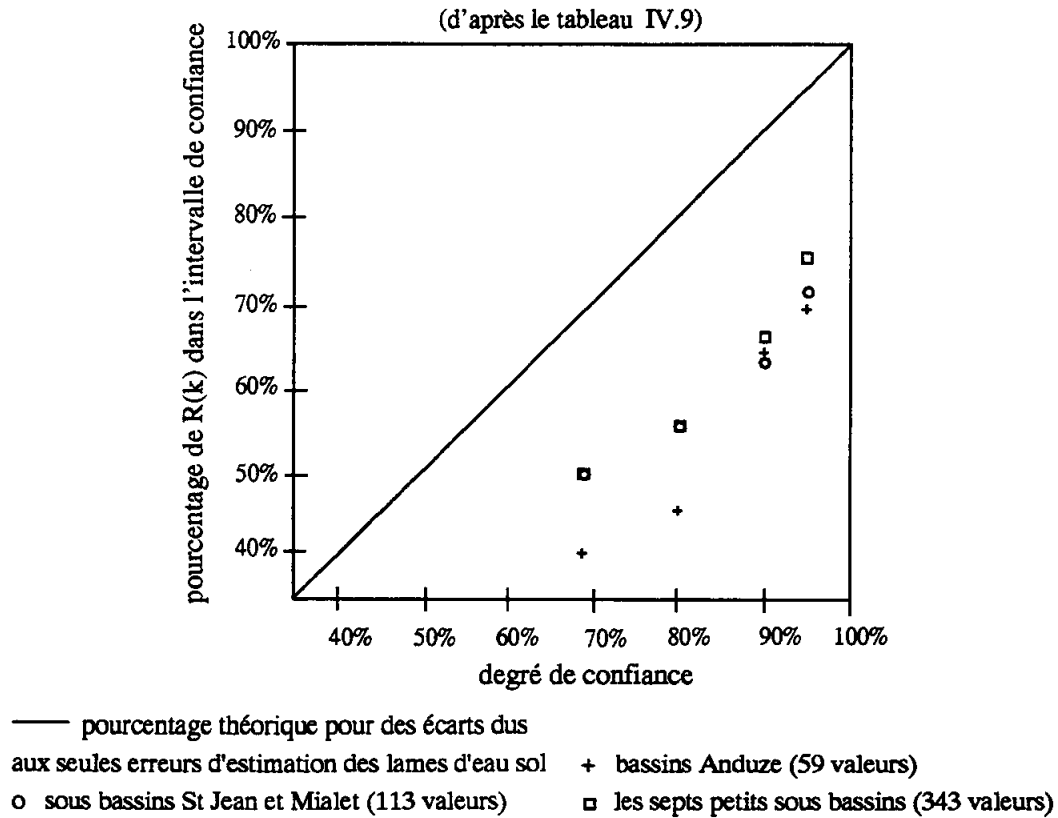


Figure IV.15. Pourcentage moyen de lames d'eau radar comprises dans l'intervalle de confiance des lames d'eau sol, en fonction du degré de confiance de cet intervalle.

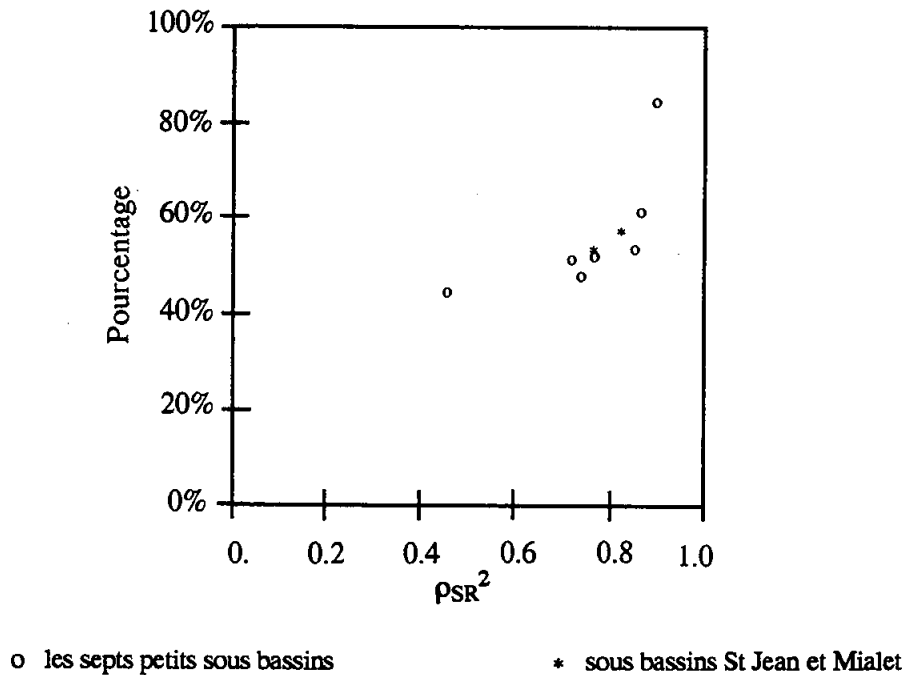


Figure IV.16. Pourcentage de fois où un rapport égal à 1 est compris dans l'intervalle de confiance à 80% des rapports horaires, en fonction du coefficient de corrélation entre lames d'eau sol et lames d'eau radar (pour les sous bassins du Gardon d'Anduze).

La validité des précédents résultats est liée à celle de la variance d'estimation des lames d'eau sol, cette dernière étant assurée par les précautions prises.

Il est également possible de juger de l'importance des erreurs d'estimation des lames d'eau sol sans utiliser les variances d'estimation par krigeage, mais au prix d'une autre hypothèse :

- la fonction de structure des champs radar est identique à celle des champs pluviométriques.

Dans ce cas, des lames d'eau radar peuvent être estimées par krigeage à partir des valeurs des seules mailles des images radar surplombant les pluviomètres, en procédant de la même manière et avec les mêmes variogrammes climatologiques que lors des estimations de lames d'eau sol. La relation (IV.9) devient alors :

$$(IV.11) \quad \frac{R(k)^*}{R(k)} = 1 + \frac{[R(k)^* - R(k)]}{R(k)}$$

dans laquelle les variations des rapports sont uniquement attribuables à l'erreur d'estimation des lames d'eau radar qui est connue. L'importance de ces variations, pour l'ensemble des lames d'eau radar et radar krigé supérieures à 1 mm, est illustrée pour quelques bassins sur la figure IV.17.

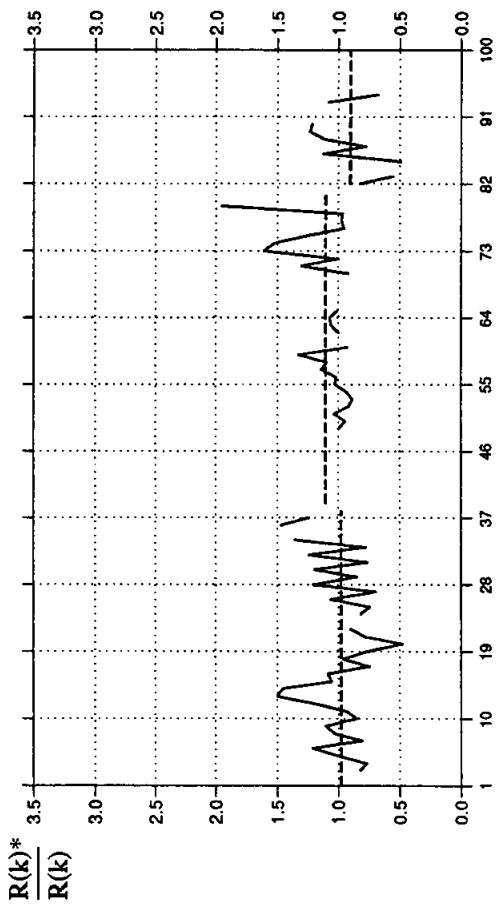
Si les variations de $R(k)^*/R(k)$ sont une bonne estimation de l'influence des erreurs d'estimation des lames d'eau sol sur la valeur des rapports Q_k , cette influence apparaît suffisante pour fortement perturber les valeurs des rapports $S(k)/R(k)$ entre lame d'eau sol vraie et lame d'eau radar, sans toutefois atteindre l'ampleur des variations observées de Q_k . Les valeurs des erreurs d'estimation par krigeage des lames d'eau radar ne peuvent néanmoins être assimilées directement aux erreurs d'estimation par krigeage des lames d'eau sol car :

- les valeurs des mailles radar prises en compte sont connues exactement alors que les mesures pluviométriques sont soumises aux erreurs de mesure des pluviomètres : l'amplitude des écarts $[R(k)^* - R(k)]$ sous estime alors celle des écarts $[S(k)^* - S(k)]$
- la valeur d'un écart $[R(k)^* - R(k)]$ peut dépendre des effets cumulés d'erreurs de la mesure radar pour une heure k donnée, effets qui ne sont pas pris en compte par le krigeage.

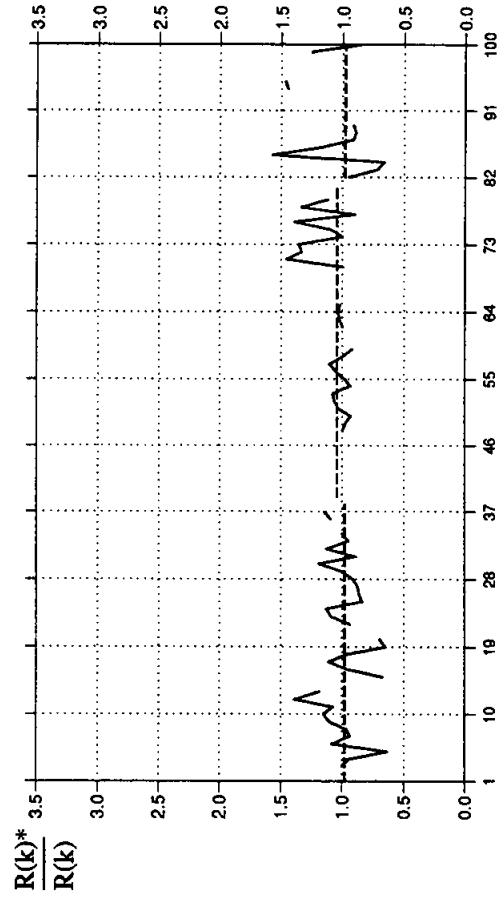
En comparant les valeurs de $[R(k)^* - R(k)]$ à la distribution théorique des erreurs de krigeage, on vérifie toutefois que ces effets interviennent peu sur *l'ampleur* des variations des écarts :

si $[\sigma_{\gamma}^2(R) \cdot \sigma_k^2]$ représente la variance théorique des erreurs de krigeage de lame d'eau radar, σ_k^2 étant la variance des mailles radar prises en compte une heure k donnée, alors on vérifie que la distribution des écarts $[R(k)^* - R(k)]$ est compatible avec la distribution théorique des erreurs d'estimation de $R(k)$ (figure IV.18).

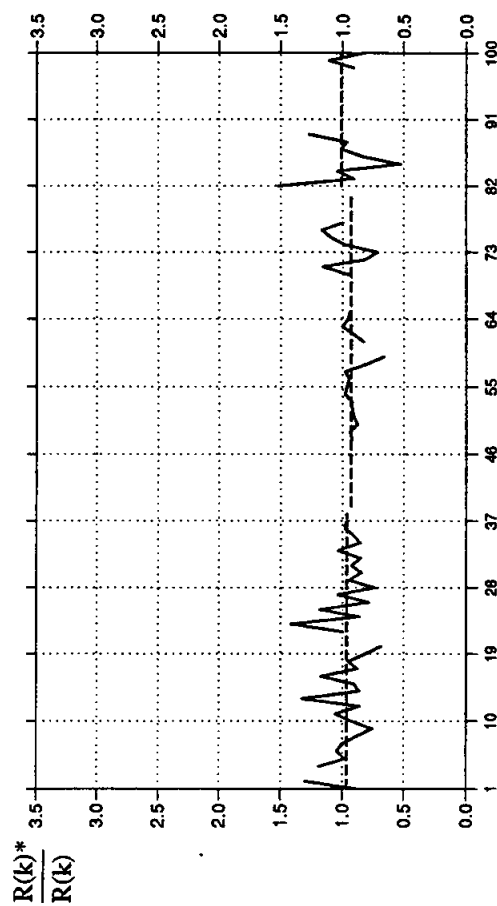
BASSIN CEZE



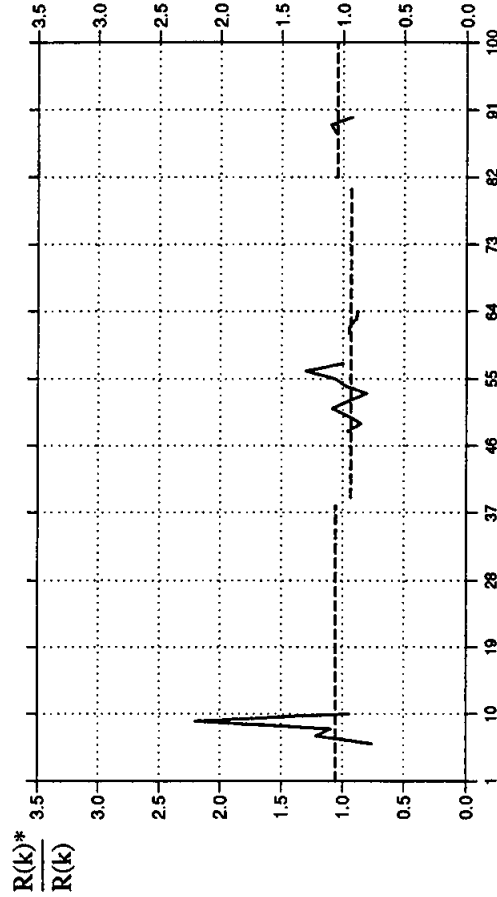
BASSIN ALES



BASSIN ANDUZE

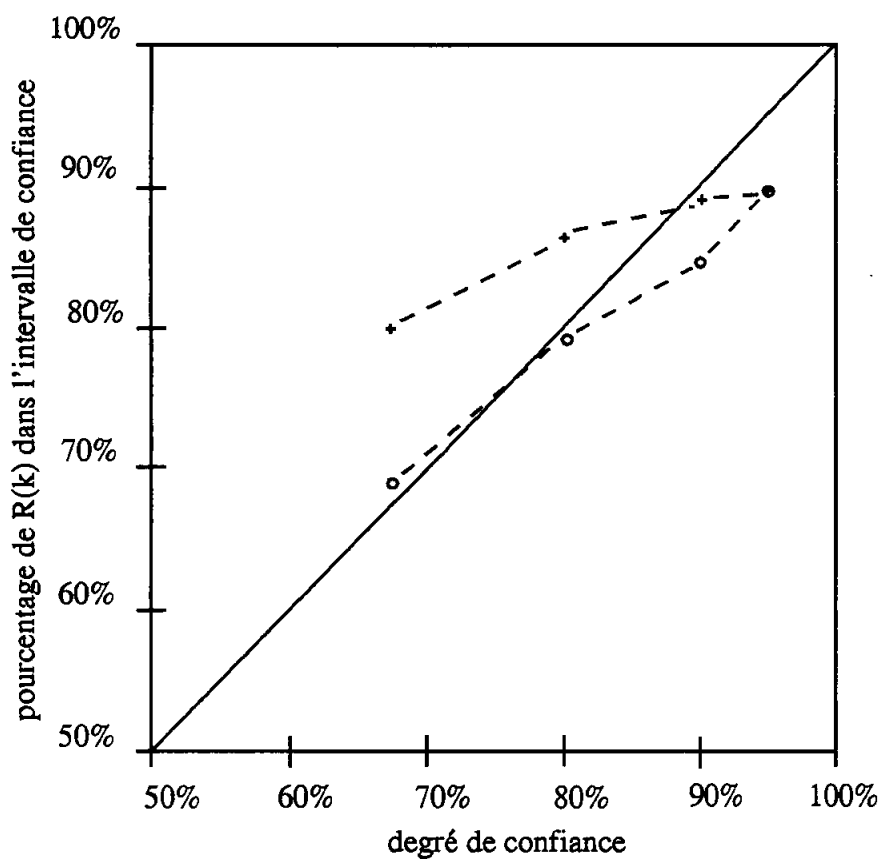


BASSIN VIDOURLE



----- Valeur moyenne pour un événement

Figure IV.17. Rapports entre lames d'eau radar $R(k)^*$ estimées par krigeage et lames d'eau radar $R(k)$



- pourcentage théorique d'après les hypothèses de krigeage
- + distribution pour le bassin Alès (94 valeurs)
- o distribution pour le bassin Anduze (90 valeurs)

Figure IV.18. Pourcentage de lames d'eau $R(k)$ comprises dans l'intervalle de confiance des lames d'eau radar krigées $R(k)^*$, en fonction du degré de confiance de cet intervalle.

En conclusion :

La prise en compte des erreurs d'estimation des lames d'eau sol permet de conclure que ces dernières expliquent une part importante des écarts $e_r(k)$ de la relation IV.8 , mais qu'une partie de ces écarts est également attribuable à des erreurs de la mesure radar :

$$(IV.12) \quad e_r(k) = \frac{S(k) - R(k)}{R(k)} + \frac{[S(k)^* - S(k)]}{R(k)}$$

Pour les bassins Alès et Anduze, les erreurs d'estimation des lames d'eau sol peuvent expliquer de 55% à 70% des valeurs de $e_r(k)$, et pour les sous bassins du Gardon d'Anduze de 55% à 100% des valeurs de $e_r(k)$ selon les bassins.

Lors des comparaison entre les lames d'eau horaires sol et radar les erreurs d'estimation des lames d'eau sol doivent donc être prises en compte, et cela d'autant plus que les estimations radar sont de qualité (voir la figure IV.16).

4.3. Estimation de l'influence des erreurs de mesure radar sur les variations des rapports Q_k

Les trois principales sources d'erreur radar pouvant provoquer des variations dans le temps des valeurs de ces rapports pour un même bassin sont :

- une modification de l'étalonnage électronique du radar
- une évolution de la relation entre réflectivité Z et intensité pluvieuse R
- une variation importante du profil vertical de réflectivité.

L'importance de ces trois causes d'erreurs peut être étudiée à partir des images radar brutes et des mesures disdrométriques enregistrées en 1986. Les effets théoriques de ces sources d'erreurs de la mesure radar et leurs traitements sont décrits en annexe 1.

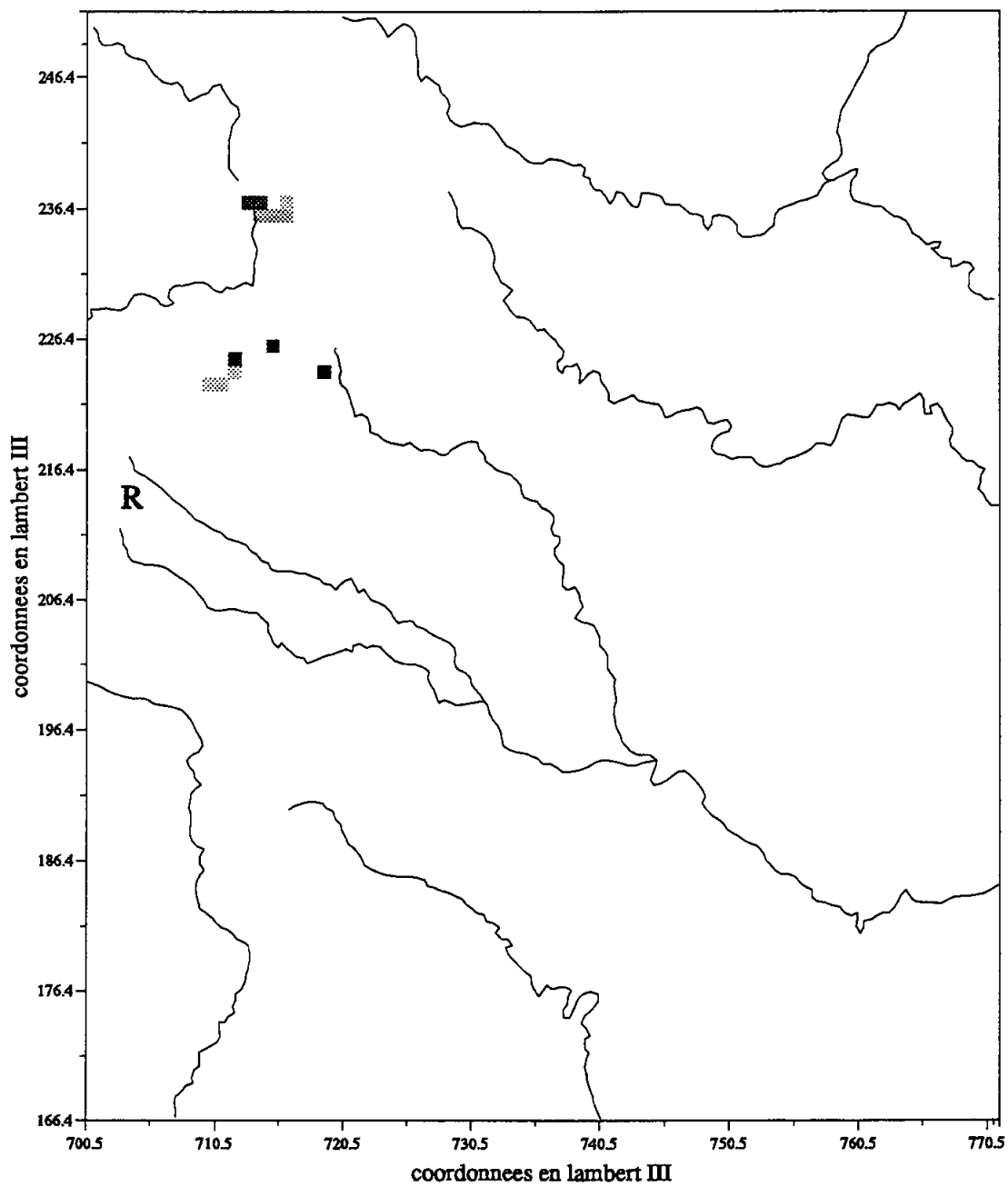
Modification du défaut d'étalonnage :

Une fluctuation importante au cours du temps du défaut d'étalonnage électronique du radar peut rendre très imparfaites les corrections moyennes effectuées au chapitre II. Afin de détecter de telles fluctuations, on a suivi heure par heure les valeurs de R attribuées à certaines mailles des images radar correspondant à des échos de sol, lorsque ceux-ci ne sont pas corrigés (figures IV.19 et IV.20). On ne note pas de diminution ou d'augmentation régulière de l'intensité des échos sur l'ensemble des événements 86 ou 881 ce qui justifie une correction moyenne. Par contre, des variations rapides de ces intensités semblent trop importantes pour être attribuées à la pluie. De plus, l'amplitude de ces variations augmente avec l'intensité moyenne des échos de sol. Elles pourraient donc avoir pour origine des modifications d'étalonnage électronique du radar ou des fluctuations de site du faisceau radar autour d'une valeur moyenne.

Evolution de la relation Z - R :

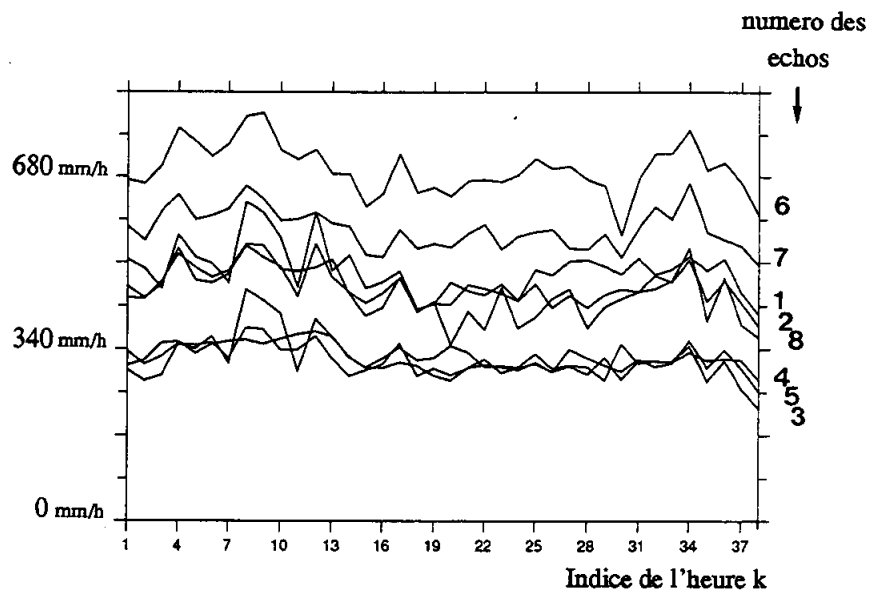
L'analyse des mesures disdrométriques effectuée au chapitre II a suggéré la possibilité d'une telle évolution pendant l'événement pluvieux de 1986. Ces variations de la relation Z - R , si elles traduisent bien la réalité, peuvent alors conduire à des erreurs d'estimation radar très importantes avec notamment une surestimation de près de 100% des intensités de précipitation instantanées le 14/11/86 entre 7 h et 11 h, et une sous estimation de 40 à 60 % de ces intensités le même jour entre 19 h et 23 h (figure II.11). L'erreur relative sur les intensités horaires ponctuelles dépend non linéairement de ces intensités (la figure II.12. présente cet effet pour les intensités quadrihoraires ponctuelles) et l'erreur sur les lames d'eau horaires pour un bassin versant ne peut être prédite simplement.

Néanmoins, les variations de l'erreur moyenne sur un bassin quelconque peuvent être approchées en supposant les intensités horaires uniformes sur la surface du bassin et égales à la valeur de la lame d'eau moyenne (figure IV.21).

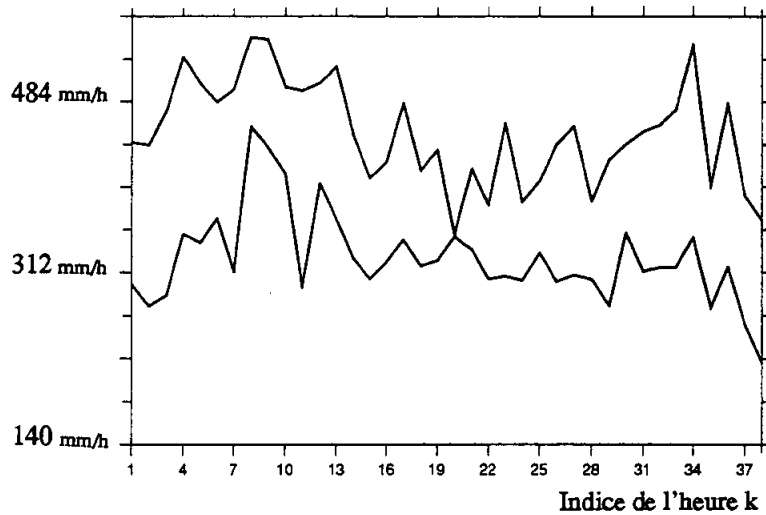


- échos de sol 3, 4 et 5
- écho de sol 7
- écho de sol 6
- échos de sol 1, 2 et 8

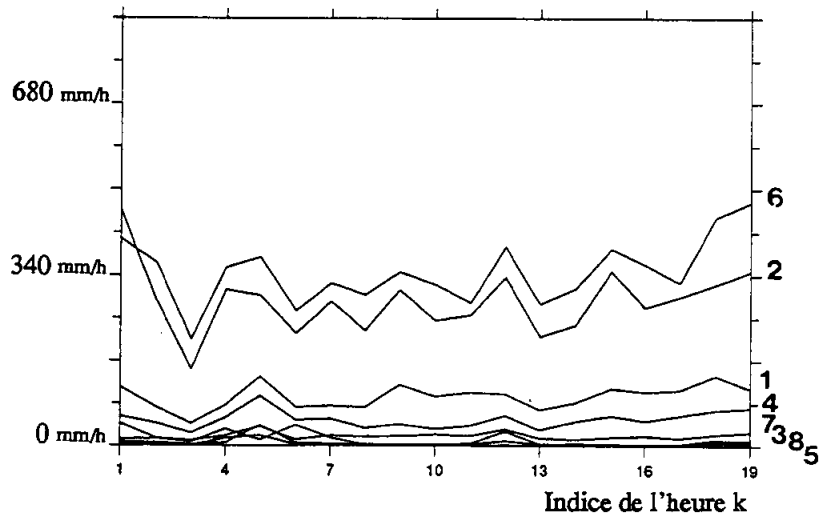
Figure IV.19. Localisation des 8 échos de sol sélectionnés



a) évolution des valeurs de R des 8 échos de sol pour l'événement de 1986

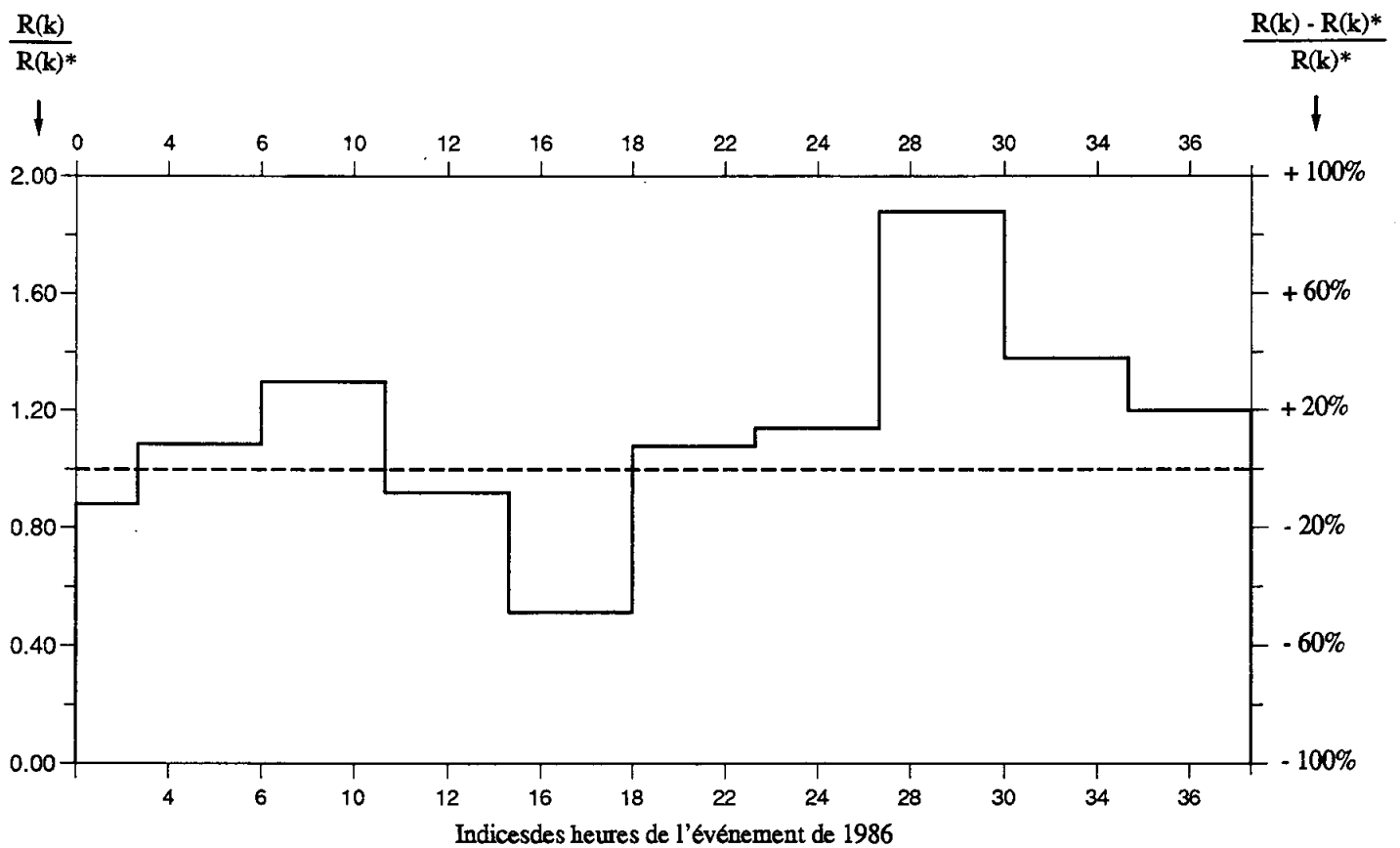


b) évolution des valeurs moyennes de R des échos de sol 1,2,8 et 3,4,5 pour l'événement de 1986



c) évolution des valeurs de R des 8 échos de sol pour l'événement 881

Figure IV.20. Valeurs de R attribuées aux échos de sol s'ils ne sont pas corrigés



$R(k)$ = lame d'eau radar non erronée

$R(k)^*$ = lame d'eau radar erronée

Figure IV.21. Allure des rapports entre lames d'eau radar vraies et erronées, prédite par les variations des relations Z-R disdrométriques.
Les valeurs de ces rapports ne sont qu'indicatives.

Variations du PVR :

Afin de mettre en évidence de telles variations, les images radar horaires brutes ont été cumulées en images quadrihoraires. L'analyse des rapports d'intensité pluvieuse entre mesures à site haut et mesures à site bas a permis la définition de PVR quadrihoraires (figure IV.22) par la procédure d'identification automatique décrite en annexe 3. Ces PVR ont permis de calculer un facteur correcteur fonction de la distance au radar adapté à chaque image quadrihoraire et noté $fc(x,n)$ (figure IV.23), où n est le numéro d'ordre de l'image considérée ($n = 1$ à 9 en 1986 par exemple).

A partir de ces facteurs correcteurs, il est possible d'estimer grossièrement l'erreur moyenne faite sur les estimations de lames d'eau radar d'un bassin versant situé entre les distances x_1 et x_2 du radar, si l'on suppose les précipitations réparties sur l'ensemble de sa surface et la forme de cette surface régulière :

$$Q_{PVR}(n) = \frac{R(k)}{R(k)^*} = \frac{\int_{x_1}^{x_2} fc(x,n) dx}{\int_{x_1}^{x_2} fc(x,ev) dx}$$

où $f(x,ev)$ est le facteur correcteur moyen utilisé lors du prétraitement des images radar, $R(k)$ la valeur non erronée de la lame d'eau radar et $R(k)^*$ la valeur erronée due à l'utilisation d'un PVR moyen constant dans le temps.

Les valeurs de $Q_{PVR}(n)$, présentées par la figure IV.24 pour les bassins versants de la Cèze ($x_1 \approx 25$ km, $x_2 \approx 43$ km) et d'Alès ($x_1 \approx 18$ km, $x_2 \approx 40$ km), et pour les événements pluvieux de 1986 et 1987 fournissent ainsi une représentation de l'évolution probable des rapports entre lames d'eau radar non erronées et erronées, même si les valeurs de ces rapports ne sont pas dépourvues d'erreurs : elles dépendent de la forme exacte du bassin et de la localisation précise des zones pluvieuses sur ce bassin.

Ces erreurs dues à une évolution du PVR dans le temps sont sensibles dès une distance de 20km, et croissent généralement avec la distance du bassin au radar mais peuvent être opposée pour deux bassins, l'un proche et l'autre éloigné du radar, pour certaines heures de l'événement pluvieux de 1987.

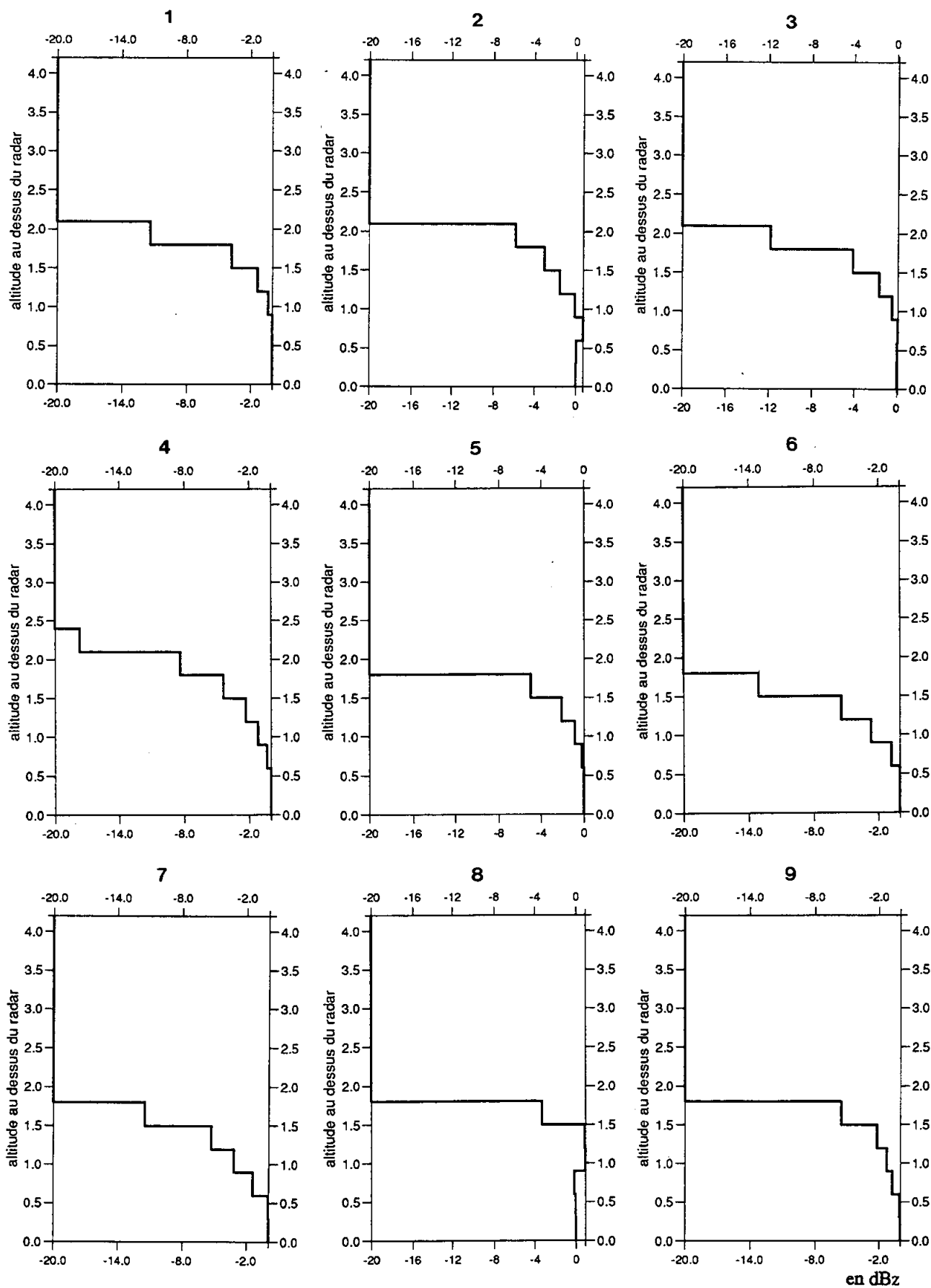


Figure IV.22.a. PVR quadrihoraires identifiés pour l'événement de 1986.
Altitudes au dessus du radar en km

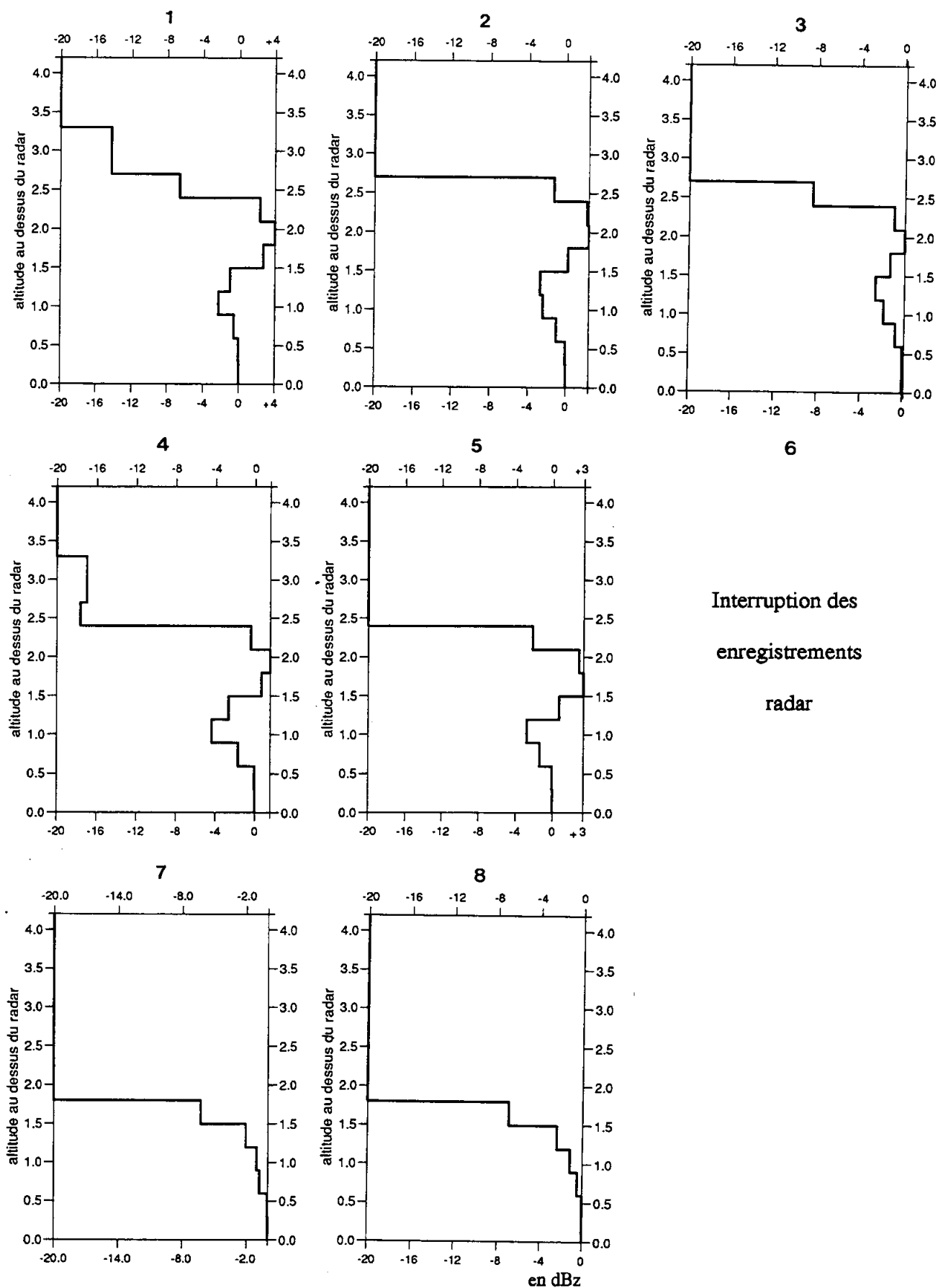
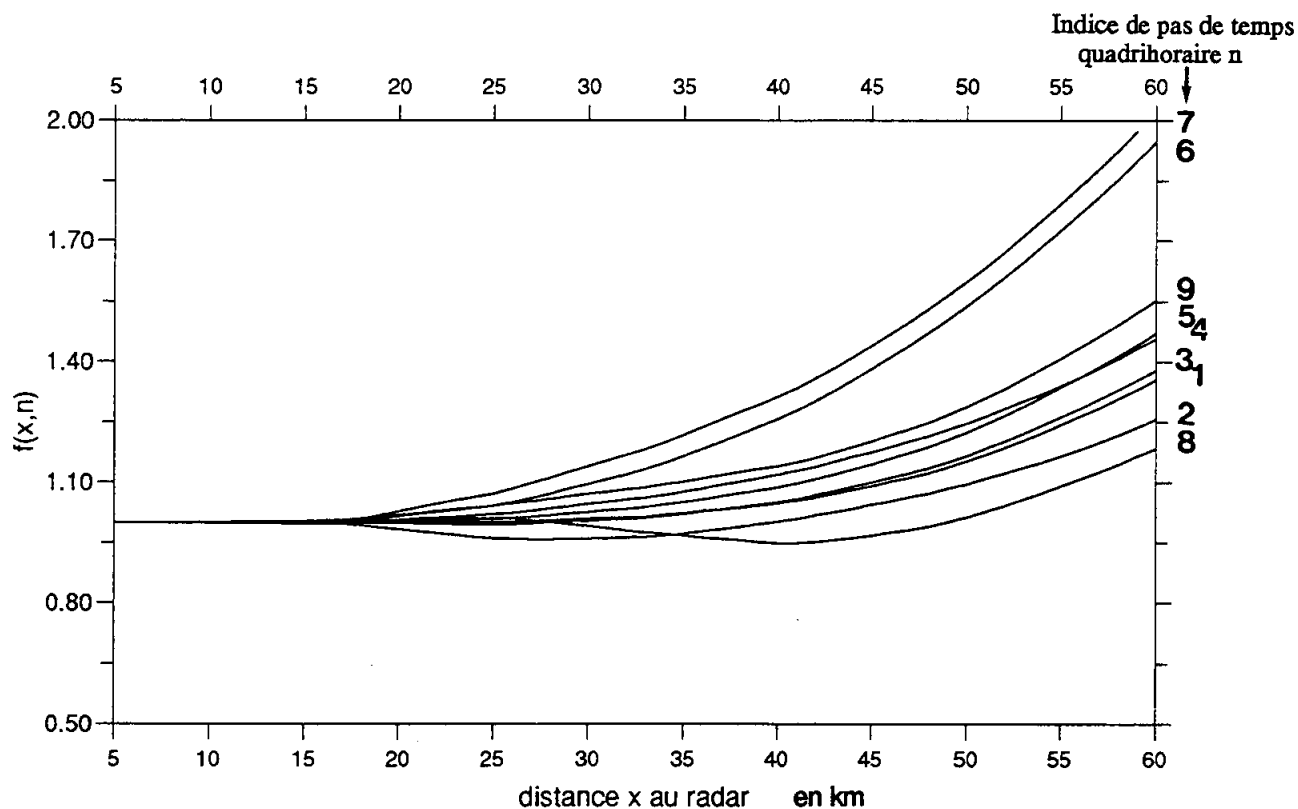
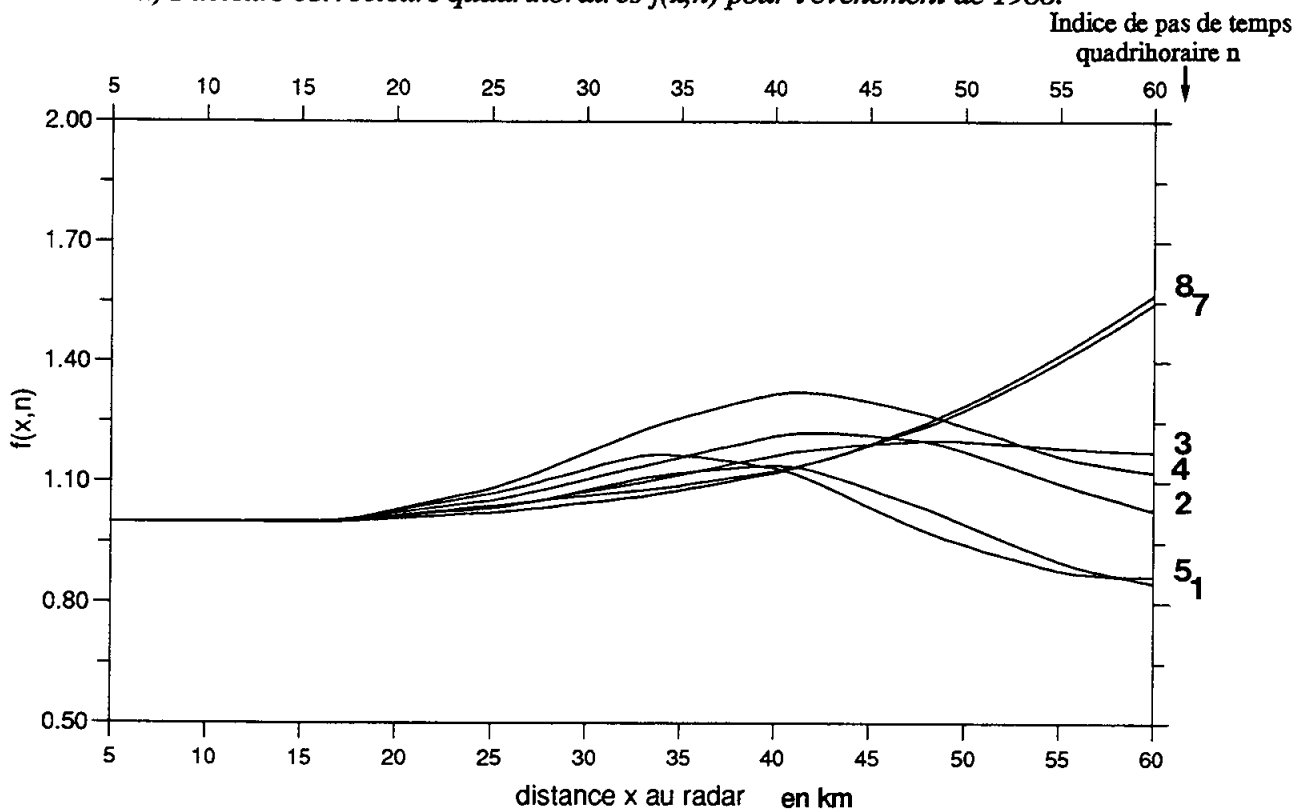


Figure IV.22.b. PVR quadrihoraires identifiés pour l'événement de 1987.
Altitudes au dessus du radar en km

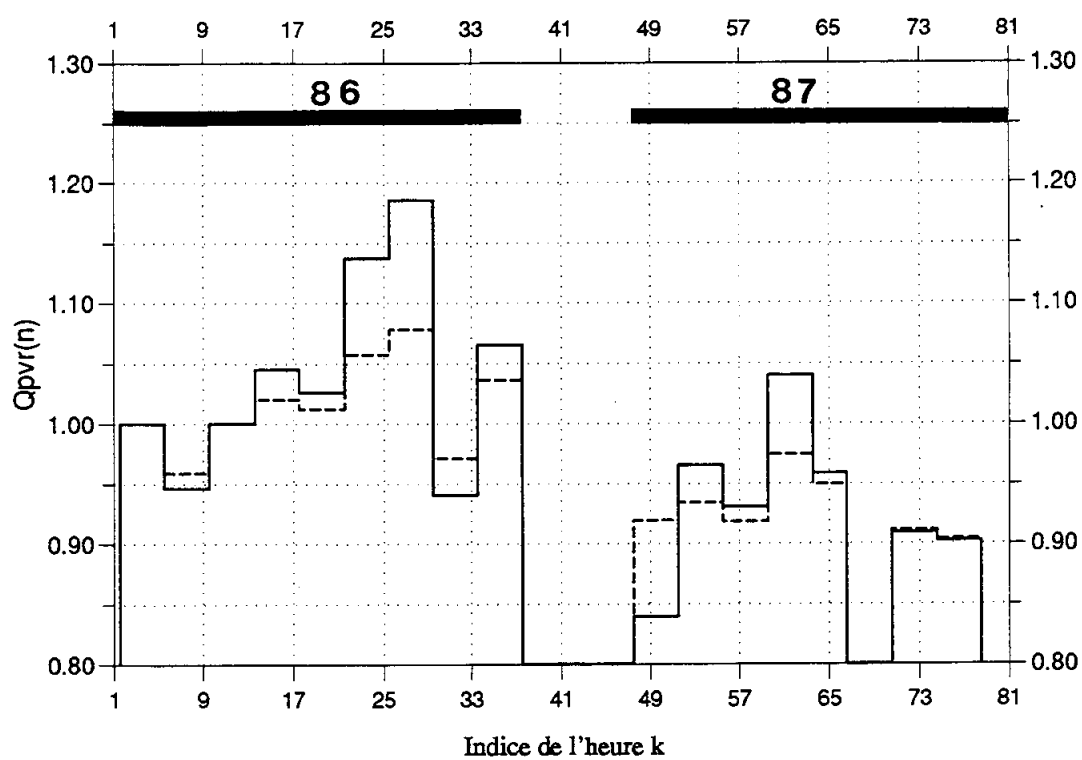


a) Facteurs correcteurs quadrihoraires $f(x,n)$ pour l'événement de 1986.



b) Facteurs correcteurs quadrihoraires $f(x,n)$ pour l'événement de 1987.

Figure IV.23.



— bassin versant de la Cèze
 - - - bassin versant du Gardon d'Alès

Figure IV.24. Valeurs de $Q_{PVR}(n)$ calculées pour les bassins Cèze et Alès et pour les événements pluvieux de 1986 (sur 36h) et 1987 (sur 32 h dont 4h d'interruption)

Les erreurs de la mesure radar provenant de ces trois sources distinctes se conjuguent pour s'amplifier, se réduire, voire s'annuler mutuellement pour un bassin et une heure donnée. Néanmoins, leurs caractéristiques rappelées dans le tableau IV.10. permettent un certain nombre de remarques :

- les erreurs liées aux variations de PVR sont négligeables sur les valeurs des lames d'eau radar du bassin Anduze et de ses sous bassins. Elles deviennent de plus en plus importantes pour les bassins Alès, Cèze et Vidourle où elles devraient modifier les valeurs des lames d'eau dans le même sens (sur ou sous estimation) lors de l'événement pluvieux de 1986 (on suppose le PVR constant dans l'espace pour le secteur d'image considéré).
- pour les sous bassins du Gardon d'Anduze, l'erreur résultant de modifications d'étalonnage et d'une évolution de la relation Z-R agit sur les valeurs des lames d'eau dans le même sens pour tous les sous bassins. De plus, si les précipitations reçues par ces bassins sont très proches (même proportion relative des intensités faibles, moyennes et fortes) les rapports entre lames d'eau erronées et lames d'eau non erronées $R(k)*/R(k)$ seront très proches.

SOURCES D'ERREURS	FLUCTUATION DE L'ETALONNAGE ELECTRONIQUE DU RADAR	VARIATION DE LA RELATION Z-R DANS LE TEMPS	MODIFICATION IMPORTANTE DU PVR DANS LE TEMPS
VARIATION DES ERREURS DANS LE TEMPS	identiques pour tous les bassins	dans le même sens pour tous les bassins et identiques pour deux bassins subissant les mêmes intensités de précipitations.	sensibles au delà de 30 km du radar. Pour un même PVR, l'erreur peut varier entre 2 bassins situés à des distances différentes du radar, ou pour un même bassin d'une heure sur l'autre si les zones pluvieuses se déplacent radialement au radar. Le PVR est supposé constant dans l'espace sur la section d'image radar considérée
VALEUR DES ERREURS R*=intensité de précipitation erronée. R = intensité de précipitation non erronée.	proportionnelle à l'intensité pluvieuse : $R(k)* = 10^{\Delta z k/10b} \cdot R(k)$ $\frac{R(k)*}{R(k)} = 10^{\Delta z k/10b}$	dépend non linéairement de l'intensité pluvieuse : $R(k)* = (ak/a)^{1/b} \cdot R(k)^{bk/b}$ $\frac{R(k)*}{R(k)} = \left(\frac{ak}{a} \right)^{1/b} \cdot R(k)^{(bk/b-1)}$ où (a,b) sont les paramètres de la relation moyenne utilisée.	proportionnelle à l'intensité pluvieuse pour une distance x donnée : $R*(k) = f(x,k) \cdot R(k)$ $\frac{R(k)*}{R(k)} = f(x,k)$

Tableau IV.10. Caractéristiques des trois principales sources d'erreur radar

4.4. Comparaison aux valeurs observées de Q_k

Sur la figure IV.25 les valeurs de Q_k calculées pour les lames d'eau sol et radar supérieures à 1 mm des bassins Anduze, Cèze et Alès sont superposées. L'influence des erreurs d'estimation des lames d'eau sol sur les valeurs de Q_k pour chaque bassin ne permet pas de mettre en évidence les effets des erreurs de la mesure radar.

L'allure générale de ces courbes, et le calcul des coefficients de corrélation entre les valeurs de Q_k estimées pour les différents bassins permettent pourtant de relever des liens entre les valeurs prises par ces rapports pour certains bassins (tableau IV.11) :

Entre les valeurs de Q_k pour les bassins Cèze, Alès et Anduze, malgré la faible co-fluctuation, on retrouve la même hiérarchie de liens, fonction de la distance entre les bassins, observée entre les valeurs des lames d'eau.

La co-fluctuation est plus importante entre les valeurs de Q_k estimées pour le bassin Anduze et celles estimées pour ses sous bassins St Jean et Mialet, ou entre ces sous bassins et *leurs propres* sous bassins. Cela s'explique, le rapport Q_k estimé sur un bassin étant en effet une moyenne pondérée des rapports estimés sur ses sous bassins, le poids de chaque rapport étant fonction de la surface relative de ce sous bassin et de l'intensité pluvieuse sur cette surface. Par exemple, pour les sous bassins St Jean et Mialet représentant chacun près de la moitié de la surface du bassin Anduze, on peut écrire, en négligeant la contribution du petit sous bassin Salin :

$$Q_k(\text{Anduze}) = \frac{S(k, \text{Anduze})^*}{R(k, \text{Anduze})} \cong \frac{1/2 \cdot S(k, \text{St Jean})^* + 1/2 \cdot S(k, \text{Mialet})^*}{R(k, \text{Anduze})}$$

$$Q_k(\text{Anduze}) \cong \frac{1/2}{R(k, \text{Anduze})} \cdot [R(k, \text{St Jean}) \cdot Q_k(\text{St Jean}) + R(k, \text{Mialet}) \cdot Q_k(\text{Mialet})]$$

Les valeurs des rapports Q_k sont par contre moins corrélées d'un sous bassin à un sous bassin voisin. Si l'on retrouve certaines liaisons privilégiées entre ces sous bassins (Mialet Nord, Mialet Sud), les bassins pour lesquels les erreurs d'estimation des lames d'eau sol expliquent au mieux les variations de Q_k (St Jean Inf, Mialet Inf., Salin) ont des rapports Q_k qui co-fluctuent très peu d'un bassin à un autre, même si leurs lames d'eau sont les plus corrélées du groupe (St Jean Inf, Mialet Inf.).

La figure IV.26, qui présente quelques graphes de corrélation entre les valeurs de Q_k pour plusieurs bassins, permet d'apprécier les différences entre ces valeurs : pour une valeur de Q_k égale à 1 sur un bassin, la valeur correspondante pour un bassin voisin varie facilement de .5 à 2.

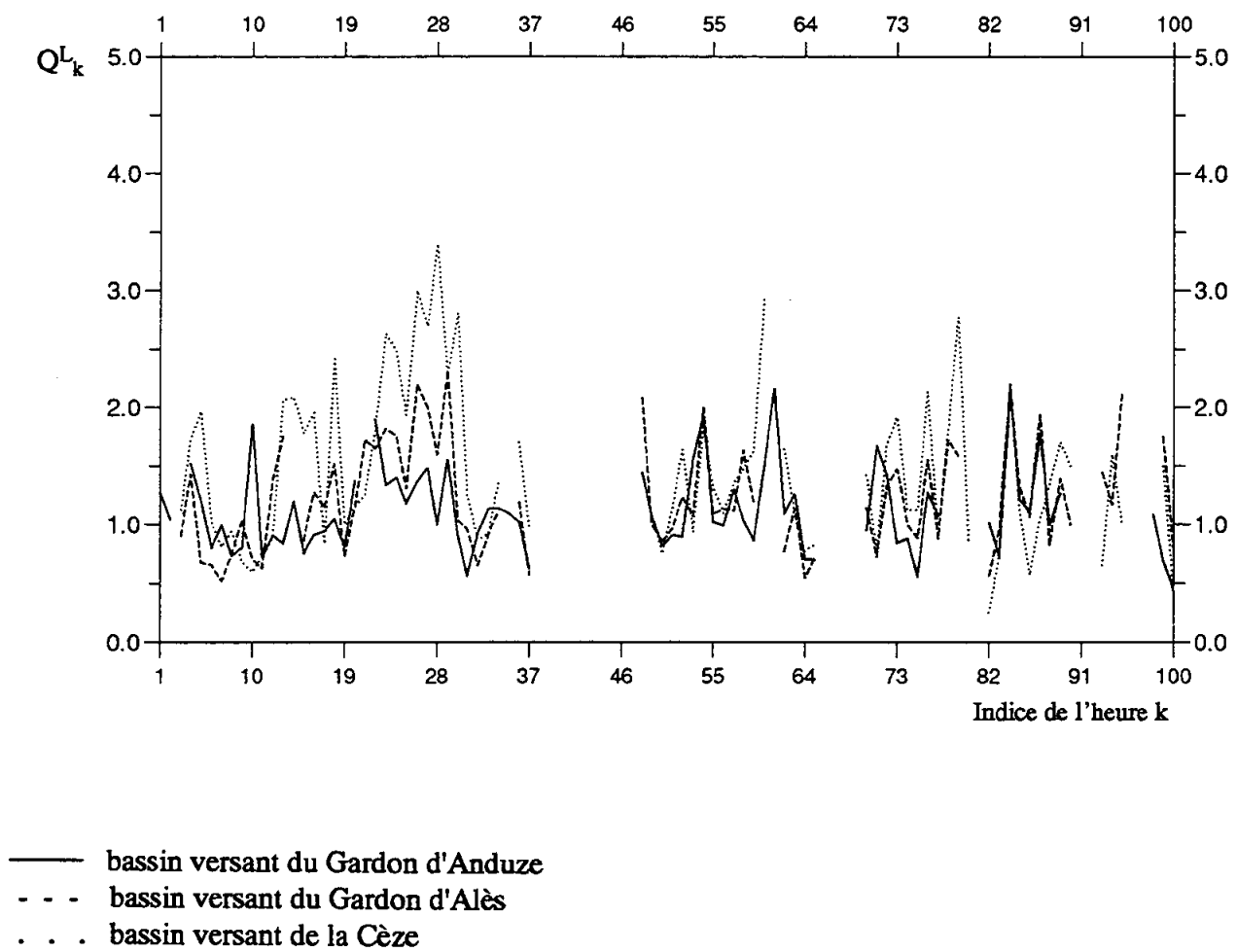


Figure IV.25. Superposition des valeurs de Q_k pour les grands bassins
 seuls sont pris en compte les rapports correspondants à des lames d'eau sol et radar supérieures à 1 mm

CEZE	.09		
ALES	.24	.63	
ANDUZE	.08	.34	.53
	VIDOURLE	CEZE	ALES

ST JEAN inf.	.33								
ST JEAN Av.	.20	.33							
St JEAN Am.	.29	.10	.65						
MIALET Inf.	.44	.48	.29	.20					
MIALET Sud	.39	.10	.60	.55	.42				
MIALET Nord	.35	.36	.44	.32	.59	.70			
MIALET	.39	.32	.52	.43	.69	.82	.90		
St JEAN	.27	.57	.87	.66	.32	.49	.38	.51	
ANDUZE	.41	.50	.76	.57	.62	.74	.66	.85	.83
	SALIN	St JEAN Inf.	St JEAN Av.	St JEAN Am.	MIALET Inf.	MIALET Sud	MIALET Nord	MIALET	St JEAN

Tableaux IV.11. Coefficients de corrélation entre les valeurs de Q_k estimées pour les différents bassins

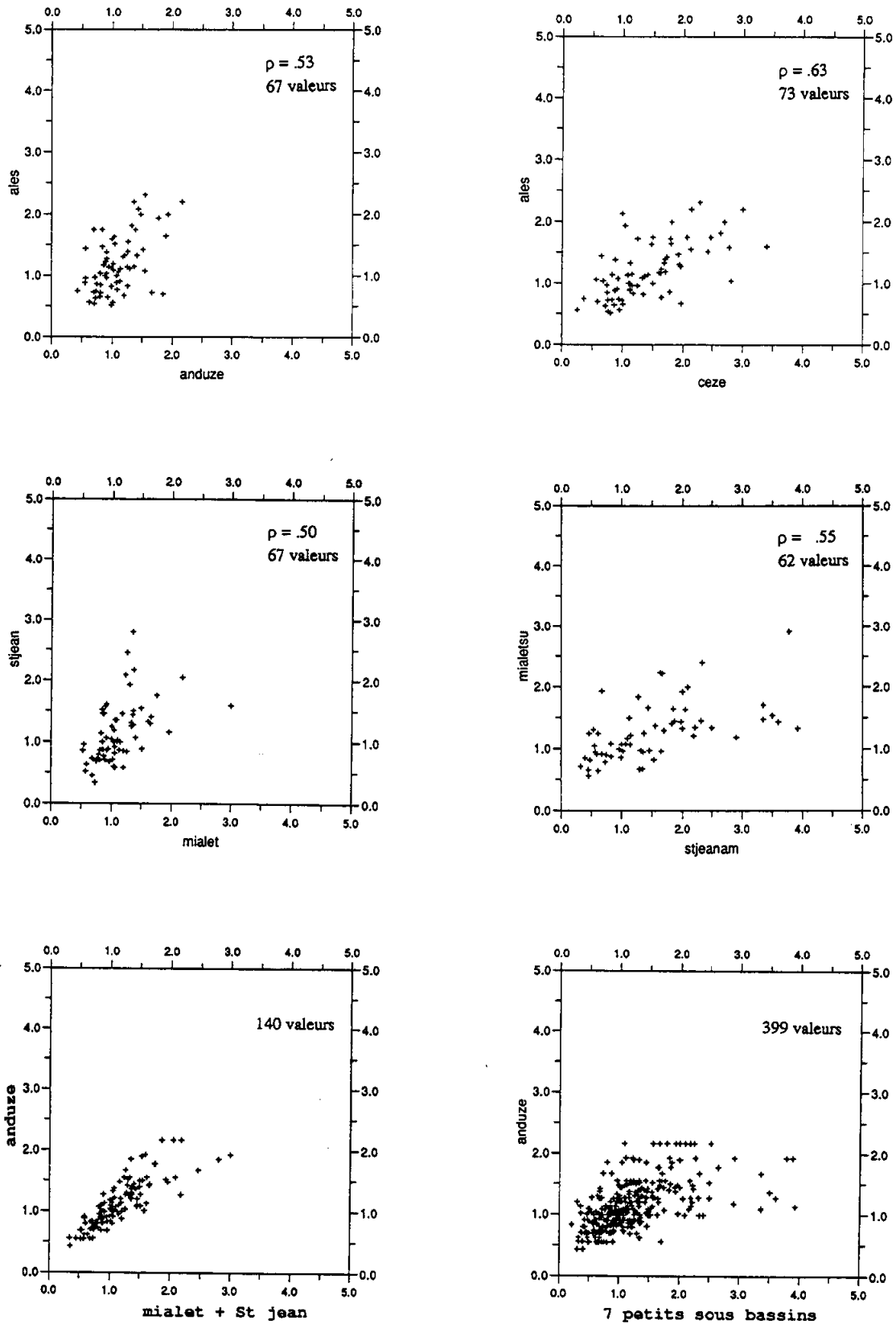


Figure IV.26. Corrélation entre les valeurs de Q_k estimées sur des bassins voisins ou entre un bassin et ses sous bassins.

rapport : les sous bassins Mialet et St Jean représentent chacun près de la moitié de la surface du bassin Anduze.

Afin de réduire l'influence des erreurs d'estimation des lames d'eau sol, on a calculé pour chaque pas de temps k , les rapports Q_k^L des L dernières lames d'eau horaires cumulées. En reprenant les notations de (IV.9) on écrit :

$$(IV.13) \quad Q_k^L = \frac{\sum_{K=k-L+1}^k S(K)^*}{\sum_{K=k-L+1}^k R(K)} = \frac{\sum_{K=k-L+1}^k S(K)}{\sum_{K=k-L+1}^k R(K)} + \frac{\sum_{K=k-L+1}^k [S(K)^* - S(K)]}{\sum_{K=k-L+1}^k R(K)} = 1 + e_r(k)^L$$

D'après les hypothèses sur l'erreur d'estimation par krigeage :

$$E \left[\sum_{K=k-L+1}^k [S(K)^* - S(K)] \right] = 0$$

et

$$\text{Var} \left[\sum_{K=k-L+1}^k [S(K)^* - S(K)] \right] = \sum_{K=k-L+1}^k \text{Var}[S(K)^* - S(K)] + \sum_{K_i=k-L+1}^k \sum_{\substack{K_j=k-L+1 \\ K_j \neq K_i}}^k \text{Cov}[\{S(K_i)^* - S(K_i)\}, \{S(K_j)^* - S(K_j)\}]$$

Si les erreurs d'estimation des lames d'eau sol sont peu corrélées dans le temps, l'influence des erreurs radar corrélées dans le temps est plus importante dans les variations de Q_k^L que dans celles de Q_k . De plus, le cumul des lames d'eau sur une durée de L heures permet de s'affranchir presque complètement des problèmes liés aux lames d'eau faibles sans avoir besoin de les éliminer.

Le choix d'un cumul des L "dernières heures" et non des L heures encadrant une heure donnée permet de se placer dans les mêmes conditions que l'utilisateur en temps réel d'un radar opérationnel. Pour la même raison, Q_k^L est calculé dès la première heure et non uniquement après la $L^{\text{ème}}$ heure.

Afin d'identifier d'éventuelles variations de Q_k^L causées par une mauvaise capacité du réseau de pluviomètres à identifier correctement une structure pluvieuse persistant plusieurs heures et s'étendant sur plusieurs bassins, on calcule également la valeur des rapports des lames d'eau radar krigées et mesurées présentés au paragraphe 4.2.

$$(IV.14) \quad \frac{\sum_{K=k-L+1}^k R(K)^*}{\sum_{K=k-L+1}^k R(K)} = 1 + \frac{\sum_{K=k-L+1}^k [R(K)^* - R(K)]}{\sum_{K=k-L+1}^k R(K)}$$

Les figures IV.27 et IV.28 présentent les valeurs des rapports calculés selon les expressions (IV.13) et (IV.14) pour une valeur de L égale à 4 heures.

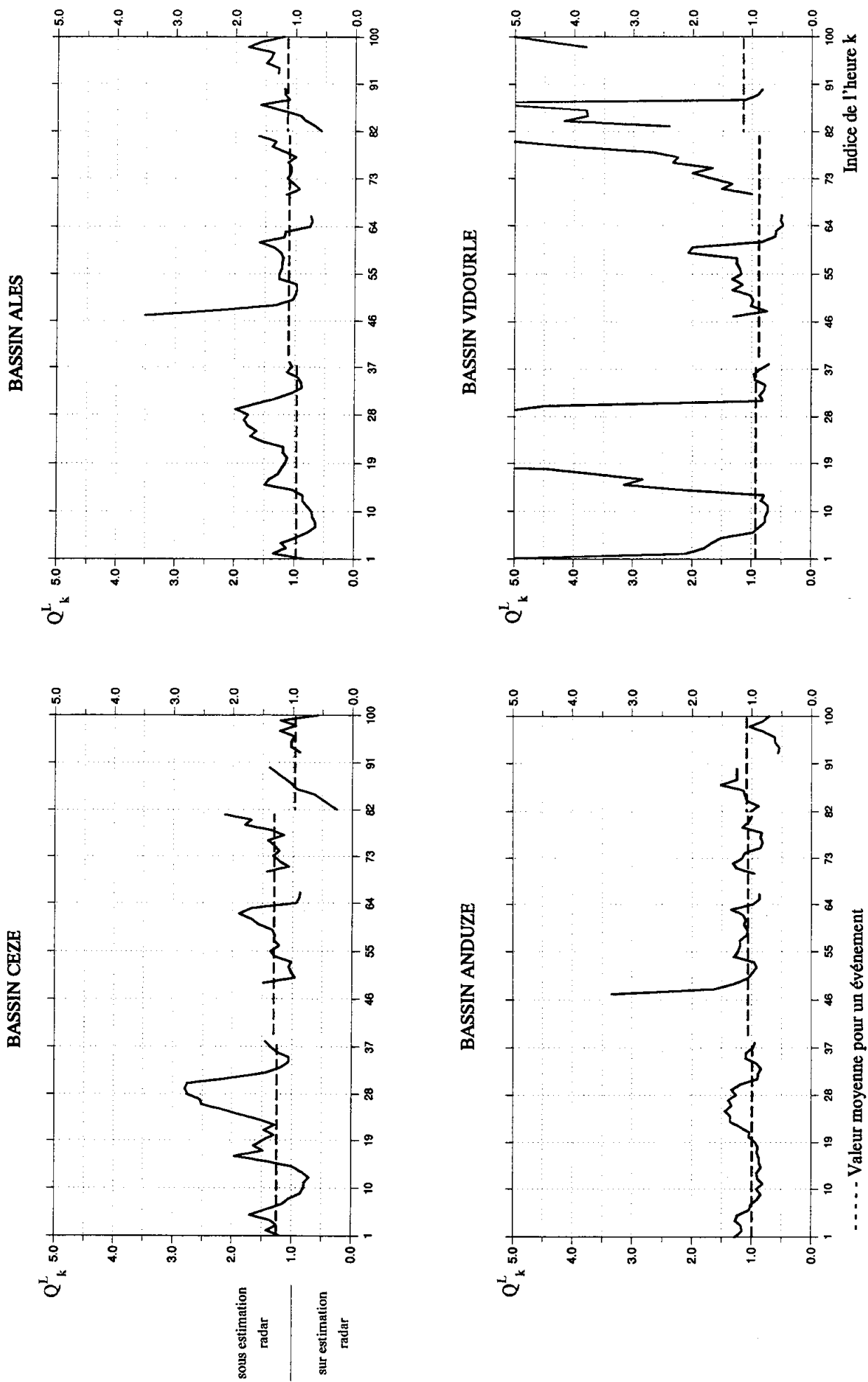


Figure IV.27. Valeurs de Q_k^L calculées selon l'expression (IV.13) pour les lames d'eau sol krigées (avec $L=4$)

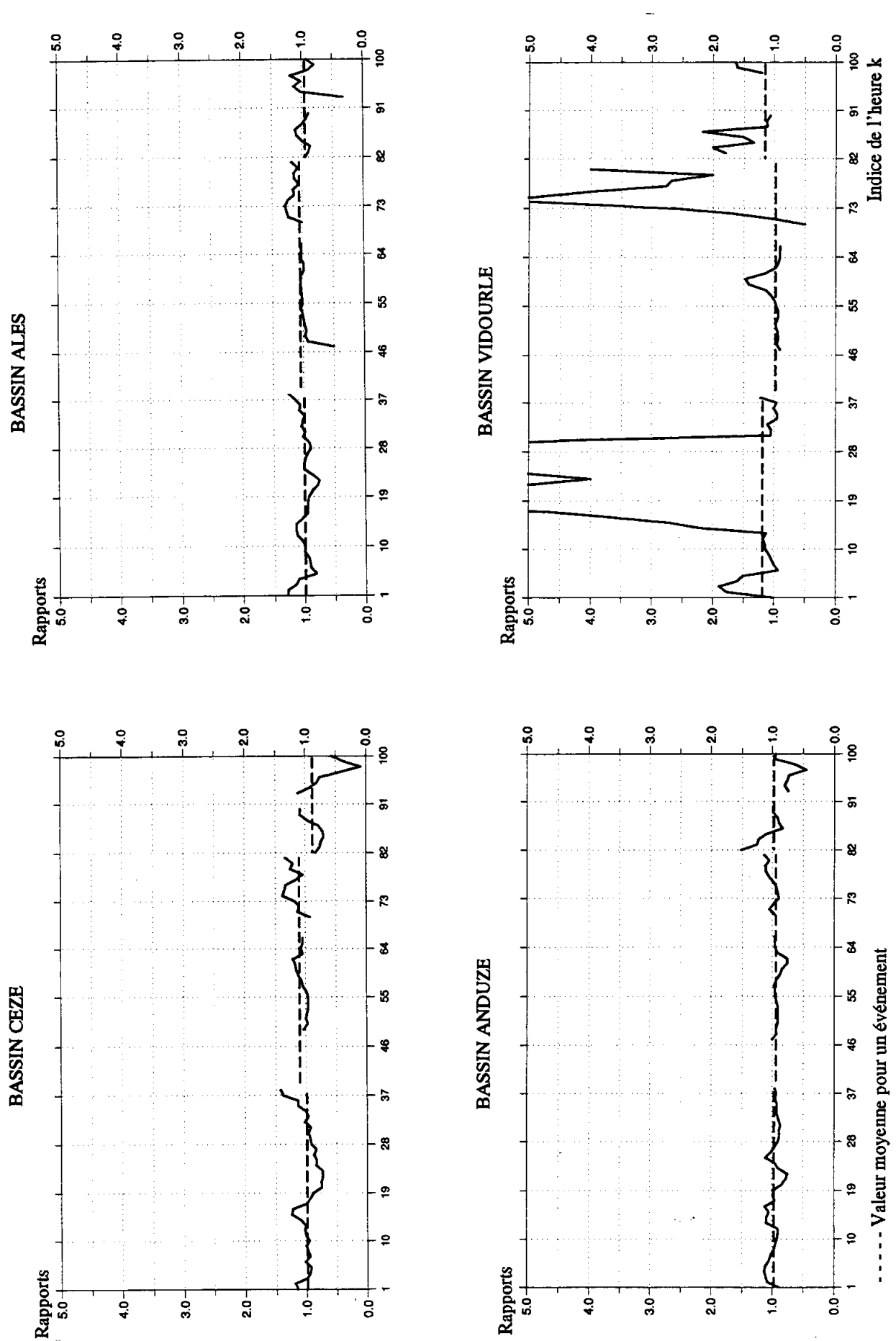


Figure IV.28. Valeurs des rapports calculés selon l'expression (IV.14) pour les lames d'eau radar krigées (avec $L=4$)

Les variations très importantes de Q_k^L pour le bassin du Vidourle sont dues à de longues périodes de précipitations très faibles ou nulles (voir figure IV.3), fortement intermittentes (80% à 100% d'intermittence).

Pour les bassins Cèze, Alès et Anduze apparaissent en 1986 des variations lentes de Q_k^L qui ne peuvent pas être expliquées par une mauvaise estimation des lames d'eau sol. De plus, ces variations présentent une certaine cohérence sur les trois bassins. Elles peuvent être comparées aux variations de rapports prédites grossièrement à partir des erreurs de la mesure radar pour l'événement de 1986 (figure IV.29) :

- Les erreurs radar dues aux variations de PVR, combinées aux erreurs les plus importantes liées à l'utilisation d'une relation Z-R moyenne pour tout l'événement, concordent avec l'allure des variations observées de Q_k^L pour les bassins Cèze et Alès.
- Les valeurs de $Q_{PVR(n)}$ sont beaucoup moins variables que celles de Q_k^L et l'effet des erreurs radar dues aux variations de PVR semble sous estimé.
- L'évolution des erreurs prédites par les relations Z-R quadrihoraires déduites des mesures disdrométriques ne sont pas incompatibles avec les variations de Q_k^L pour le bassin Anduze, mais il semble que l'effet de ces erreurs soit surestimé.

Pour les sous bassins du gardon d'Anduze les variations de Q_k^L semblent par contre dépendre des bassins considérés (figure IV.30) :

- On note une différence entre les bassins les plus au Sud (St Jean Inf., St Jean Av., Mialet Inf.) et les bassins plus au Nord (Mialet Sud et Nord) qui peut éventuellement être expliquée par le développement des zones pluvieuses sur ces sous bassins.

L'effet conjugué des erreurs radar dues aux variations de PVR et de relation Z-R ne peut être estimé et comparé de manière quantitative aux variations des rapports Q_k^L . Les hypothèses faites pour caractériser les effets de ces erreurs sont trop importantes pour qu'une telle comparaison présente un intérêt. Une autre démarche sera adoptée dans le chapitre V.

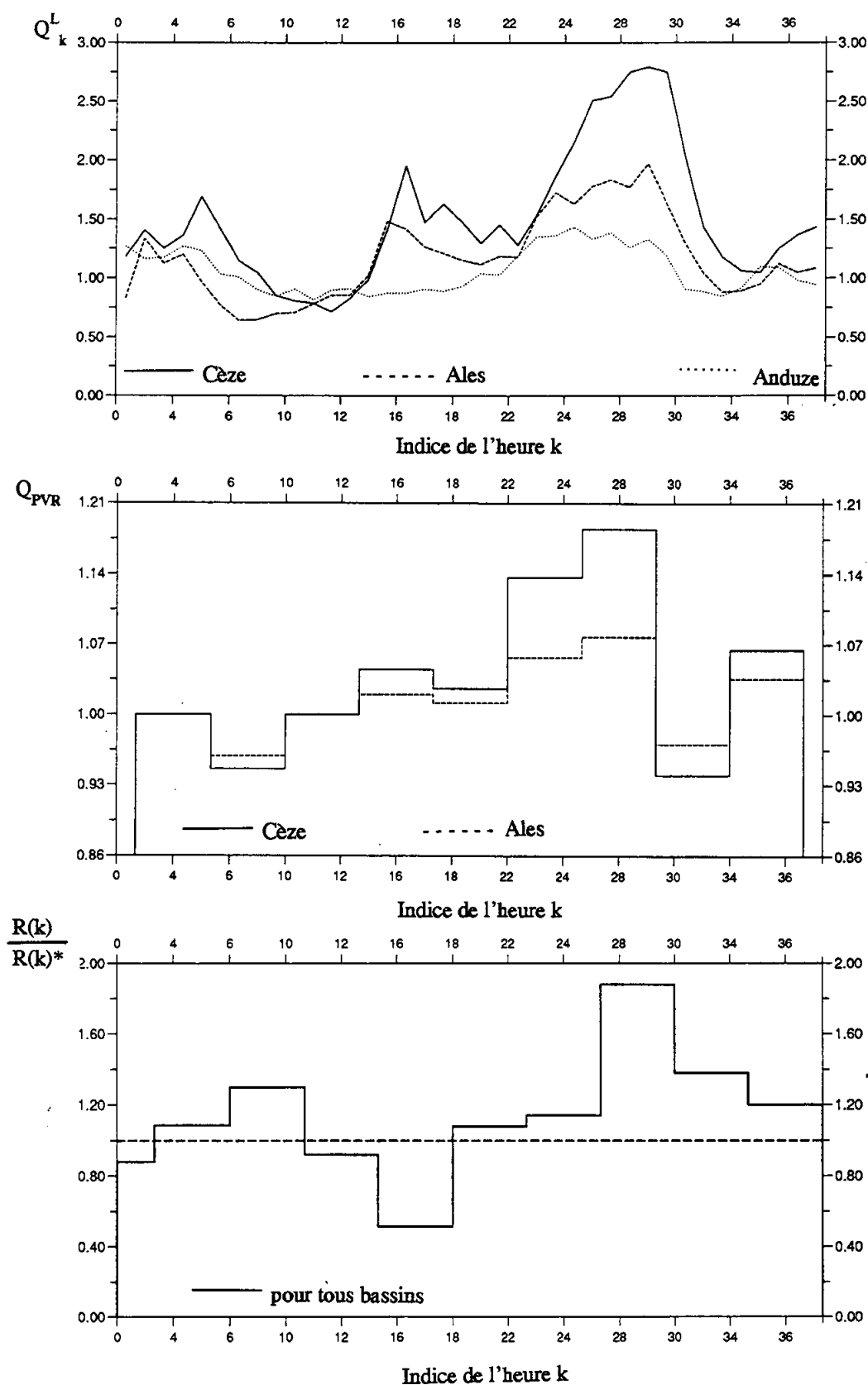


Figure IV.29 Rapports observés Q_k^L et estimations des rapports quadrihoraires dus aux erreurs de la mesure radar, pour l'événement de 1986.

Remarque : Les valeurs des rapports quadrihoraires ne sont qu'indicatives.
les figures ne sont donc pas tracées suivant la même échelle verticale.

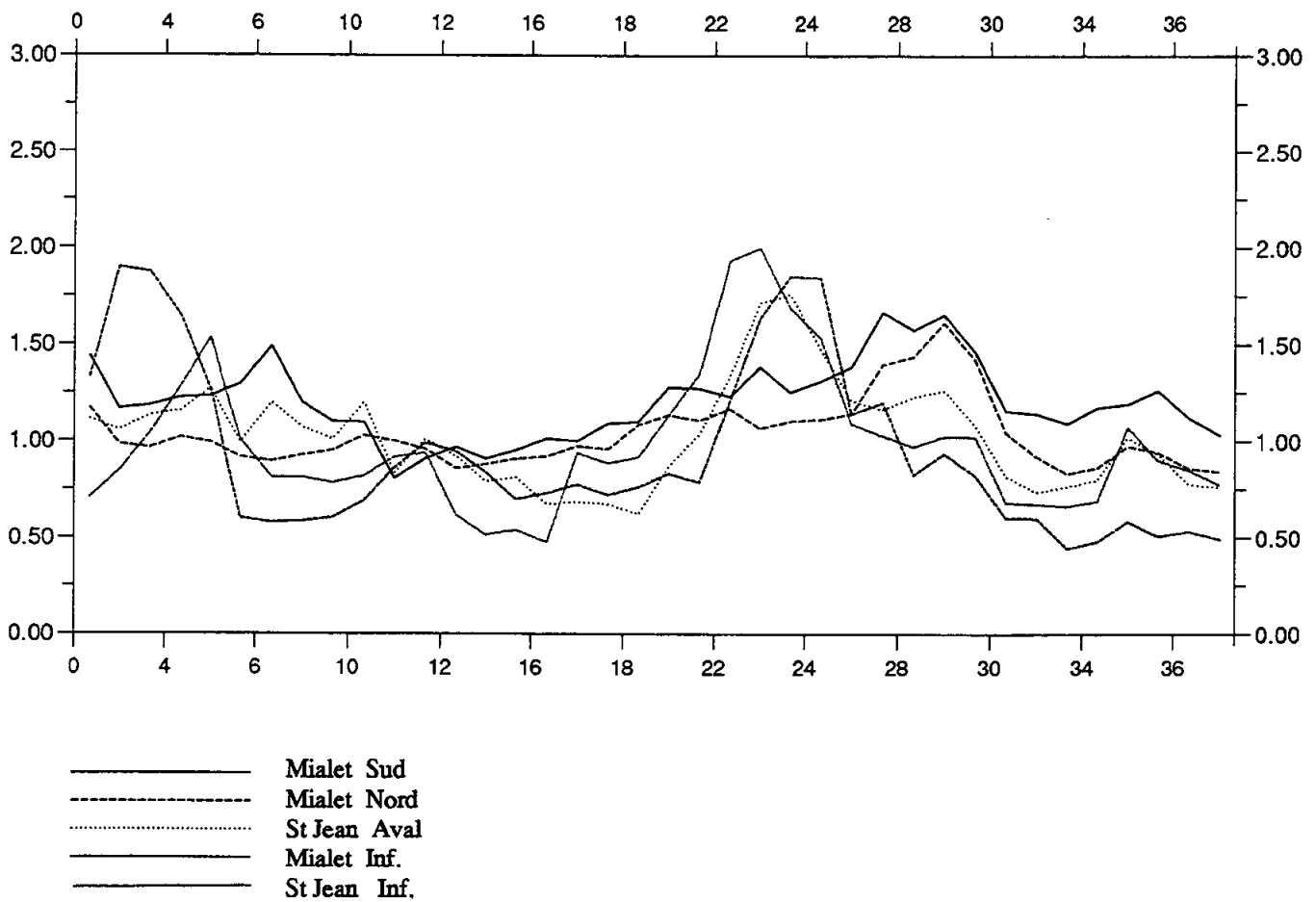


Figure IV.30 Valeurs de Q^L_k calculées selon l'expression (IV.13) pour les lames d'eau sol des petits sous bassins versants du Gardon d'Anduze.

5 - CONCLUSION

Les estimations sol et radar des lames d'eau totales par événement pour les grands bassins versants des pentes Est des Cévennes ne présentent que de faibles écarts en valeurs relatives (moins de 15%) sauf pour le bassin de la Cèze (30%). Les écarts sont par contre plus variables pour les petits sous bassins du gardon d'Anduze ($\pm 30\%$) et semblent organisés dans l'espace.

Les estimations sol et radar de lames d'eau horaires coïncident bien (ρ_{SR} compris entre .85 et .95 pour tous les bassins et sous bassins non masqués), mais les rapports Q_k entre ces lames d'eau horaires, ou les écarts relatifs, sont très variables dans le temps et l'espace. Néanmoins, une partie importante de ces variations peut être attribuée à deux sources indépendantes de la mesure radar : l'instabilité des rapports pour des lames d'eau très faibles et l'erreur d'estimation des lames d'eau sol.

Ces deux sources de variations, sans expliquer complètement les valeurs observées de Q_k , sont suffisantes pour perturber fortement la recherche de variations attribuables à des erreurs de la mesure radar. L'évolution dans le temps des rapports Q_k^L des lames d'eau sol et radar cumulées sur les 4 dernières heures permet néanmoins de mettre en évidence l'influence d'erreurs d'estimations radar dues à l'évolution du PVR dans le temps. Les effets potentiels des erreurs dues à l'évolution de la relation Z-R suggérée par les mesures disdrométriques au chapitre II ne sont pas incompatibles avec les variations des rapports Q_k^L mais l'influence de ces erreurs n'est pas clairement démontrée.

La correction horaire des effets combinés de ces erreurs d'estimations radar à partir de rapports de lames d'eau sol et radar semble difficile à mettre en oeuvre :

- Les valeurs des rapports Q_k des lames d'eau horaires sont trop influencées par les erreurs d'estimation des lames d'eau sol pour être utilisées directement.
- Les rapports Q_k^L des L dernières lames d'eau sol et radar dépendent fortement du bassin considéré. Si la cause en est une expression différente des erreurs radar sur ces bassins une heure donnée, une méthode complexe de filtrage des variations des rapports indépendantes de la mesure radar ne peut résoudre ce problème.

Ces observations démontrent l'intérêt de méthodes de prétraitement des images radar prenant en compte une évolution du PVR dans le temps et éventuellement de la relation Z-R.

Deux de ces méthodes sont testées dans le chapitre suivant :

- un traitement des images radar à partir de PVR horaires et non plus moyens pour un événement pluvieux.
- l'estimation des intensités de précipitation en utilisant des mesures de réflectivité différentielle, prenant en compte indirectement la distribution granulométrique des gouttes de pluie, et donc une variation de celle-ci dans le temps et l'espace.

CHAPITRE V

AMELIORATION DES ESTIMATIONS RADAR PAR UN MEILLEUR PRETRAITEMENT DES IMAGES

1 - LA PRISE EN COMPTE DE PVR HORAIRES

1.1. Présentation de la démarche adoptée

La définition d'un profil vertical de réflectivité permet de traiter globalement plusieurs sources d'erreurs de la mesure radar liées à l'accroissement du diamètre et de l'altitude du faisceau lorsque la distance au radar augmente (ces erreurs sont décrites en annexe 1).

Le prétraitement des images radar Cévennes 86-88 a été réalisé à l'aide d'un PVR moyen par événement pluvieux et constant pour toute l'image radar. Ces PVR moyens, identifiés à partir d'une démarche proposée et décrite dans ANDRIEU 1991, sont représentés dans l'annexe 2.

L'hypothèse d'uniformité du PVR dans l'espace est valable si les structures pluvieuses détectées sur une même image présentent des caractéristiques assez semblables telles que l'altitude maximale des précipitations, l'altitude de l'isotherme 0°C, la présence de grêle ou d'une évaporation des gouttes près du sol. Pour les images horaires de 71 x 85 km² recueillies pendant l'expérience Cévennes, nous verrons qu'une telle hypothèse peut être acceptée en première approche.

Par contre, le PVR semble varier de manière importante dans le temps. Les erreurs d'estimation radar d'intensités de pluie liées à l'utilisation d'un seul PVR moyen pour l'ensemble d'un événement pluvieux devraient donc être réduites par l'identification de PVR horaires, et leur utilisation lors du prétraitement des images radar.

Cette identification soulève néanmoins plusieurs difficultés :

tout d'abord, l'importante variabilité spatiale des champs pluvieux horaires, et notamment leur intermittence, peut rendre certaines procédures d'identification inapplicables certaines heures. C'est le cas, lorsque l'activité pluvieuse ne se situe pas à la verticale du radar, d'une exploration verticale de l'atmosphère (tirs radar verticaux) ou d'une exploration volumique pour des distances au radar faibles. Ces techniques nécessitent de plus un protocole particulier d'acquisition des images radar, qui n'a pas été utilisé systématiquement durant l'expérience Cévennes 86-88.

La prise en compte des mesures à différents sites pour des distances au radar croissantes ramène d'autre part rapidement le nombre de sites exploitables à deux uniquement (pour les élévations les plus faibles), le faisceau se trouvant entièrement au dessus de l'altitude maximale des précipitations pour des sites plus élevés. Le diamètre du faisceau et la distribution de puissance circulaire par rapport à l'axe, produisent également une intégration du PVR sur une certaine hauteur, pondérée en fonction de l'altitude. Le diamètre et l'altitude du faisceau croissant avec la distance au radar, l'intégration se produit sur des hauteurs de plus en plus importantes avec l'éloignement et selon des pondérations différentes. La perception du PVR par le faisceau varie donc en fonction de la distance au radar (voir annexe 3).

Lors de l'expérience Cévennes, les enregistrements radar ont été réalisés en alternant les mesures à deux sites comme décrit dans le chapitre I. C'est à partir de cette information que les PVR horaires sont identifiés. La méthode est inspirée d'une démarche proposée par SMITH (1986) et repose, en admettant l'uniformité du PVR dans la zone étudiée, sur l'analyse de l'évolution avec la distance au radar des valeurs des rapports moyens entre les mesures aux deux sites. Elle est généralisable à un nombre de sites plus important. Nous verrons que cette méthode permet d'identifier un PVR pour la plupart des images horaires enregistrées en 1986 et 1987.

Une autre difficulté réside dans le nombre important de PVR à identifier. La mise au point d'un algorithme d'identification par ANDRIEU (1991) allège beaucoup ce travail et permet d'envisager une application opérationnelle en temps réel.

Le principe de l'identification des PVR à partir de l'évolution, avec la distance au radar, des rapports entre mesures à deux sites, et la mise en oeuvre de l'algorithme pour l'identification de PVR horaires, sont décrits en annexe 3 et ne sont pas repris ici.

Dans les paragraphes suivants, on présente tout d'abord la manière dont sont estimés ces rapports en fonction de la distance pour chaque image horaire des événements 86, 87 et 881. Les valeurs de ces rapports, ainsi que les variations de ces valeurs avec la distance au radar, sont analysées dans l'optique de leur utilisation comme données de base nécessaires à la procédure d'identification des PVR.

Les PVR horaires identifiés à l'aide de l'algorithme sont ensuite commentés et confrontés aux données météorologiques disponibles.

Puis ces PVR horaires sont utilisés pour retraiter les images radar brutes et les lames d'eau déduites de ces nouvelles images radar sont comparées aux lames d'eau sol pour les bassins versants de la Cèze, du Vidourle et des Gardons d'Alès et d'Anduze, afin de quantifier l'apport d'un prétraitement prenant en compte les variations horaires du PVR.

1.2. Evolution avec la distance au radar des rapports entre mesures à sites haut et bas

1) Calcul de courbes expérimentales de rapports horaires $QR_k(d)$

A partir des images radar brutes à deux sites, on peut calculer pour chaque heure k le rapport entre les intensités moyennes attribuées à site haut et à site bas pour toutes les mailles situées à la même distance d du radar :

$$QR_k(d) = \frac{\sum_{i=1}^n RH(k,i)}{\sum_{i=1}^n RB(k,i)}$$

où $RH(k,i)$ et $RB(k,i)$ représentent les intensités de précipitations en mm/h attribuées aux n mailles radar à sites Haut et Bas distantes de d km du radar.

Ces rapports sont calculés pour des distances au radar comprises entre 5 et 60 km, et sur un secteur de 70° situé en dehors des zones concernées par les problèmes de masques et d'échos de sol (figure V.1.). Ils permettent de construire une courbe expérimentale notée également $QR_k(d)$, qui est une estimation de l'évolution avec la distance du rapport des mesures aux deux sites dépendant uniquement du PVR pour l'heure k , et des caractéristiques du faisceau radar (sites utilisés et ouverture à 3 dB).

L'allure de ces courbes pour les images des événements pluvieux étudiés peut être décrite selon deux comportements différents :

- elles peuvent être globalement décroissantes, d'une valeur proche de 1 pour une distance de 5 km, à une valeur nulle pour la distance à laquelle le faisceau radar à site haut se situe entièrement au-dessus de l'altitude maximale des précipitations. Elles traduisent alors la sous détection à site haut due au remplissage partiel du faisceau et à une diminution éventuelle de la réflectivité avec l'altitude (figure V.2. b et c).
- elles peuvent également présenter une phase de croissance importante se surimposant à la décroissance générale. Elles traduisent alors la surdétection du faisceau à site haut due à un phénomène de bande brillante en-dessous de l'altitude de l'isotherme 0°C (figure V.2.a.).

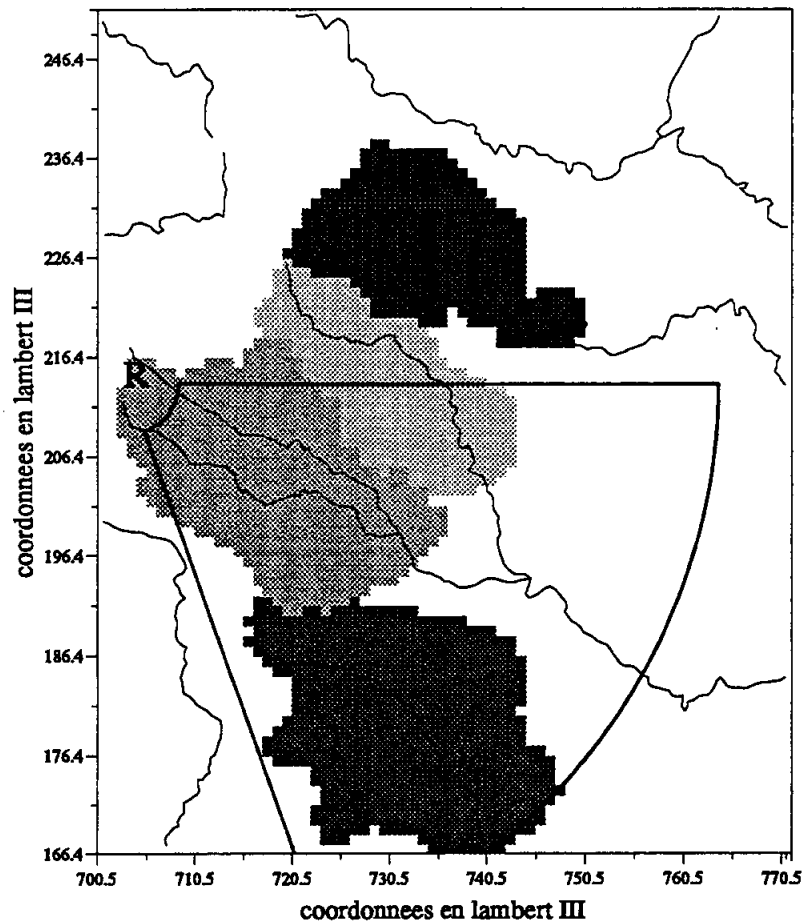


Figure V.1. Secteur des images radar où sont estimés les rapports $QR_k(d)$
(la localisation des principaux bassins versants est indiquée)

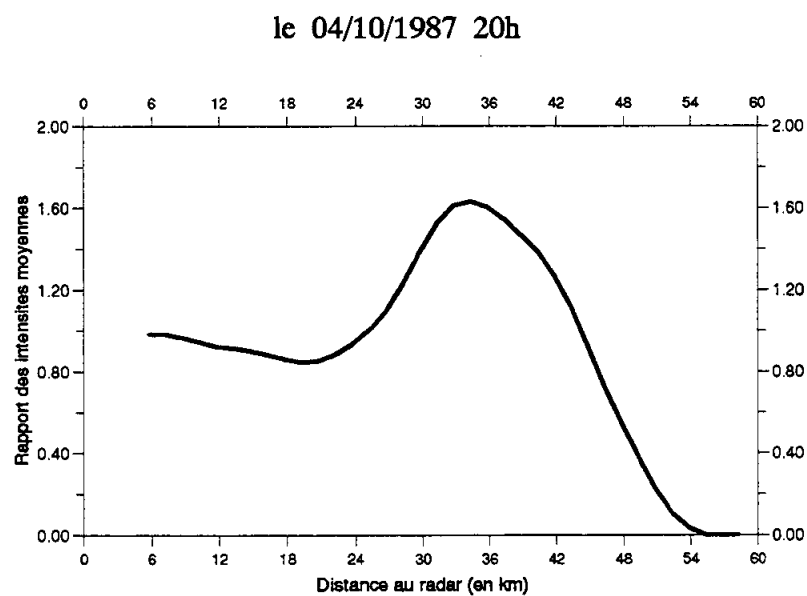


Figure V.2.a. Augmentation de la valeur de $QR_k(d)$ due à la présence d'un phénomène de bande brillante vers 2000 m d'altitude au-dessus du radar

le 14/11/1986 22h

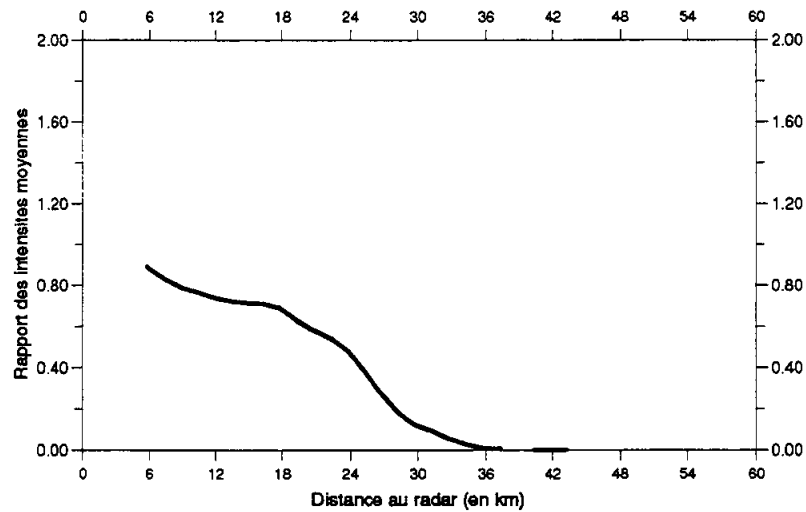


Figure V.2.b. Décroissance régulière pour une altitude maximale des précipitations faible (de l'ordre de 1600 m au dessus du radar)

le 14/11/1986 01h

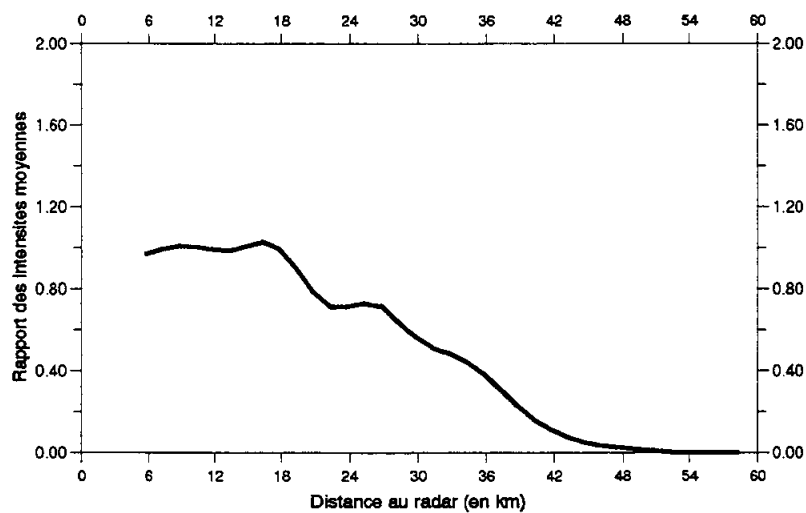


Figure V.2.c. Décroissance régulière pour une altitude maximale des précipitations beaucoup plus importante (de l'ordre de 2100 m au-dessus de l'altitude du radar)

Les courbes expérimentales peuvent s'éloigner plus ou moins de ces deux comportements. Celles-ci présentent en effet des irrégularités parfois importantes, difficilement interprétables, et qui peuvent être dues :

- à une variation de la réflectivité des hydrométéores ou de l'intensité des précipitations avec l'altitude.
- à la présence simultanée dans le secteur étudié de deux structures pluvieuses correspondant à des PVR différents. C'est notamment le cas lors de l'augmentation de l'altitude maximale des échos au sein d'une cellule pluvieuse très convective, diminuant d'autant la part du faisceau à site haut non efficace pour la détection (figure V.3.).
- à un calcul de rapports sur des intensités moyennes très faibles.

Il est donc important d'avoir une estimation de la représentativité des courbes $QR_k(d)$.

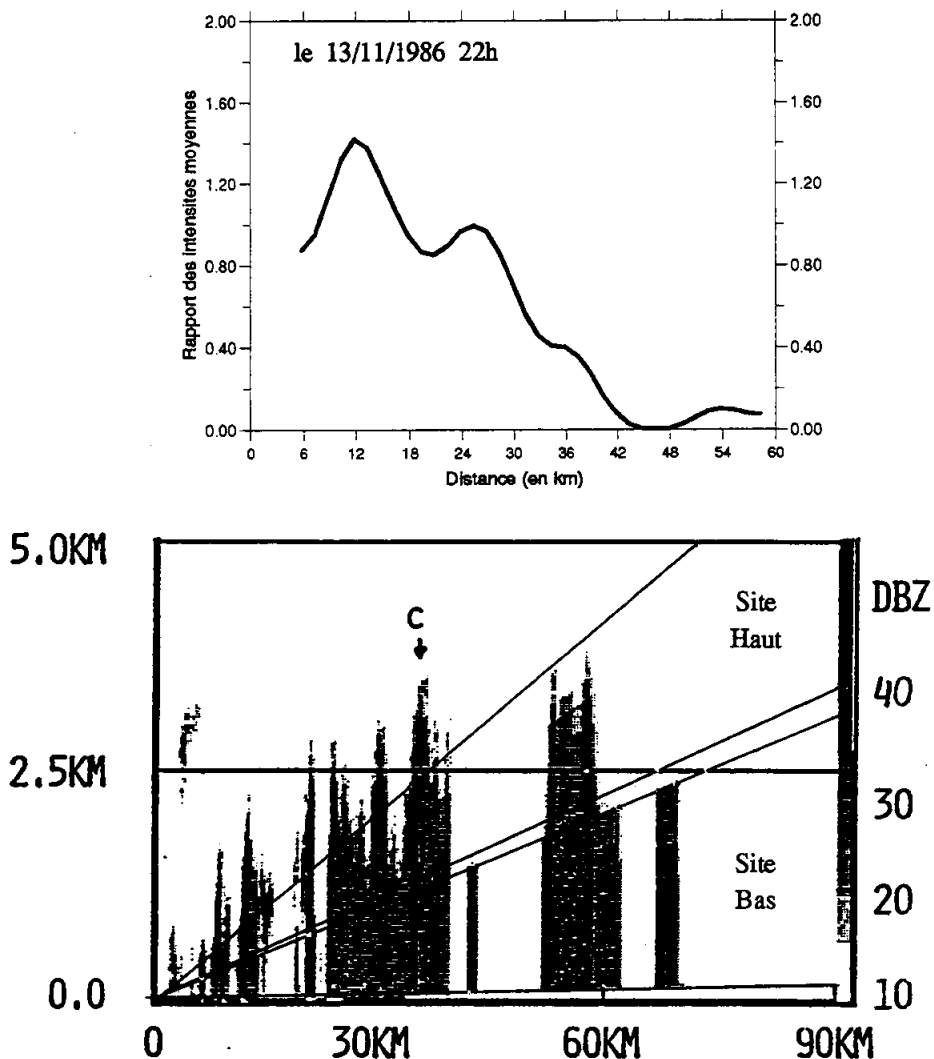


Figure V.3. Coupe radar en RHI le 13/11/1986 à 21 h 05 mn (TU+1) et courbe $QR_k(d)$ pour l'image horaire correspondante.

La lettre C indique la présence d'une cellule pluvieuse très active

2) Représentativité des courbes de rapports $QR_k(d)$

Le principe d'identification du PVR à partir d'une exploration en profondeur de l'atmosphère (distance au radar croissante), et l'application à l'ensemble de l'image radar d'un PVR identifié sur un seul secteur de l'image, supposent que le profil vertical de réflectivité varie peu dans l'espace. La courbe expérimentale $QR_k(d)$ correspondante devrait donc être à peu près identique sur l'ensemble de l'image radar quels que soient les azimuths choisis pour l'estimer.

Deux démarches différentes peuvent être utilisées pour le vérifier :

- l'estimation de la dispersion, pour une distance d au radar, des valeurs des rapports calculés maille par maille pour toutes les mailles situées à cette distance du secteur d'image considéré
- la construction de courbes expérimentales $QR_k(d)$ pour deux secteurs différents de l'image.

Dispersion des valeurs des rapports par mailles :

La représentativité des valeurs des rapports expérimentaux $QR_k(d)$ est étroitement liée, pour chaque distance d , à la dispersion des valeurs des rapports calculés pour chaque maille située à cette distance. Si cette dispersion est importante, la valeur moyenne $QR_k(d)$ sera peu représentative.

On associe donc à chaque courbe $QR_k(d)$ une courbe $\sigma QR_k(d)$ représentant l'écart type de la distribution des valeurs des rapports par maille en fonction de la distance d , pour le secteur étudié (figure V.4) :

$$\sigma QR_k(d)^2 = \frac{1}{n-1} \cdot \sum_{i=1}^n \left[\frac{RH(k,i)}{RB(k,i)} - QR_k(d) \right]^2$$

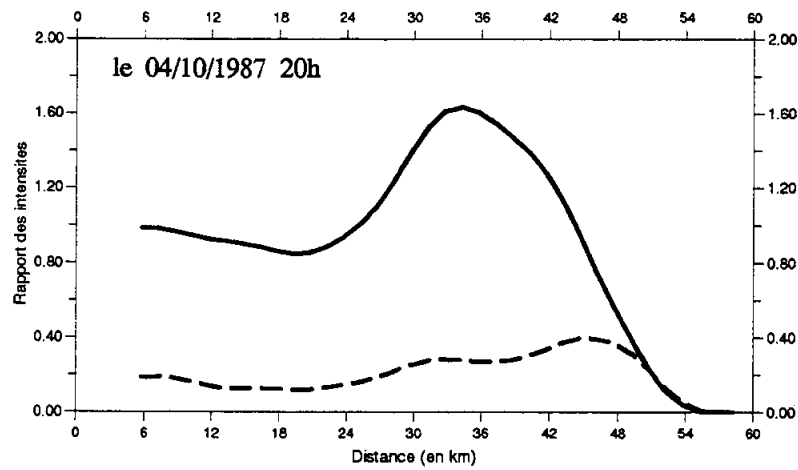
Cet écart type augmente en général avec la valeur de $QR_k(d)$ ainsi que lors d'intensités très variables ou très faibles sur le secteur considéré.

L'analyse de ces deux courbes est une étape importante pour la paramétrisation au mieux de l'algorithme d'identification des PVR utilisés (voir annexe 3).

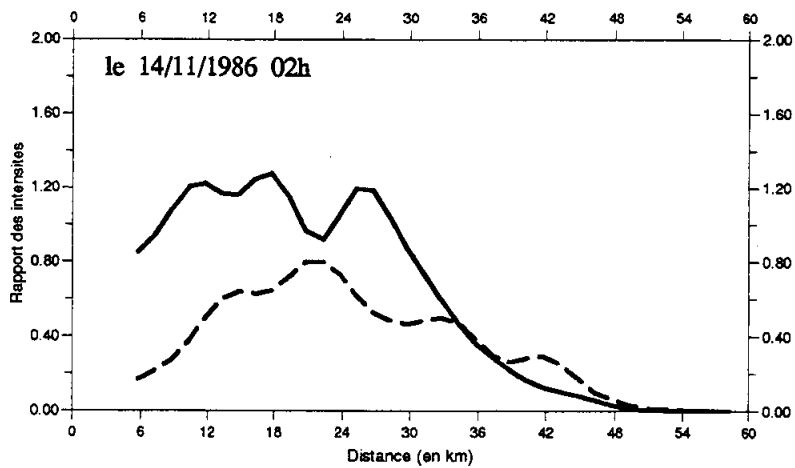
Courbes $QR_k(d)$ calculées sur deux secteurs :

Des courbes $QR_k(d)$ ont été calculées sur deux secteurs voisins compris entre 90 et 120 ° N et entre 125 et 160 ° N.

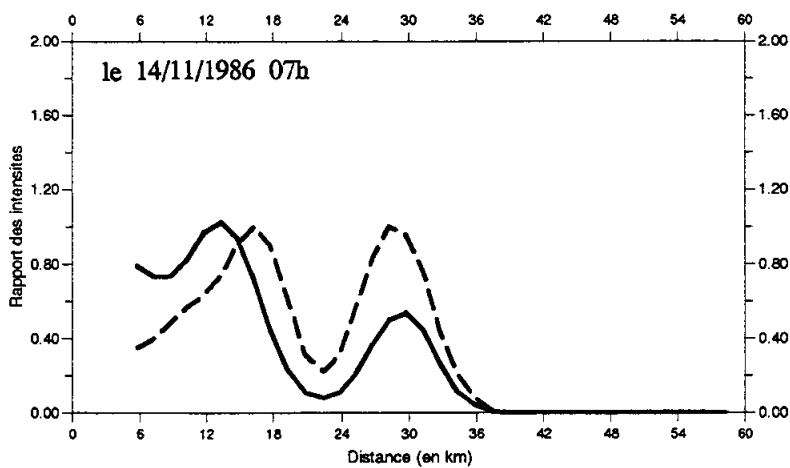
L'allure générale de ces courbes est souvent assez proche pour les deux secteurs si l'on excepte les fluctuations rapides qui ne sont pas prises en compte par l'algorithme d'identification du PVR. De plus, les différences entre les deux secteurs apparaissent généralement plus faibles que les différences d'une heure à la suivante pour les événements observés.



a) Exemple de courbe $QR_k(d)$ parmi les plus fiables



b) Exemple de courbe $QR_k(d)$ moyennement fiable



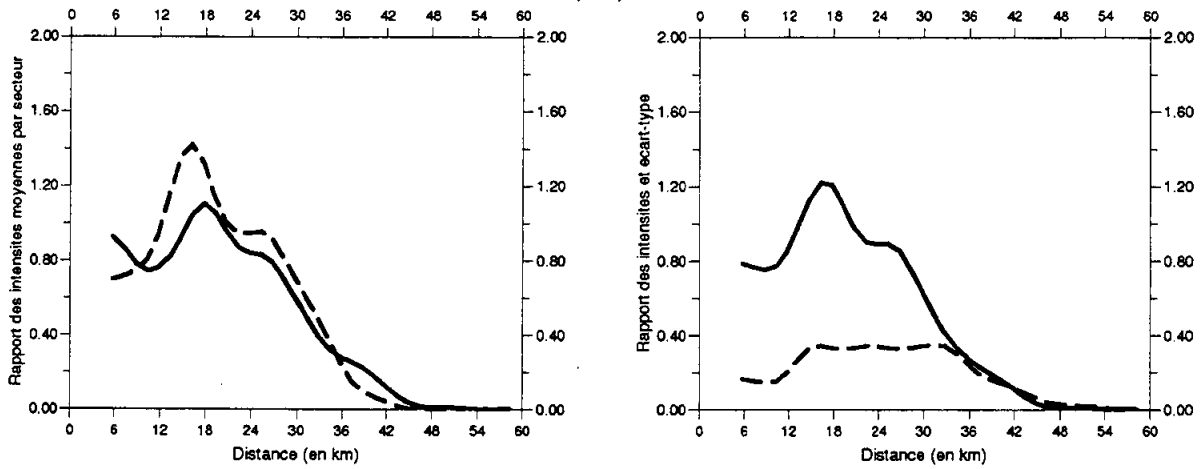
c) Exemple de courbe $QR_k(d)$ très peu fiable

Figure V.4. Différence de représentativité des courbes $QR_k(d)$

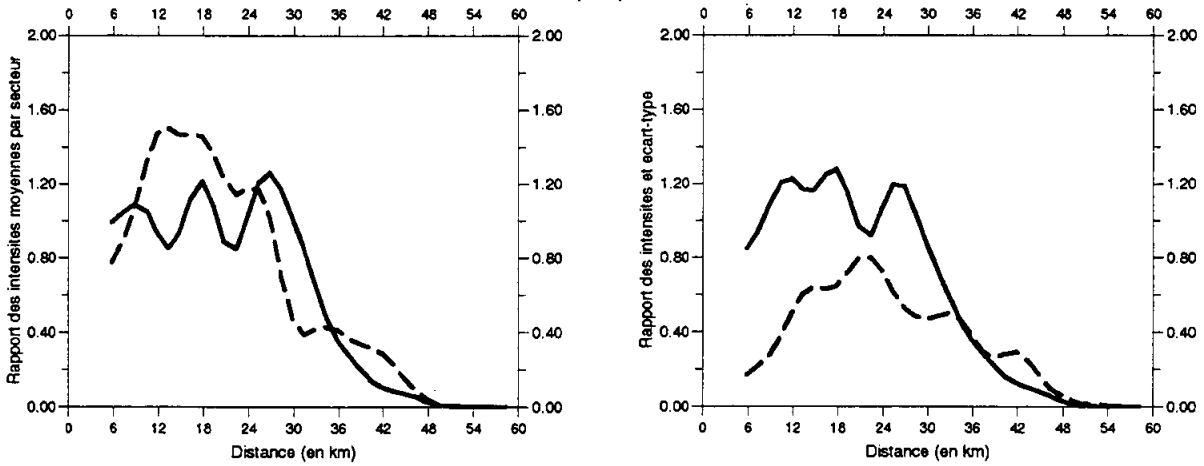
— valeurs de $QR_k(d)$

- - - - valeurs de $\sigma QR_k(d)$

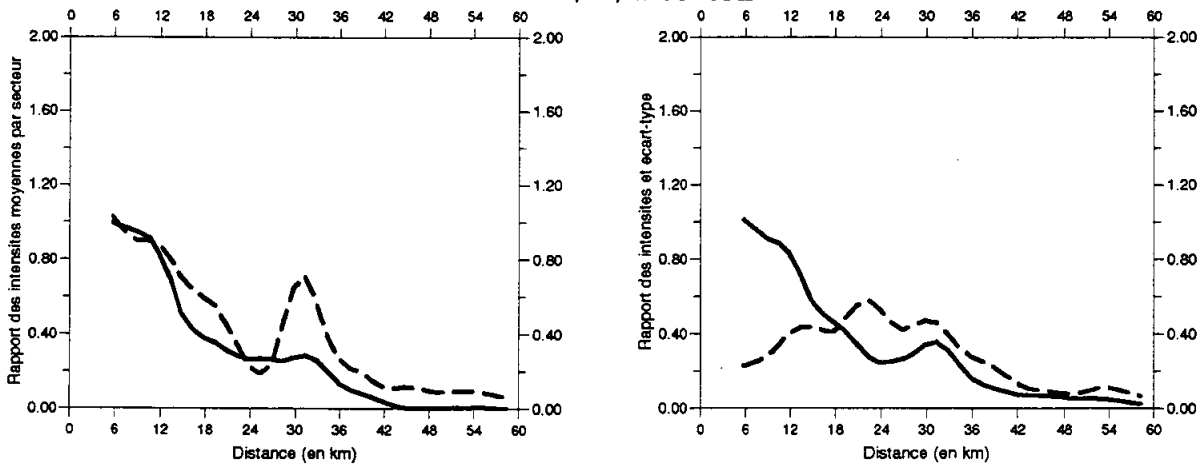
le 14/11/1986 04h



le 14/11/1986 02h



le 14/11/1986 03h



— azimuths 90°N à 125°N
 - - - - azimuths 125°N à 160°N

— valeurs de $QR_k(d)$
 - - - - valeurs de $\sigma QR_k(d)$

Figure V.5.a. Valeurs de $QR_k(d)$ pour deux secteurs voisins des images horaires

Figure V.5.b. Valeurs de $QR_k(d)$ et écart-type $\sigma QR_k(d)$ pour le secteur compris entre 90°N et 160°N

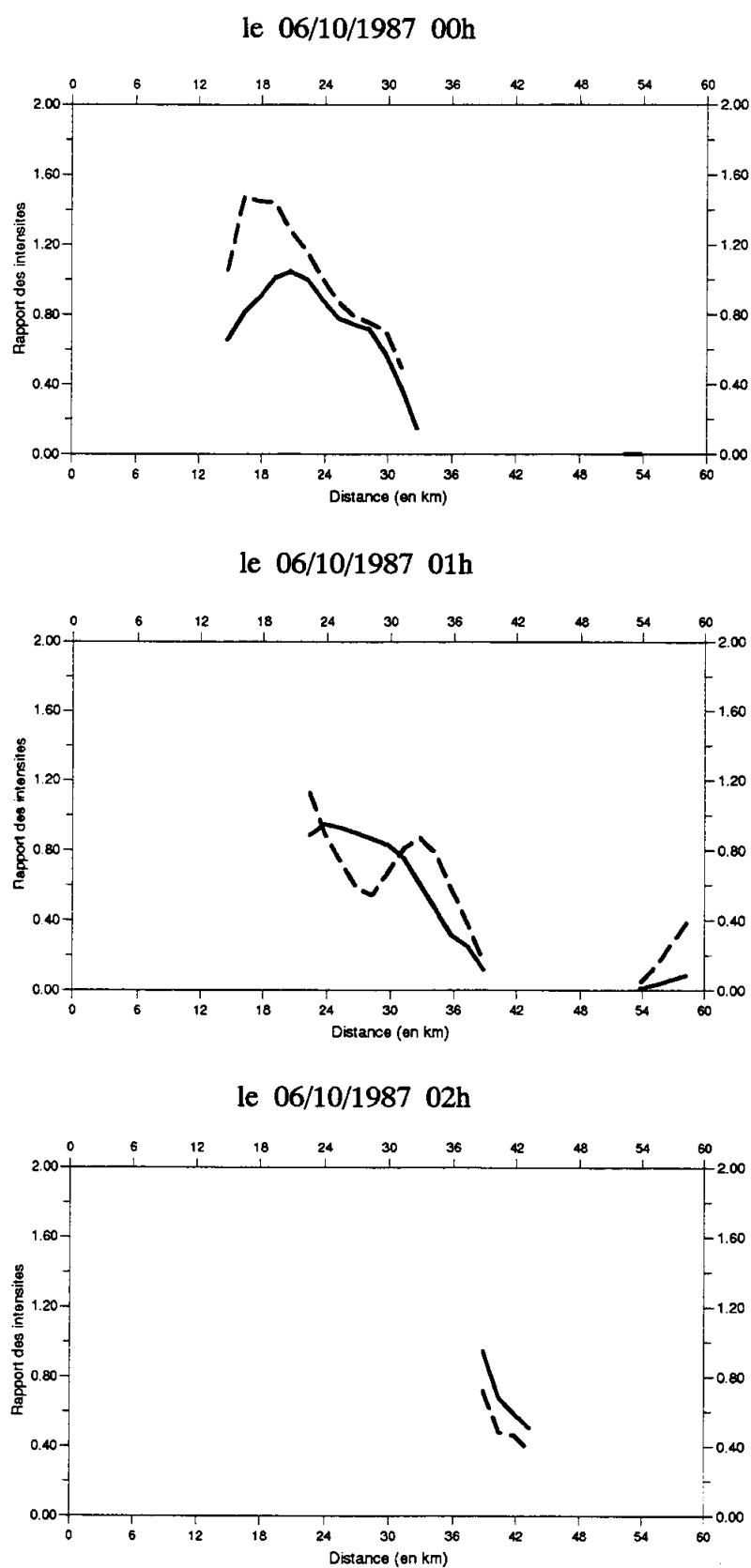


Figure V.6. Evolution des rapports $QR_k(d)$ pendant le passage du front froid en 1987

Il est bien sûr difficile d'extrapoler ces observations en dehors du secteur étudié (90 à 160 ° N). Néanmoins, une faible dispersion des valeurs des rapports par mailles sur le secteur étudié apparaît être un bon indice de stabilité spatiale des courbes de rapports, donc du PVR (figures V.5. a et b).

En conclusion, les courbes de rapport $QR_k(d)$ apparaissent d'autant plus fiables que leur allure est lisse et que $\sigma QR_k(d)$ reste faible pour toute distance d . L'initialisation de l'algorithme d'identification en tient compte de deux façons (voir annexe 3) :

- en accordant une confiance plus importante aux valeurs de $QR_k(d)$, ce qui impose à l'algorithme d'identifier le PVR qui les explique au mieux
- en permettant à l'algorithme de modifier de manière importante les paramètres de ce PVR par rapport au PVR "a priori" ayant servi à initialiser la procédure. De plus, le PVR identifié pourra servir à initialiser les valeurs du PVR a priori pour l'heure suivante.

Si les courbes de rapports $QR_k(d)$ apparaissent peu fiables, l'initialisation de l'algorithme se fait dans le sens opposé.

Une importante intermittence des champs pluvieux est par contre une limite de la méthode. Les courbes expérimentales $QR_k(d)$ sont alors trop discontinues pour permettre une identification fiable d'un PVR horaire. Néanmoins, si les précipitations sont localisées près du radar, la base du PVR peut être identifiée correctement. Le PVR identifié est alors acceptable si seule cette partie du PVR intervient dans les mesures radar (pas de précipitations à grande distance).

Lorsque par contre les précipitations sont localisées à distance du radar (figure V.6.) il est plus prudent d'attribuer aux heures correspondantes le PVR moyen pour l'événement pluvieux. C'est notamment le cas lors du passage du front froid à la fin de l'événement de 1987, ou pendant plus de la moitié de la durée d'enregistrement radar le 11 novembre 1988, les images horaires représentant des bandes pluvieuses très étroites se déplaçant d'Ouest en Est.

Pour ces raisons l'estimation de l'apport d'une prise en compte de PVR horaires se fera uniquement sur les événements de 1986 et 1987.

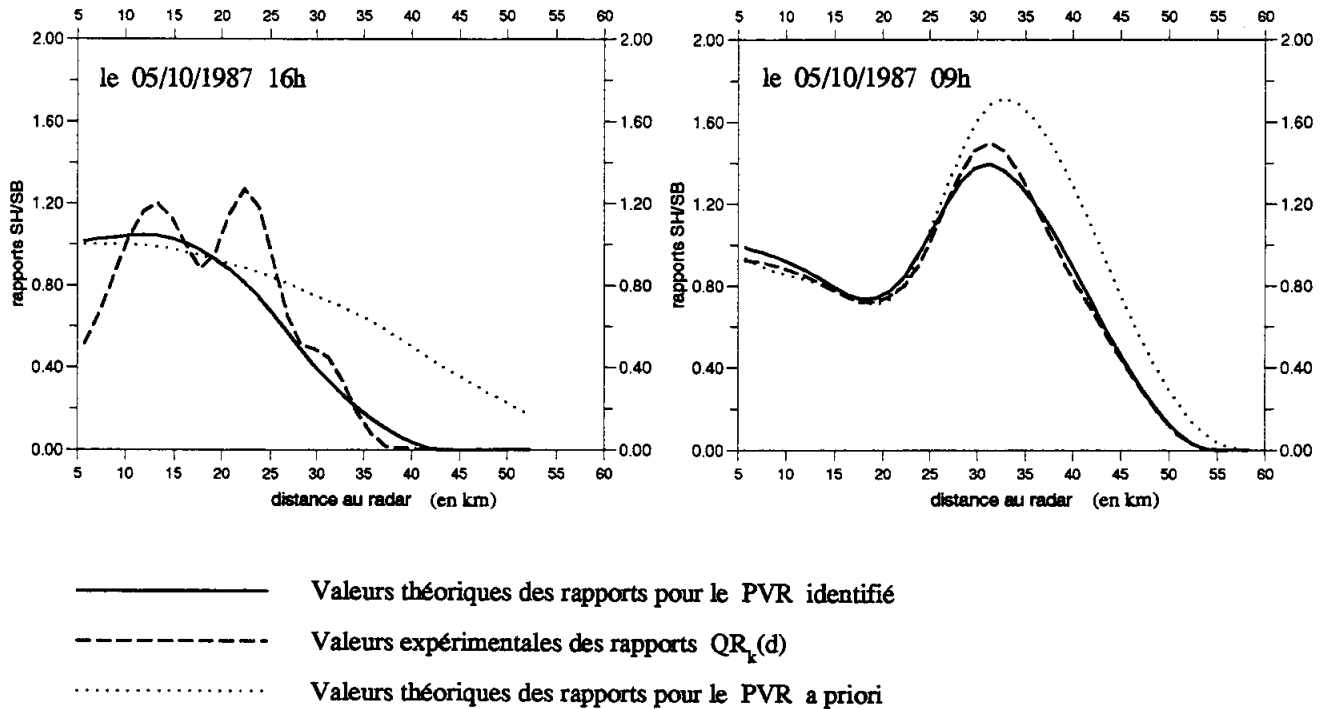


Figure V.7. Contrôle de la capacité du PVR identifié à expliquer la courbe des rapports $QR_k(d)$.

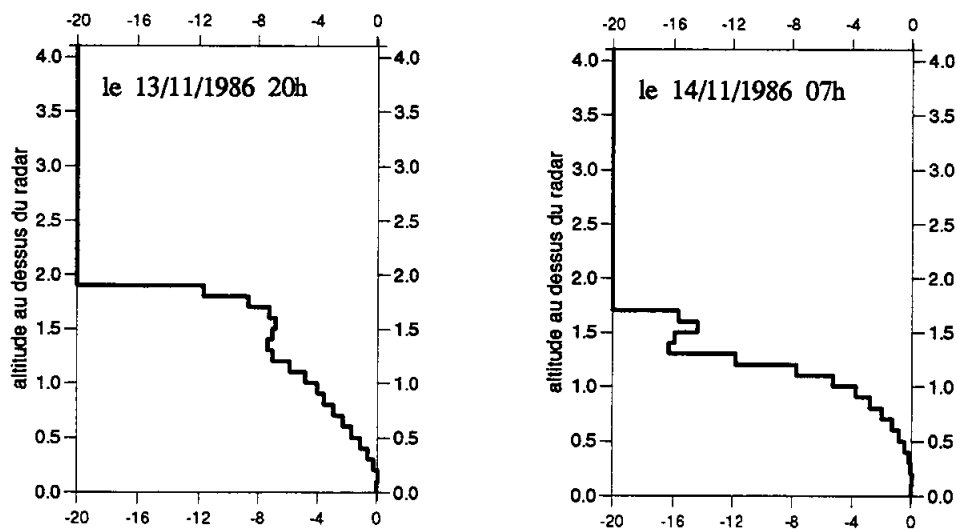


Figure V.8. Exemple d'irrégularités des PVR dues à une mauvaise stabilisation des paramètres du PVR par l'algorithme.

1.3. Les PVR horaires pour les événements pluvieux de 1986 et 1987

1) Validité des PVR identifiés

Il n'existe aucun moyen direct de vérifier si les PVR identifiés sont proches de la réalité physique. On peut tout au plus comparer le profil vertical de réflectivité moyen pour chaque image horaire aux mesures disponibles de paramètres météorologiques tels que l'altitude de l'isotherme 0°C et éventuellement l'altitude maximale de développement des nuages.

Deux vérifications indirectes apportent cependant des indices quant à la crédibilité des PVR identifiés :

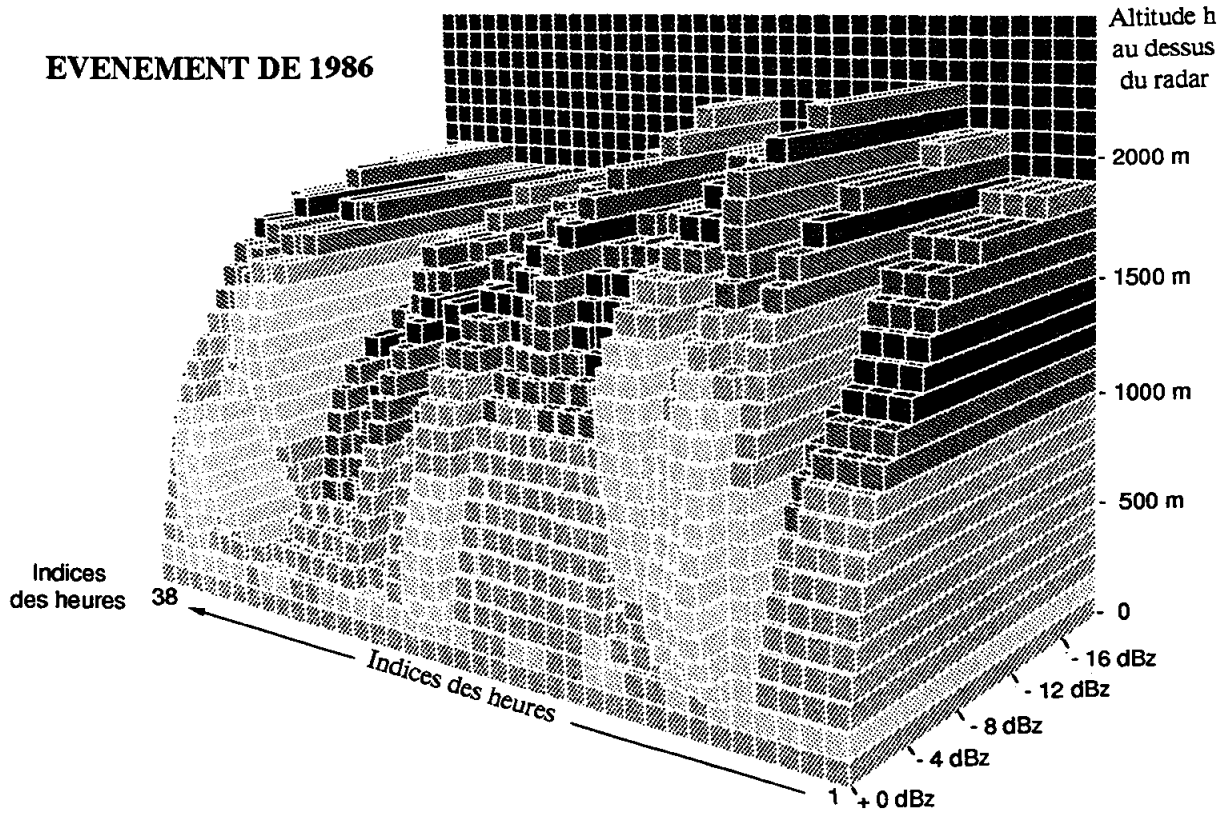
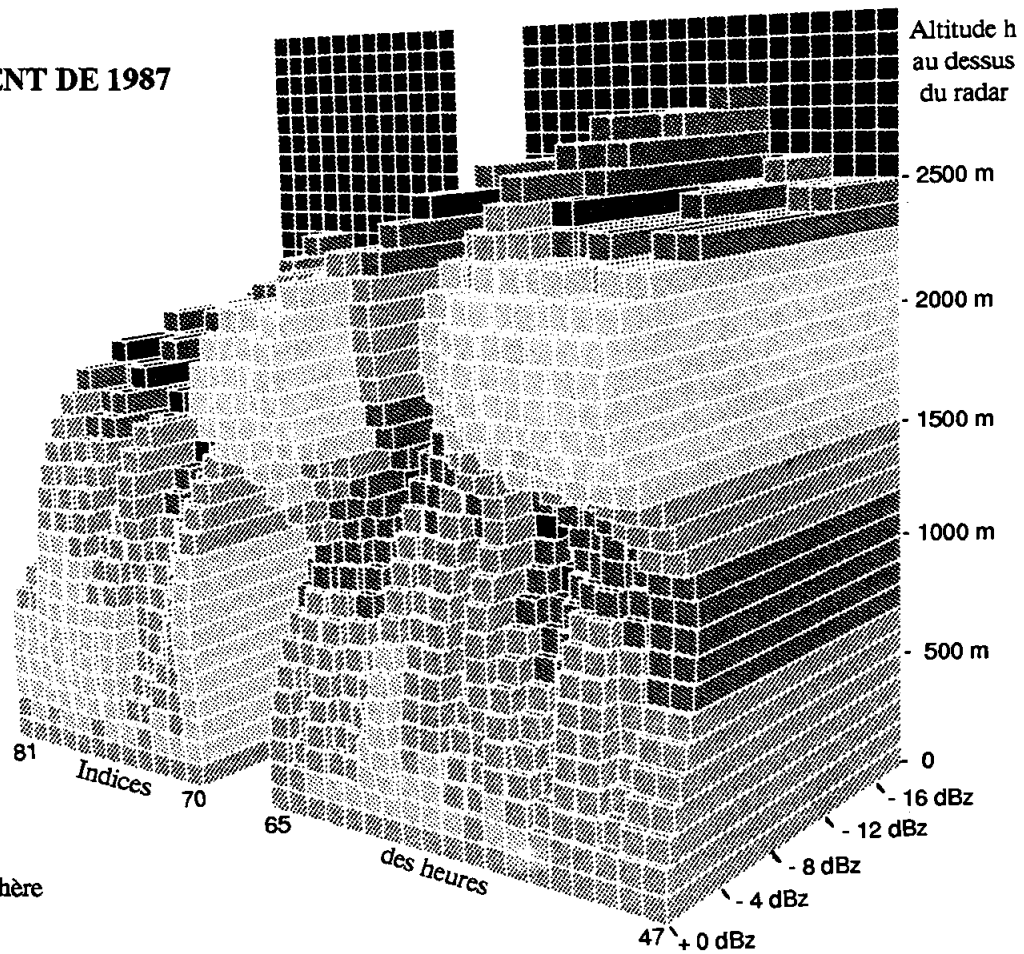
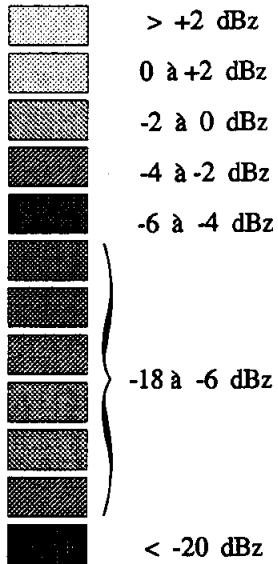
- la capacité du PVR horaire à expliquer les valeurs des rapports $QR_k(d)$ avec toutes les incertitudes liées à la représentativité de ces courbes,
- l'allure des PVR identifiés et leur cohérence d'une heure à la suivante.

La capacité d'un PVR horaire à expliquer la courbe des rapports $QR_k(d)$ correspondante peut être estimée en comparant ces rapports aux valeurs théoriques de ces rapports pour le PVR identifié et pour les caractéristiques du faisceau radar (figure V.7.). C'est ce que fait l'algorithme à chaque itération pour décider si le PVR identifié est accepté ou si une itération supplémentaire est initiée. La décision dépend de la confiance accordée aux valeurs $QR_k(d)$ et au PVR a priori lors de l'initialisation de la procédure (annexe 3). A posteriori, l'analyse des différences entre la courbe $QR_k(d)$ et la courbe de rapports théorique pour le PVR identifié par l'algorithme, peut permettre à l'utilisateur d'émettre des hypothèses sur la validité de ce PVR. Il est néanmoins délicat d'aller au delà des hypothèses.

Le contrôle de l'allure des PVR identifiés est nécessaire afin de repérer certains problèmes liés surtout aux tentatives de l'algorithme d'expliquer les rapports $QR_k(d)$ lors de faibles intensités, d'intermittence importante des champs pluvieux, ou de cellules pluvieuses isolées à fort développement vertical. Les PVR identifiés peuvent alors présenter des irrégularités que l'on peut assimiler à des artéfacts dus à une mauvaise stabilisation des paramètres du PVR par l'algorithme (figure V.8). Ils apparaissent principalement dans leur partie supérieure sous explorée par le faisceau. Un tel contrôle a conduit à rejeter quelques PVR horaires pour les événements 86 et 87 :

- les PVR de la première heure des deux événements pluvieux, pour lesquelles les intensités pluvieuses sont faibles. On attribue à ces heures le PVR identifié pour l'heure suivante
- le PVR de la dernière heure de l'événement 86, également peu pluvieuse. Il est remplacé par le PVR identifié pour l'heure précédente
- les PVR de quatre heures réparties au cours de l'événement de 1986, dont deux correspondent à une absence presque totale de précipitations sur le secteur étudié. Ces PVR sont remplacés par celui identifié pour l'heure précédente.

Enfin, les quatre dernières heures de l'événement de 1987 correspondant au passage d'un front, les PVR identifiés sont jugés peu fiables et remplacés par le PVR moyen pour l'événement.

EVENEMENT DE 1986**EVENEMENT DE 1987** $z(h) - z(h \text{ radar})$ 

Hauteur des éléments d'atmosphère
 $\Delta h = 100 \text{ m}$

Figure V.9. PVR horaires identifiés par l'algorithme (en dBz)

2) Evolution des PVR horaires au cours des événements pluvieux

Les PVR identifiés par l'algorithme et présentés par la figure (V.9). évoluent assez régulièrement dans le temps pour les deux événements. Bien entendu, leurs valeurs sont inconnues en dessous de l'altitude du radar (1030 m) : elles sont supposées constantes jusqu'au sol.

Pour l'événement de 1986 :

La hauteur maximale des précipitations indiquée par ces PVR, entre 1800 et 2200 m au-dessus du radar, est compatible avec les données météorologiques et les coupes radar verticales (mesures en RHI). Cette altitude s'abaisse néanmoins vers 1500 m au-dessus du radar dans l'après-midi du 14/11/1986, qui correspond à une diminution de l'activité pluvieuse.

Les PVR identifiés indiquent également la présence d'un léger phénomène de bande brillante pendant les nuits du 13 au 14 et du 14 au 15, entre 23 h et 4 à 5 h du matin, pour des altitudes au-dessus du radar situées entre 500 m et 1300 m chaque nuit. On peut comparer ces altitudes à celles de l'isotherme 0°C située vers 2500 m d'altitude (soit 1500 m au-dessus du radar). Ces deux nuits correspondent à deux périodes d'intensification des précipitations de 21 h à 5 h pour la première et la plus active, et de 23 h à 5 h pour la seconde.

Pour l'événement de 1987 :

Pendant toute la première partie de l'épisode, l'altitude maximale des précipitations est située vers 2500 m au-dessus du radar. Le 04/10, entre 17 h et 22 h, les PVR horaires présentent une importante bande brillante entre 1500 et 2300 m au-dessus du radar : le pic de réflectivité atteint + 4 dBz vers 1900 m d'altitude. Ces altitudes sont cohérentes avec les mesures des radiosondages de Nîmes le 03/10/87 et le 04/10/87 à 12 h qui situent l'altitude de l'isotherme 0°C vers 3500 m (2500 m au-dessus du radar). Néanmoins, d'après les différences entre les courbes $QR_k(d)$ et les courbes de rapports théoriques déduites de ces PVR, il semble que l'intensité maximale du pic soit légèrement sous estimée (figure V.7.).

Ce phénomène de bande brillante diminue à partir de 23 h (avec une légère augmentation simultanée de l'altitude maximale des précipitations) pour disparaître le 05/10/1987 entre 2h et 3h, alors que l'altitude maximale passe légèrement au-dessous de 2500 m. Cela correspond au passage de bandes pluvieuses perpendiculaires à la ligne de crête des Cévennes, d'allongement NNW - ESE, et se déplaçant rapidement du Sud vers le Nord (voir les images radar en annexe 2).

De 5 h à 6 h, l'altitude maximale indiquée par les PVR horaires chute à moins de 2000 m, puis 1000 m au-dessus du radar. Ce phénomène correspond à une diminution très importante de l'intensité des précipitations qui persistent uniquement sur la ligne de crête des reliefs, donc à faible distance du radar. Il n'est donc pas possible de savoir si cette diminution brusque de l'altitude maximale du PVR correspond effectivement à une telle réduction du développement vertical des précipitations ou si elle résulte en partie d'une non exploration de la partie haute du PVR par le faisceau.

Le phénomène de bande brillante reprend à partir de 7 h, le pic de réflectivité toujours situé vers 1900 m d'altitude au-dessus du radar atteignant + 3 dBz à 8 h, puis + 4 dBz vers 11 h. Cette période correspond au passage du Sud vers le Nord d'une zone pluvieuse importante. A 12 h, il ne pleut plus et l'enregistrement radar est interrompu.

La deuxième partie de l'événement pluvieux, de 16 h à 23 h le 05/10/87, est caractérisée par une altitude maximale des précipitations située entre 1600 et 1800 m au-dessus du radar et une absence de phénomène de bande brillante marquée. On note uniquement une légère augmentation de la réflectivité centrée près de 500 m au-dessus du radar. Cette période correspond à des précipitations importantes sur les reliefs et à l'individualisation en avant de ces reliefs d'une bande pluvieuse frontale.

Cette bande pluvieuse traversant la zone d'étude d'Ouest en Est le 06/10/1987, les PVR des quatre dernières heures de l'événement sont remplacés par le PVR moyen pour l'événement.

1.4. Validation des images radar prétraitées à l'aide des PVR horaires

A chaque PVR horaire correspondent deux facteurs correcteurs fonctions de la distance au radar : un facteur correcteur pour l'image horaire à site bas, un pour l'image horaire à site haut.

Les images radar brutes à deux sites des événements de 1986 et 1987 ont donc été retraitées en utilisant ces facteurs correcteurs horaires, au lieu des facteurs correcteurs moyens par événement pluvieux présentés en annexe 2.

Les corrections liées à la relation Z-R adaptée (relation II.6.) et au mauvais étalonnage électronique du radar (II.21) ont ensuite été appliquées comme pour les images traitées à l'aide des PVR moyens. On veut ainsi mettre en évidence le seul apport d'une prise en compte des variations du PVR dans le temps.

Des lames d'eau radar ont été estimées à partir de ces nouvelles images radar pour les bassins versants du Vidourle, de la Cèze et des Gardons d'Alès et d'Anduze. Elles sont comparées aux lames d'eau sol présentées dans le chapitre IV.

La variance d'estimation des lames d'eau sol ne pouvant être utilisée comme critère de validation que pour les bassins des Gardons, des lames d'eau radar ont également été estimées sur ces bassins à partir des seules images brutes à site haut. On se place ainsi dans des conditions où les erreurs d'estimation radar provenant d'une mauvaise prise en compte du PVR approchent celles obtenues pour des bassins beaucoup plus éloignés du radar. Elles seront appelées lames d'eau des bassins Alès "à site haut" (SH en abrégé) et Anduze "à site haut" pour les distinguer des lames d'eau estimées à l'aide des images radar à site bas.

Le tableau V.1. présente les résultats des comparaisons entre lames d'eau sol et radar, pour les images radar traitées à l'aide d'un PVR moyen par événement pluvieux (images présentées en annexe 2 et utilisées au chapitre IV). Le tableau V.2. présente les résultats des comparaisons sol-radar pour les images radar traitées à l'aide des PVR horaires.

Bassins	Q_{ev}		ρ_{RS}	Variance des rapports Q_K *1	lames d'eau radar dans l'intervalle de confiance des lames d'eau sol *2
	86	87			
Cèze	1.24	1.30	.81	2.83	
Alès	.96	1.10	.87	1.65	21 / 47 = 45 %
Anduze	.99	1.06	.92	1.40	24 / 49 = 49 %
Vidourle	.93	.88	.88	1.45	
Anduze SH	1.00	.96	.84	1.68	16 / 46 = 35 %
Alès SH	1.03	.62	.71	1.84	14 / 42 = 33 %

Tableau V.1. Validation pour un PVR moyen par événement.

Bassins	Q_{ev}		ρ_{RS}	Variance des rapports Q_K *1	lames d'eau radar dans l'intervalle de confiance des lames d'eau sol *2
	86	87			
Cèze	1.07	1.17	.81	1.72	
Alès	.93	1.07	.88	1.41	29 / 49 = 59 %
Anduze	.99	1.08	.91	1.34	24 / 49 = 49 %
Vidourle	1.05	.88	.89	1.24	
Anduze SH	.97	1.11	.88	1.43	24 / 49 = 49 %
Alès SH	.94	.95	.71	1.31	24 / 47 = 51 %

Tableau V.2. Validation pour des PVR horaires.

*1 Seuls les couples de lames d'eau supérieures à 1 mm sont prises en compte.

*2 Seuls les couples de lames d'eau supérieures à 1 mm sont prises en compte et l'interpolation des lames d'eau sol est réalisée à l'aide du sous réseau de stations défini au § IV.4.2. et par la figure IV.13.

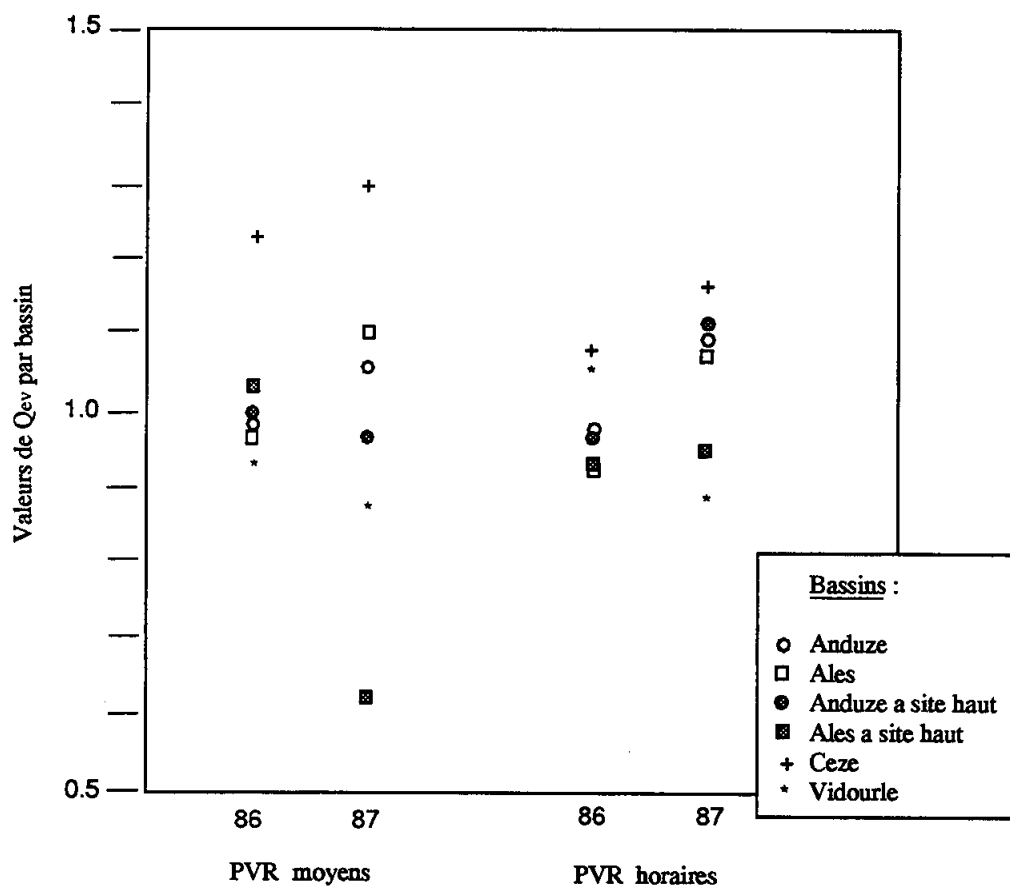


Figure V.10. Valeurs de Q_{ev} selon les bassins et les PVR utilisés lors du prétraitement des images radar.

Les rapports des lames d'eau totales sont très proches pour les deux prétraitements, sauf pour les bassins Cèze et Alès à site haut : on note que la sous estimation systématique en 1986 et 1987 des lames d'eau radar pour le bassin de la Cèze disparaît presque complètement avec l'utilisation des PVR horaires lors du prétraitement des images.

Si l'on considère l'ensemble des six bassins étudiés, les valeurs de Q_{ev} sont moins dispersées pour le prétraitement utilisant les PVR horaires et se regroupent autour des valeurs obtenues pour les bassins Anduze et Alès à site bas, correspondant aux lames d'eau radar les plus fiables (figure V.10).

La cofluctuation des lames d'eau horaires sol et radar n'est pas améliorée par la prise en compte des PVR horaires. Par contre, les écarts entre les lames d'eau sont globalement réduits et d'autant plus que les mesures radar utilisées sont sensibles à la forme du PVR (éloignement du bassin au radar, images à site haut).

On peut le caractériser de trois manières :

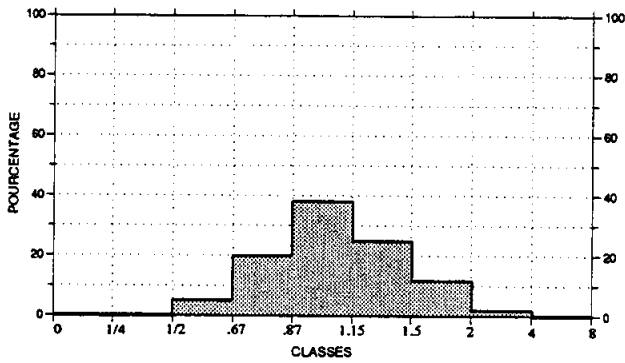
1 - Les distributions des valeurs de Q_k pour un bassin, calculées pour les lames d'eau sol *et* radar supérieures à 1 mm, sont représentées selon le traitement des images radar par les histogrammes de la figure V.11. Ces distributions des rapports (ou des écarts relatifs) sont plus symétriques dans le cas d'un prétraitement à l'aide de PVR horaires, centrées sur 1 et de variance plus faible (tableaux V.1 et V.2) que dans le cas d'un prétraitement avec PVR moyen.

2 - Par rapport au prétraitement utilisant un PVR moyen, pour le traitement à l'aide de PVR horaires le pourcentage de lames d'eau radar comprises dans l'intervalle de confiance à 80 % des lames d'eau sol* augmente, et cela d'autant plus que les mesures radar pour ces bassins sont sensibles à la forme du PVR (tableaux V.1. et V.2.). Cela correspond à une diminution du nombre de rapports horaires significativement différents de 1 au sens statistique. La part des erreurs d'estimation des lames d'eau sol augmente donc dans l'explication des variations de ces rapports, ce que l'on peut rapprocher de la modification de forme des histogrammes de la figure V.11.

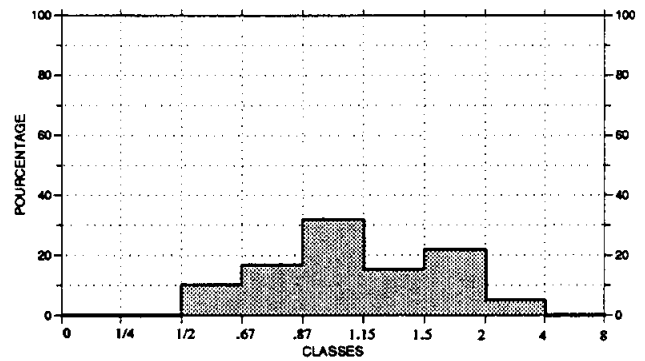
3 - Pour les bassins versants de la Cèze et du Gardon d'Alès, les variations des rapports Q_k^L des L dernières lames d'eau sol et radar sont moins importantes lorsque les images radar sont prétraitées à l'aide de PVR horaires (figure V.12 a et b). C'est également le cas pour les lames d'eau déduites des mesures à site haut (figure V.12). Pour ces dernières, les variations de Q_k^L , très importantes dans le cas d'un prétraitement à l'aide d'un PVR moyen, sont réduites à celles observées pour les mesures à site bas pour le même bassin dans le cas d'un prétraitement utilisant les PVR horaires.

* remarque : ces lames d'eau sol et leur écart type d'estimation sont celles calculées à l'aide du sous réseau pluviométrique défini au § IV.4.2., avec les contraintes liées à l'utilisation des variances d'estimation par krigeage. Le nombre de lames d'eau intervenant dans cette comparaison est donc plus réduit.

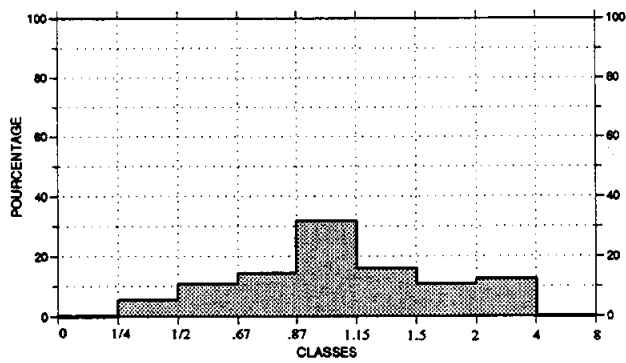
Bassin Anduze (site bas)



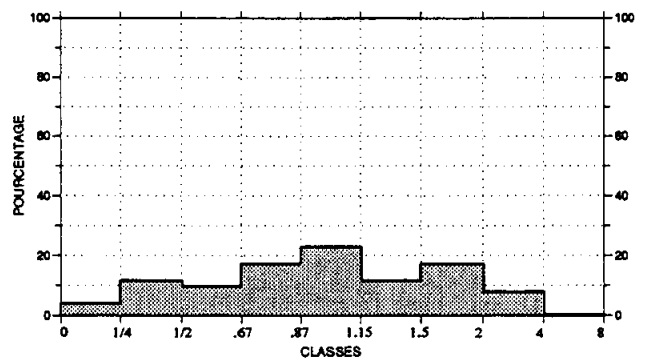
Bassin Alès (site bas)



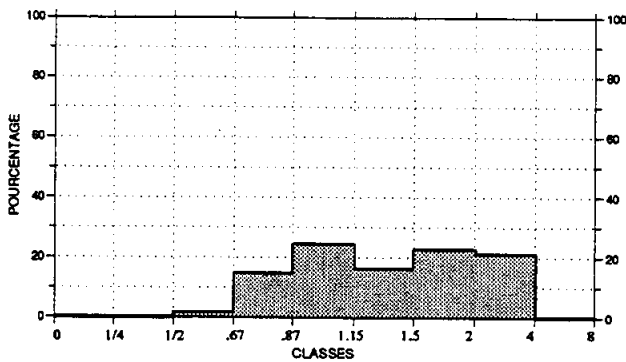
Bassin Anduze (site haut)



Bassin Alès (site haut)



Bassin Cèze (site bas)



Bassin Vidourle (site bas)

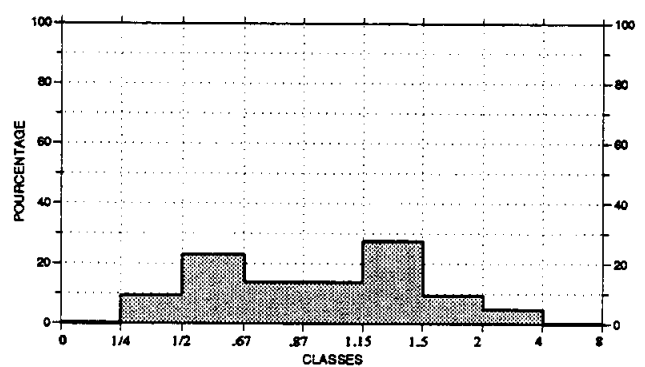
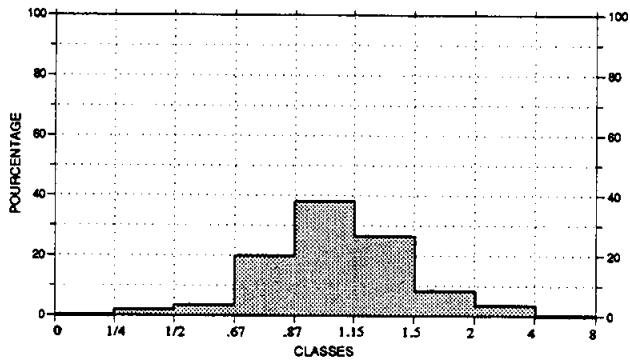
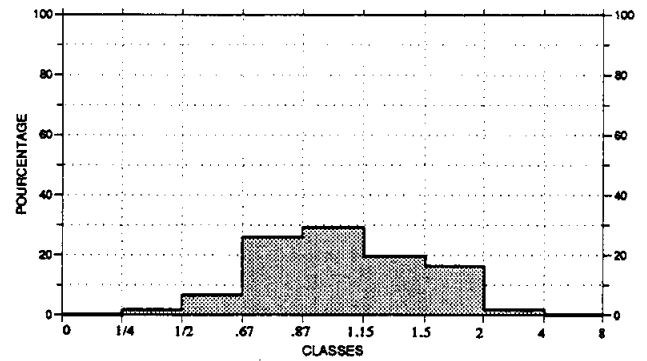


Figure V.11.a. Distribution des valeurs de Q_k pour un prétraitement utilisant un PVR moyen par événement pluvieux. Seules les lames d'eau sol et radar supérieures à 1 mm sont prises en compte

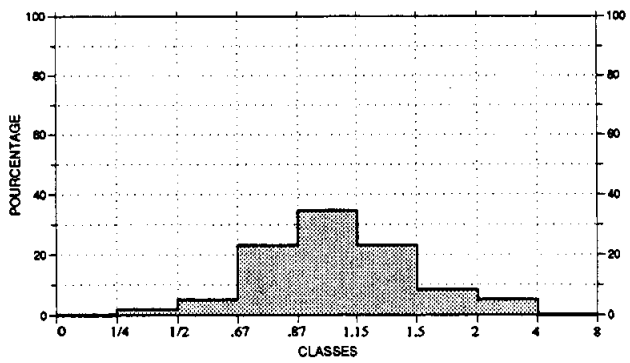
Bassin Anduze (site bas)



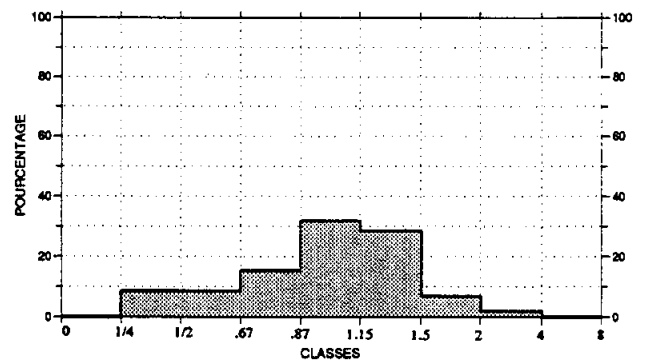
Bassin Alès (site bas)



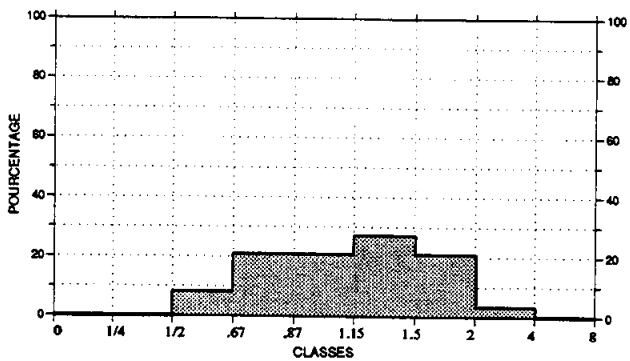
Bassin Anduze (site haut)



Bassin Alès (site haut)



Bassin Cèze (site bas)



Bassin Vidourle (site bas)

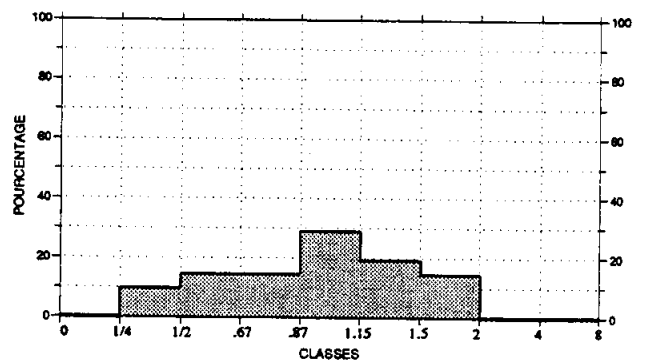
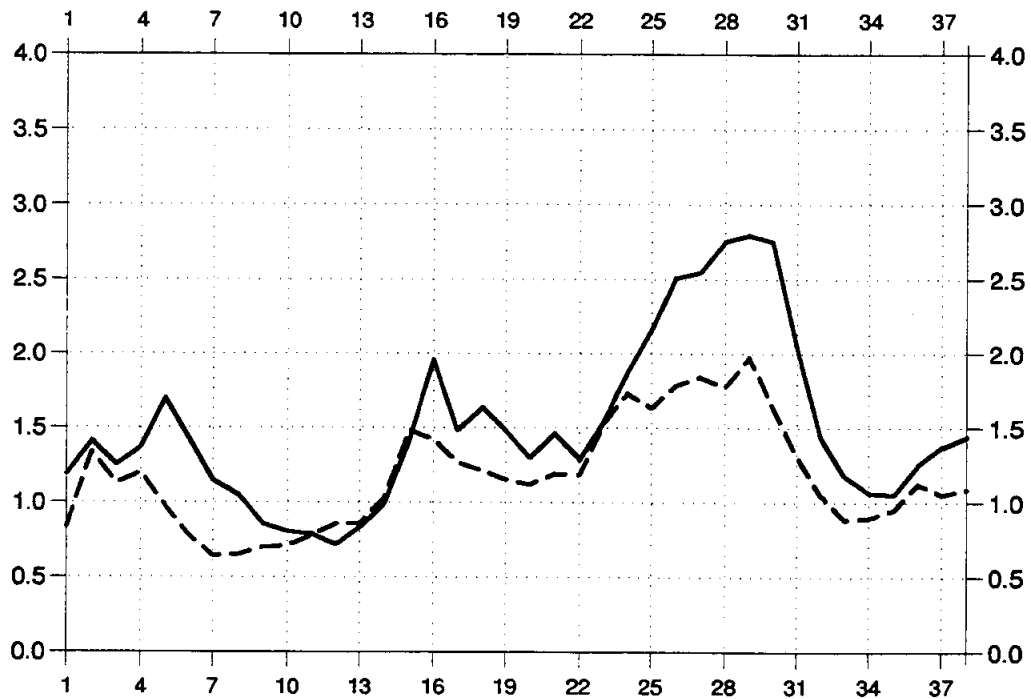
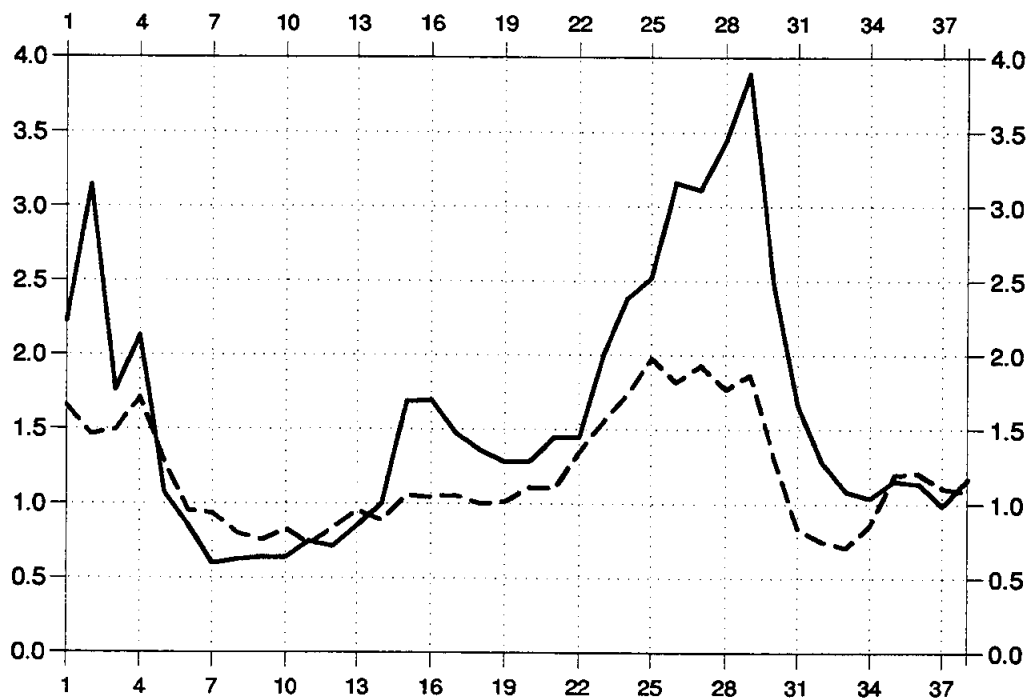


Figure V.11.b. Distribution des valeurs de Q_k pour un prétraitement utilisant les PVR horaires
Seules les lames d'eau sol et radar supérieures à 1 mm sont prises en compte

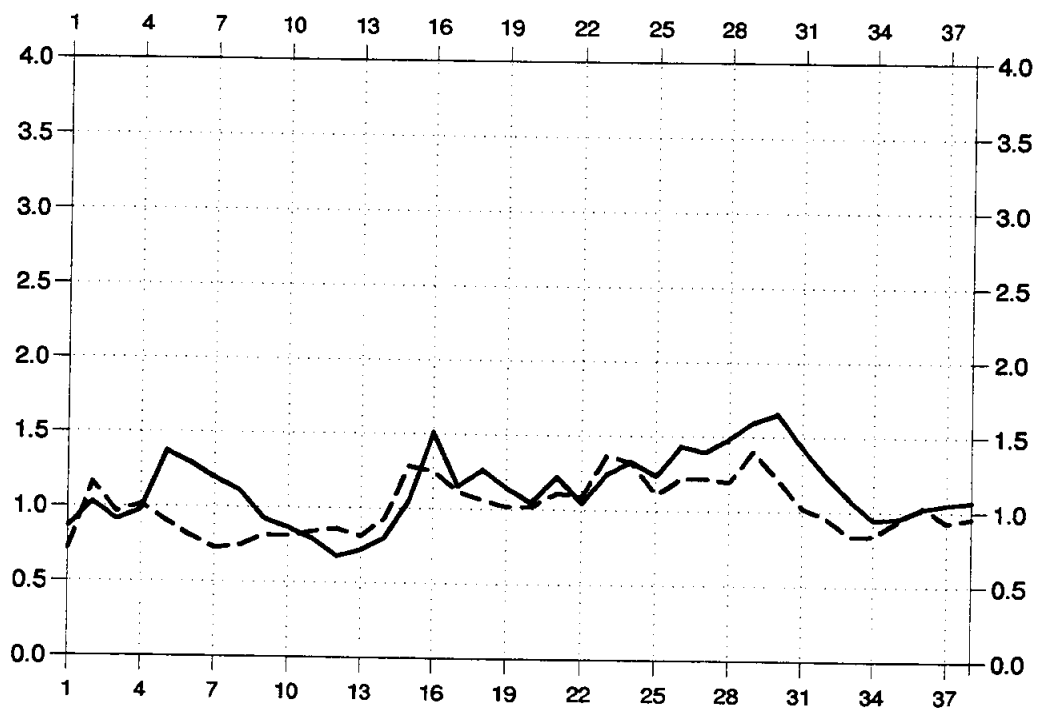


Bassins Cèze à site bas (—) et Alès à site bas (- - -)

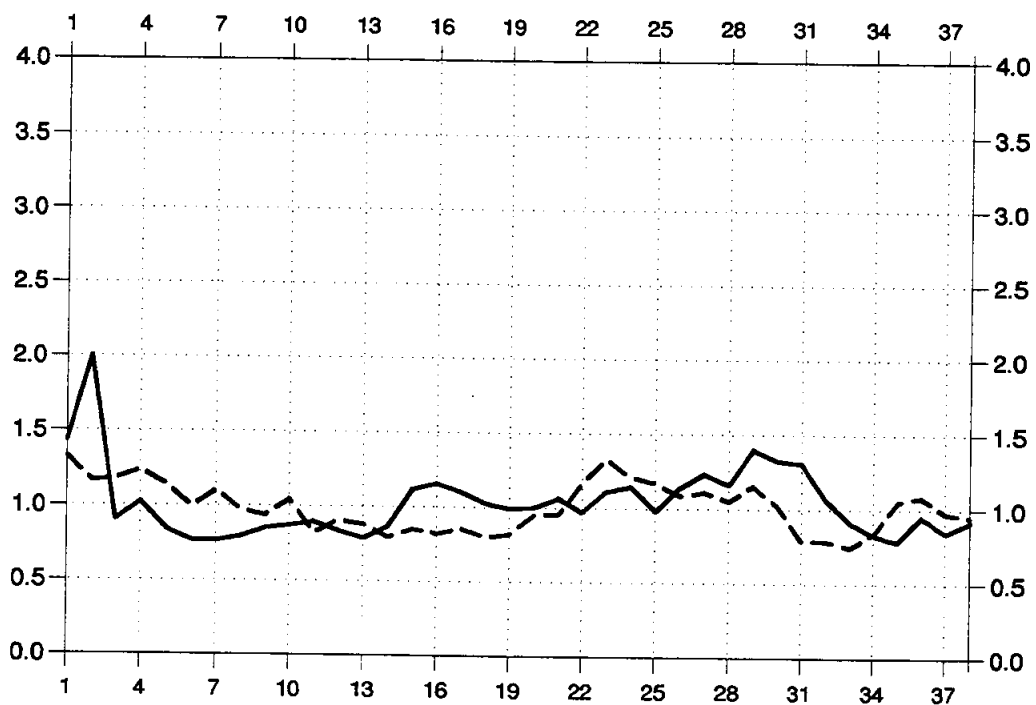


Bassins Alès à site haut (—) et Anduze à site haut (- - -)

Figure V.12.a. Variations de Q_k^L en 1986 pour un prétraitement utilisant le PVR moyen pour l'événement pluvieux.



Bassins Cèze à site bas (—) et Alès à site bas (- - -)



Bassins Alès à site haut (—) et Anduze à site haut (- - -)

**Figure V.12.b. Variations de Q_k^L en 1986
pour un prétraitement utilisant les PVR horaires.**

1.5. Conclusion

La prise en compte de PVR horaires lors du prétraitement des images radar réduit de manière significative les écarts relatifs entre lames d'eau sol et radar pour les bassins de la Cèze et d'Alès, ou pour les lames d'eau estimées à partir des mesures radar à site haut, présentant des problèmes liés au PVR proches de ceux de bassins plus éloignés. La co-fluctuation de ces lames d'eau n'est cependant pas améliorée. Ce type de traitement semble donc bien résoudre une source d'erreur parfois importante des estimations radar de précipitations. On note également que cela a permis de résoudre la sous-estimation moyenne des lames d'eau radar pour le bassin de la Cèze.

Ces PVR horaires ont été identifiés à l'aide de l'algorithme mis au point par ANDRIEU (1991). L'initialisation de cet algorithme a été réalisée après une analyse de l'évolution avec la distance du rapport moyen des mesures radar à site haut et bas. Une autre initialisation a été réalisée sans analyse de ces courbes de rapports, en leur accordant à toutes une même confiance faible, et en limitant la possibilité des paramètres définissant les PVR horaires à s'éloigner des paramètres du PVR moyen pour l'événement pluvieux. Cette procédure complètement automatique a permis d'identifier des PVR moins variables qui apportent également une amélioration en terme de validation des images radar, mais moins importante.

Ces résultats confirment l'intérêt de la méthode d'identification en mettant l'accent sur l'importance de la qualité des courbes $QR_k(d)$. Ils permettent également d'envisager d'utiliser cette technique à l'aide d'un algorithme amélioré, prenant seul en compte la qualité de ces courbes, pour la correction en temps réel des images d'un radar.

Il peut sembler étonnant que le profil vertical de réflectivité ait une influence si importante sur l'estimation des précipitations reçues par des bassins situés à moins de 45 km du radar, et pour un site du faisceau radar de $1,1^\circ$ seulement (à site bas). Cela s'explique en partie par l'altitude du radar assez importante (1.030 m) et, selon les événements :

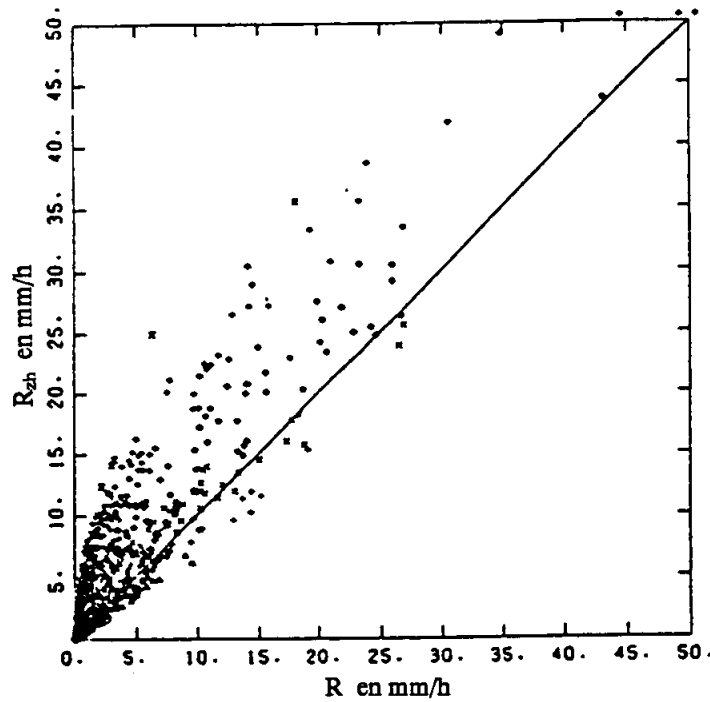
- la faible altitude de l'isotherme 0°C le 14.11.86 (2.500 à 3.000 m) et surtout le faible développement vertical moyen des précipitations (2.500 m au-dessus du radar) en 1986,
- la différence importante de PVR entre les deux parties de l'événement pluvieux en 1987.

L'ensemble de ces résultats a été obtenu à l'aide de PVR identifiés sur un seul secteur de l'image radar. L'amélioration des estimations des lames d'eau pour le bassin de la Cèze, non situé dans ce secteur, et le bassin du Gardon d'Alès situé en grande partie hors de ce secteur plaide en faveur des hypothèses de stationnarité spatiale du PVR sous-entendues par la méthode d'identification.

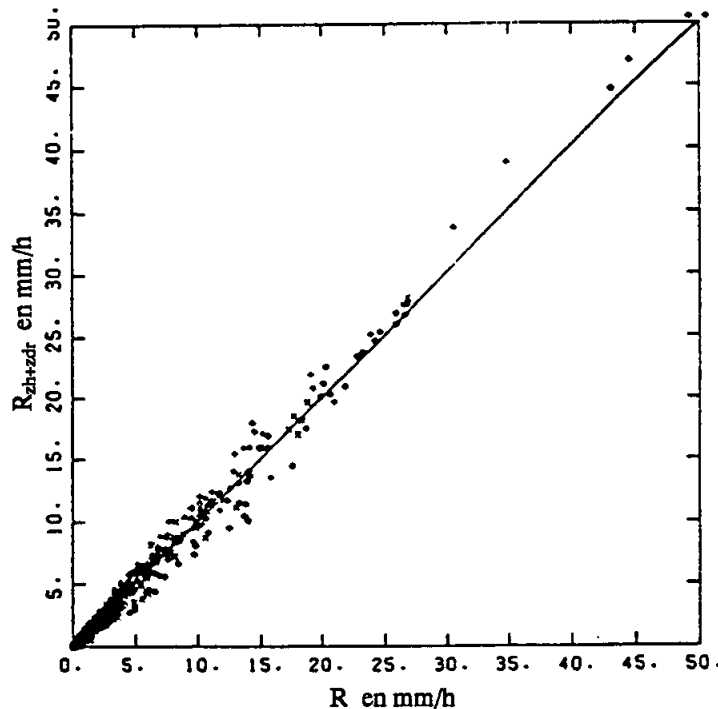
Néanmoins, il semble que pour des champs pluvieux très variables dans l'espace, les problèmes de remplissage partiel du faisceau au-dessus de l'altitude maximale des précipitations seraient beaucoup mieux pris en compte par des PVR variables dans l'espace, en considérant plusieurs secteurs par exemple. C'est également le cas lorsque l'altitude de l'isotherme 0°C avoisine celle du sommet des précipitations en dehors des cellules à développement vertical important. L'apparition d'un phénomène de bande brillante et/ou d'une réduction du remplissage partiel du faisceau dans ces cellules, mal pris en compte par un PVR moyen pour toute l'image, conduit à surestimer l'intensité pluvieuse dans ces cellules, voir à sous-estimer les intensités alentours si ces cellules sont suffisamment développées pour influencer significativement sur la forme du PVR.

Il s'agit là d'une limite à l'application d'un PVR constant dans l'espace aux images à forte fréquence d'acquisition (pas de temps d'intégration inférieur à l'heure) pour lesquelles les champs pluvieux, non lissés par l'intégration temporelle, peuvent être très variables, voire très intermittents.

L'utilisation d'un radar à plus de deux sites de mesures devrait permettre de considérer plusieurs secteurs tout en conservant un nombre de données suffisant pour garantir la bonne représentativité des courbes $QR_k(d)$. Elle permettrait également de réduire la profondeur d'exploration de l'atmosphère nécessaire pour l'identification d'un PVR sur toute sa hauteur, limitant ainsi les problèmes liés à l'intermittence des champs pluvieux.



a) $R_{zh} = f(R)$, R_{zh} étant estimé à partir des valeurs de Z_h par la relation de Marshall-Palmer.



b) $R_{zh+zdr} = f(R)$, R_{zh+zdr} étant estimé à partir des valeurs de Z_h et zdr par la relation V.2.

Figure V.13. Comparaison des intensités de précipitations

estimées à partir des mesures disdrométriques (d'après POINTIN et col., 1988)

Les intensités R en abscisse sont déduites directement des spectres disdrométriques par la relation (II.4). Les intensités R_{zh} et R_{zh+zdr} en ordonnées, pour les mêmes spectres à partir des estimations des réflectivités horizontales et différentielles déduites de ces spectres.

2 - UTILISATION DES MESURES DE REFLECTIVITE DIFFERENTIELLE

2.1. Objectifs

Les valeurs de réflectivité différentielle Z_{dr} , rapports des facteurs de réflectivité pour deux plans orthogonaux de polarisation des ondes radar (plans horizontal et vertical), apportent une information sur la forme des particules précipitées et donc, indirectement, sur la distribution granulométrique moyenne des gouttes de pluie détectées.

Des travaux théoriques (SELIGA & BRINGI, 1976 ; STAPORT & PRATT, 1984) ont fait espérer une amélioration des estimations de précipitations par radar grâce à l'utilisation de cette information :

les paramètres des relations Z-R utilisées pour transformer les mesures du facteur de réflectivité horizontale en intensités de pluie dépendent en effet du type des précipitations enregistrées et de la distribution granulométrique des gouttes (annexe 1).

De nombreuses études, réalisées à partir de mesures disdrométriques permettant d'estimer des valeurs d'intensités pluvieuses R , et de réflectivités équivalentes Z_h et Z_{dr} (figure V.13.), ont confirmé l'intérêt potentiel de la réflectivité différentielle (ULBRITCH & ATLAS, 1984 ; TORLASCHI & BOULET, 1984 ; POINTIN et col., 1988 ; MESSAOUD, 1989).

Néanmoins, les estimations d'intensités de précipitations réalisées à partir des mesures de radar à diversité de polarisation ne semblent pas avoir confirmé ces espoirs, malgré certaines applications intéressantes pour le traitement de certaines sources d'erreurs de la mesure radar.

Notre propos n'est pas ici d'effectuer un travail approfondi sur les mesures de réflectivité différentielle, mais d'évaluer, qualitativement et quantitativement, ce que pourrait apporter, pour l'hydrologue, la prise en compte des mesures de Z_{dr} réalisées pendant l'expérience Cévennes 86-88.

On commence donc par rappeler rapidement le principe de mesure de Z_{dr} ainsi que la relation de transformation permettant d'estimer des intensités de précipitations à partir des mesures de Z_h et Z_{dr} . Ces estimations étant soumises aux erreurs affectant les mesures de Z_h et aux erreurs de mesures spécifiques à Z_{dr} , ces dernières sont détaillées.

On compare ensuite les estimations de précipitations provenant des seules mesures de Z_h à celles réalisées en tenant compte des valeurs de Z_{dr} : après avoir explicité le lien entre ces deux estimations, on effectue une comparaison qualitative des images et une comparaison quantitative des lames d'eau correspondantes sur le bassin du Gardon d'Anduze.

Enfin, l'apport des mesures de Z_{dr} dans l'estimation de ces lames d'eau est validé par comparaison aux estimations de lames d'eau sol.

notations :

Les estimations de précipitations prenant en compte la réflectivité différentielle seront notées $R_{Z_h+Z_{dr}}$ pour les distinguer des estimations déduites de la seule réflectivité horizontale par les relations Z-R qui sont notées R_{Z_h} dans les paragraphes suivants.

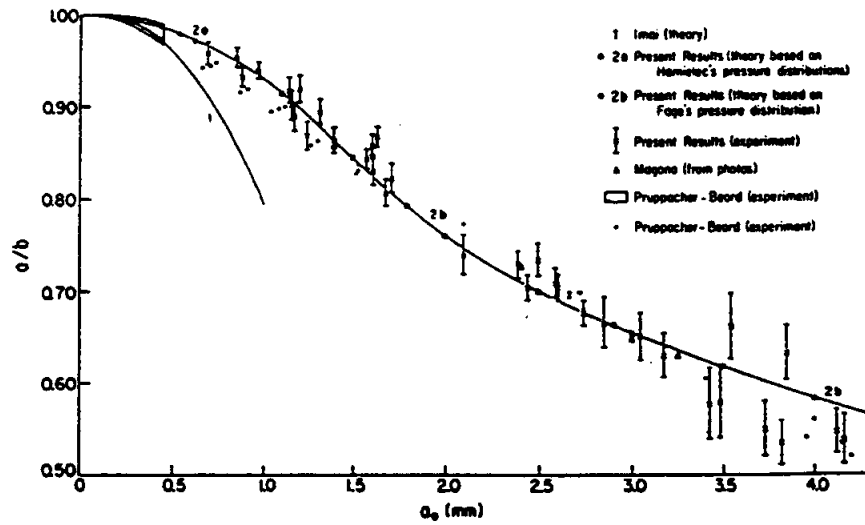
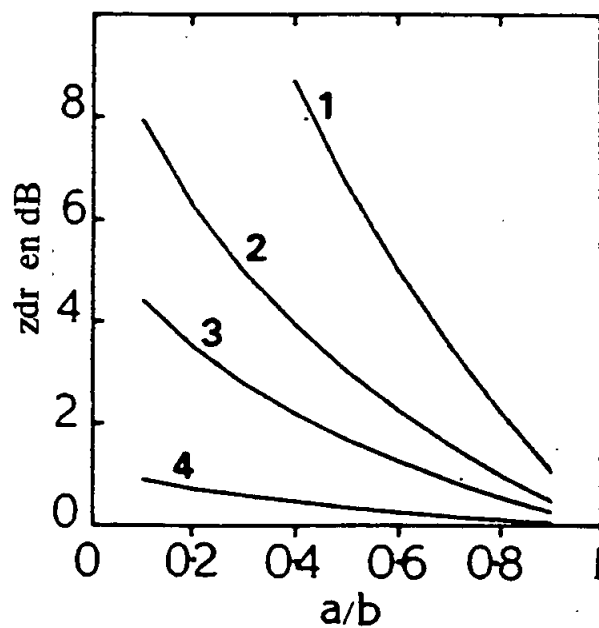


Figure V.14.a - Rapport d'aplatissement a/b en fonction du diamètre équivalent moyen (d'après PRUPPACHER and PITTER, 1971)



- 1 = pour des gouttes d'eau liquide
- 2 = pour des grêlons de masse volumique égale à $0,98 \text{ g.cm}^{-3}$
- 3 = pour des agglomérats formés d'un mélange de glace et d'air de masse volumique égale à $0,5 \text{ g.cm}^{-3}$
- 4 = idem à (3) pour une masse volumique égale à $0,1 \text{ g.cm}^{-3}$

Figure V.14.b - Réflectivité différentielle z_{dr} exprimée en dB en fonction du facteur d'aplatissement a/b et de la nature des hydrométéores (d'après ILLINGWORTH, 1987).
 Pour un facteur d'aplatissement de 1 (une sphère), z_{dr} est théoriquement égal à 0 dB.

2.2. Estimation d'intensités de pluie à l'aide des mesures de réflectivité différentielle

2.2.1. Apport théorique dans l'estimation des précipitations

Les gouttes de pluie en chute libre s'aplatissent pour prendre une forme ellipsoïdale. La déformation augmente avec le diamètre sphérique équivalent de la goutte et l'aplatissement est défini par le rapport a/b des longueurs des petit (a) et grand (b), axes de cet ellipsoïde (figure V.14.a).

La section efficace de rétrodiffusion des ondes radar, et donc le facteur de réflectivité radar, dépendent ainsi du plan de polarisation des ondes émises par le radar. Un radar à double polarisation comme ANATOL émet alternativement des ondes polarisées dans des plans horizontaux et verticaux. La puissance rétrodiffusée permet donc de définir un facteur de réflectivité horizontal Z_h (conventionnel) et un facteur de réflectivité vertical Z_v qui s'expriment en décibels :

$$z_h \text{ (dBz)} = 10 \cdot \log_{10}[Z_h/Z_0]$$

$$z_v \text{ (dBz)} = 10 \cdot \log_{10}[Z_v/Z_0] \quad \text{avec } Z_0 = 1\text{mm}^6 / \text{m}^3$$

On en déduit un facteur de réflectivité différentielle Z_{dr} exprimé selon une échelle logarithmique et défini par :

$$(V.1.) \quad z_{dr}(\text{dB}) = z_h - z_v = 10 \cdot \log_{10}[Z_h/Z_v]$$

Celui-ci dépend de la nature des hydrométéores et de leur aplatissement a/b (figure V.14.b, d'après ILLINGWORTH, 1987). Pour des gouttes d'eau liquide, z_{dr} augmente avec le diamètre des gouttes.

L'utilisation de la réflectivité différentielle lors de l'estimation des intensités de précipitations permet ainsi de prendre en compte, de manière indirecte, la distribution granulométrique moyenne des gouttes.

De nombreuses relations de transformation $(z_h, z_{dr}) \rightarrow R$ ont été déterminées, soit de manière théorique, soit à partir de mesures disdrométriques (SELIGA, BRINGI & AL-KHATIB, 1981 ; ULBRITCH and ATLAS, 1984 ; SACHIDANANDA and ZRNIC, 1987 ; POINTIN et Col., 1988). Nous utiliserons la relation de POINTIN et Col. (1988), inspirée de SACHIDANANDA et ZRNIC (1987). Elle a été obtenue par ajustement non linéaire des valeurs de z_h , z_{dr} et R calculées à partir de spectres de gouttes disdrométriques, dont plus de la moitié proviennent de l'expérience Cévennes. Cette relation est la suivante :

$$(V.2.) \quad R_{z_h+z_{dr}} = \frac{A \cdot 10^{B \cdot z_h}}{C + z_{dr}^D}$$

avec $A = 0,0033$ $B = 0,098$ $C = 0,55$ $D = 2,33$
 z_h et z_{dr} en dBz et dB respectivement.

Elle peut s'écrire en fonction du facteur de réflectivité conventionnelle :

$$(V.3.) \quad R_{zh+zdr} = A \cdot (C + zdr^D)^{-1} \cdot \frac{Zh^{10.B}}{Z_0} \quad \text{avec} \quad \begin{array}{l} Zh \text{ en } \text{mm}^6\text{m}^{-3} \\ Z_0 = 1 \text{ mm}^6\text{m}^{-3} \end{array}$$

$$\text{soit} \quad R_{zh+zdr} = A \cdot (C + zdr^D)^{-1} \cdot Zh^{.98} \quad \text{pour } B = 0,098$$

La prise en compte des mesures de zdr agit ainsi comme une pondération de l'augmentation de Zh due à la déformation des gouttes de pluie, notamment dans le cas de grosses gouttes.

2.2.2. Les erreurs d'estimation des précipitations spécifiques à l'utilisation de zdr

Les intensités de précipitations déduites de la relation (V.3.) sont soumises aux erreurs radar classiques affectant l'estimation du facteur de réflectivité conventionnelle Zh . L'utilisation des mesures de zdr permet néanmoins de réduire l'influence de certaines d'entre elles :

- les mesures de zdr permettent en théorie de prendre en compte les variations dans le temps et l'espace de la distribution granulométrique des gouttes.
- la grande variabilité spatiale des mesures de zdr provenant d'échos de sol permet de mettre en oeuvre des procédures efficaces de filtrage de ces échos parasites (POINTIN et Col. 1988 ; MESSAOUD, 1989). Une telle procédure d'élimination des échos de sol se révèle très intéressante en région montagneuse (POINTIN et Col., 1988).

La prise en compte des mesures de zdr s'accompagne également de sources d'erreurs supplémentaires lors de l'estimation des intensités de pluie :

- des erreurs de mesure de zdr peuvent être induites par une différence de gain de l'antenne pour les ondes polarisées horizontalement ou verticalement (figure V.15).
- la présence de grêle, à l'intérieur d'une cellule pluvieuse intense ou au-dessus de l'altitude de l'isotherme 0°C , s'accompagne d'une diminution des valeurs mesurées de zdr , dont certaines peuvent parfois prendre des valeurs négatives (figures V.16). Cette diminution des valeurs de zdr accompagnée d'une augmentation des valeurs de Zh conduit alors à surestimer fortement les intensités de pluie. Ce phénomène peut néanmoins trouver une application pratique pour la détection et la quantification des précipitations de grêle (HUSSON, 1991).
- la relation V.2. estimée à partir de spectres disdrométriques pour une loi de déformation des gouttes proposée par PRUPPACHER & PITTER (1971), s'accompagne d'une certaine incertitude sur les estimations d'intensités de pluie.

Les mêmes données, en utilisant une loi de déformation des gouttes différente (CHANDRASEKAR & al, 1988) conduisent à des valeurs légèrement différentes pour les paramètres A, B, C et D (POINTIN Y. et col., 1990) :

$$\begin{array}{ll} A = 0,0025 & C = 0,55 \\ B = 0,097 & D = 2,07 \end{array}$$

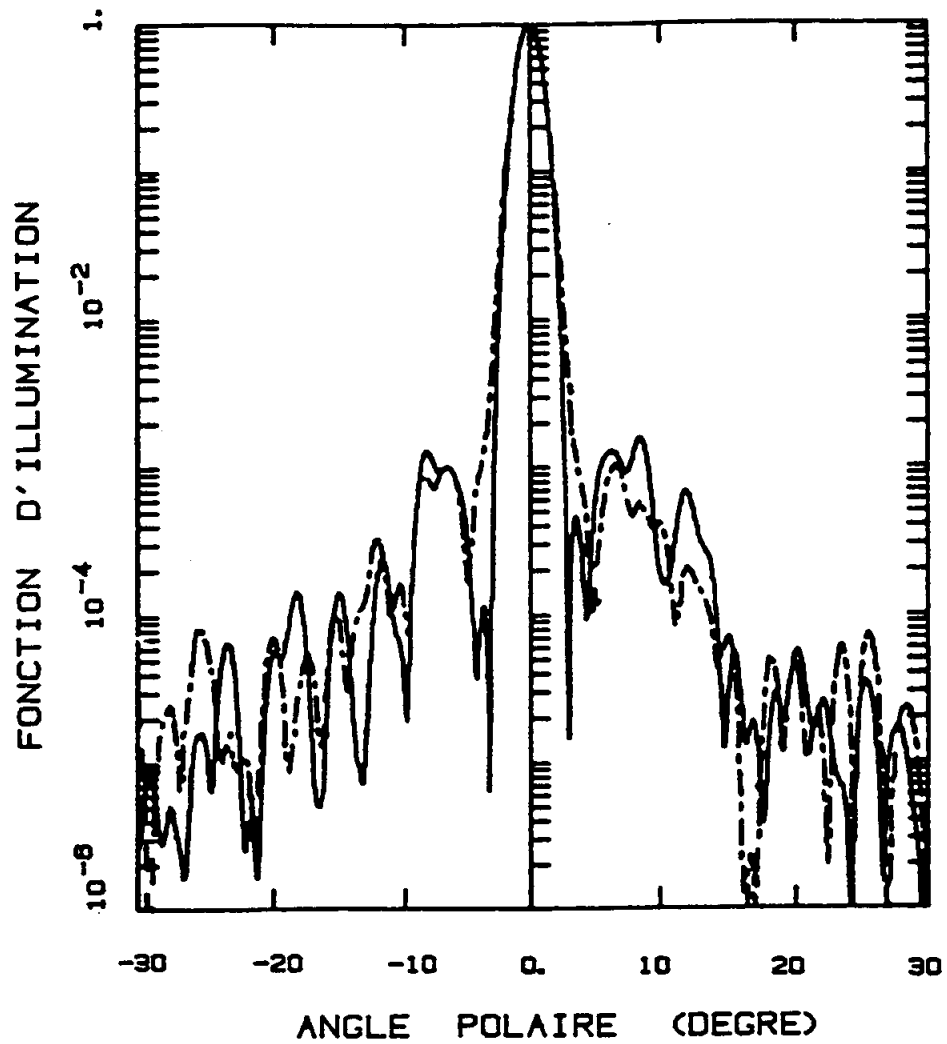
- Enfin, la précision des mesures de z_{dr} diminue rapidement pour des distances au radar supérieures à 25 km.

2.2.3. Les mesures de la campagne Cévennes 86-88

Bien que disposant des mesures de z_{dr} pour l'ensemble des événements pluvieux analysés, seules les mesures effectuées en 1986 seront exploitées dans cette étude. L'analyse des mesures de z_{dr} effectuées pendant les événements pluvieux de 1987 et 1988 a en effet amené les exploitants du radar à émettre des doutes sur la qualité de ces mesures.

De plus, l'exploitation des mesures de 1986 sera limitée à la surface du bassin versant du Gardon d'Anduze, les erreurs de mesure de z_{dr} semblant trop importantes au delà de 30 km du radar.

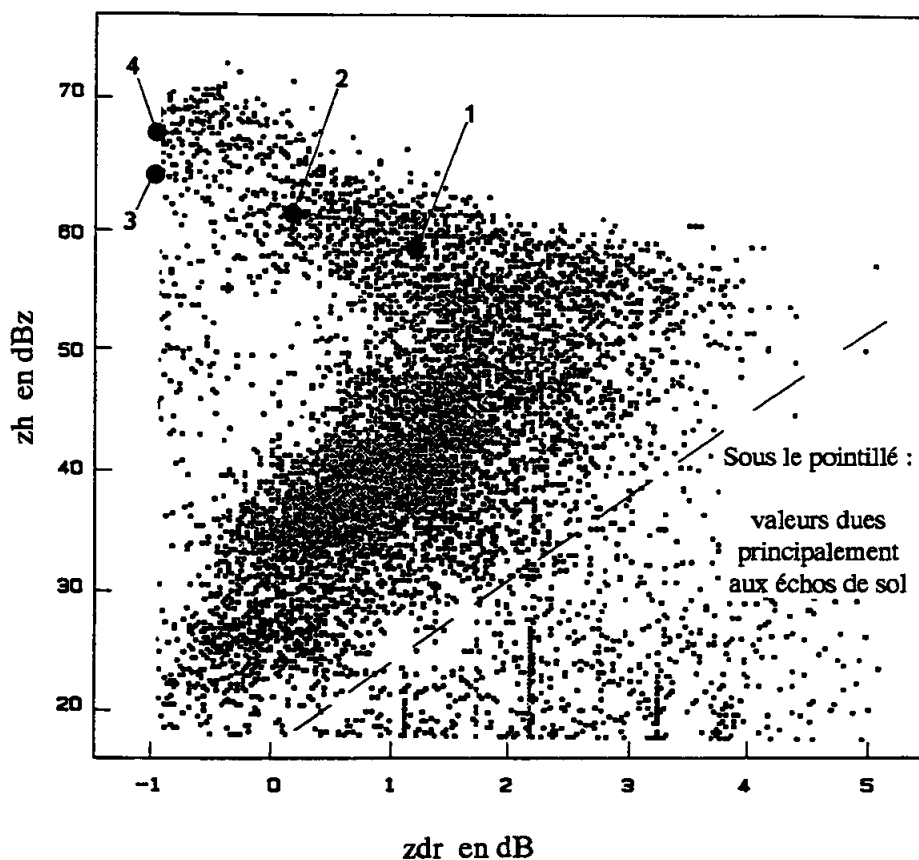
Il faut signaler que les observateurs présents sur place pendant la campagne de mesure n'ont pas noté de précipitations de grêle au sol conséquentes.



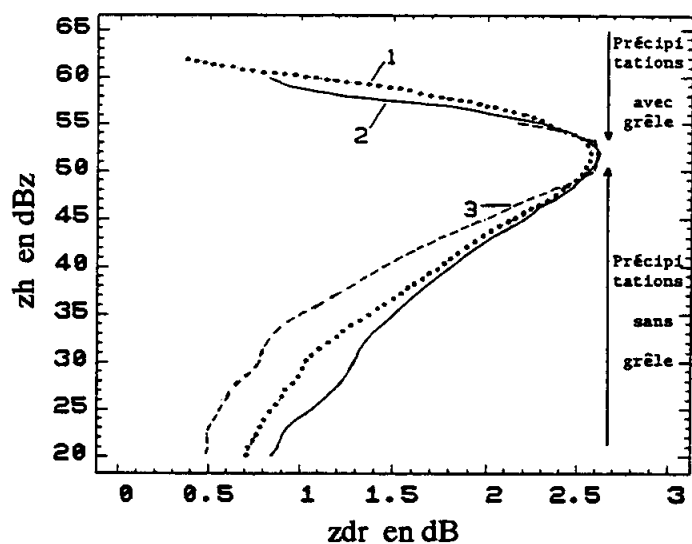
— direction de polarisation horizontale

- - - direction de polarisation verticale

**Figure V.15. - Fonction d'illumination de l'antenne du radar ANATOL
(d'après POINTIN et al. 1988.b).**



a) Répartition de zh en fonction de zdr pour une image radar en PPI (site = $3,5^\circ$) enregistrée par le radar ANATOL le 14/08/88 à 15h13 lors de l'expérience "Auvergne" dans la région de Clermont Ferrand.



.... le 14/09/88

— le 26/06/89

---- le 24/07/89

b) Evolution moyenne de zh en fonction de zdr lors de trois journées d'enregistrement du radar ANATOL pendant l'expérience Auvergne.

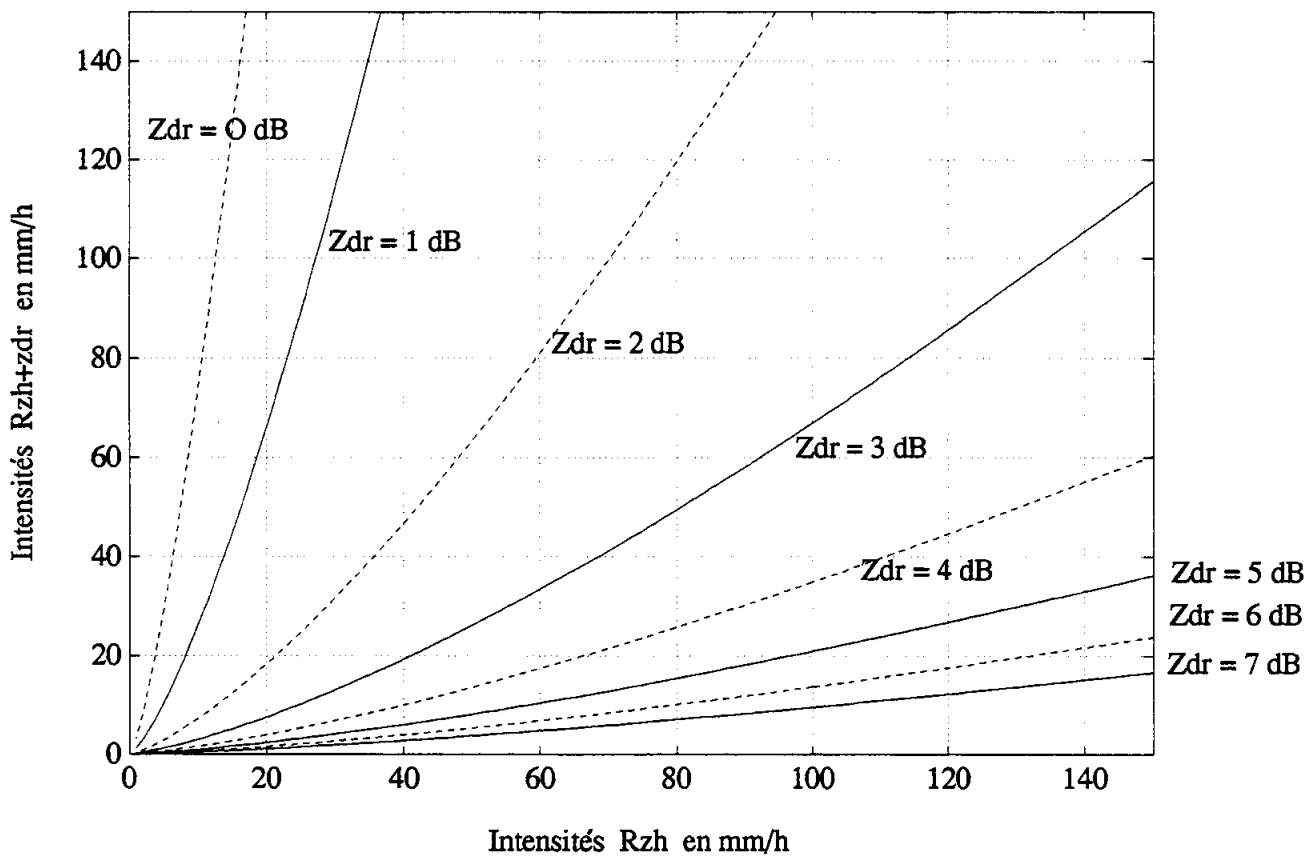


Figure V.17 - Relation entre R_{zh+zdr} et R_{zh} pour différentes valeurs de zdr

2.3. Comparaison des estimations de précipitations déduites de Zh seul et de (Zh,zdr)

2.3.1. Relation théorique entre les deux estimations

Les estimations de précipitations déduites des seules mesures de réflectivité horizontale sont réalisées à l'aide de la relation Z-R (II.6) :

$$Z_h = a \cdot R_{zh}^b \quad \text{avec} \quad \begin{array}{ll} a = 613 & Z_h \text{ en mm}^6/\text{m}^3 \\ b = 1,38 & R \text{ en mm/h} \end{array}$$

Les estimations de précipitations R_{zh+zdr} prenant en compte la réflectivité différentielle sont obtenues par la relation V.3.

Il existe donc une relation formelle entre ces deux estimations :

$$(V.4.) \quad R_{zh+zdr} = \frac{A \cdot a^{10.B}}{C + zdr^D} \cdot R_{zh}^{10.B.b}$$

La figure V.17 représente cette relation pour quelques valeurs particulières de zdr et avec les valeurs de (A, B, C, D) et (a, b) données par les relations (II.6) et (V.2.).

Les mesures réalisées à l'aide de radars à diversité de polarisation (AYDIN & al., 1986; HUSSON, 1991) montrent que les valeurs de zdr évoluent en fonction des valeurs de zh selon deux tendances opposées (figures V.16) :

- une augmentation assez linéaire des valeurs de zdr avec les valeurs de zh , traduisant l'augmentation moyenne de la taille des gouttes lors de fortes précipitations. Les valeurs de zdr varient néanmoins facilement de $\pm 1\text{dB}$ pour une même valeur de zh (HUSSON, 1991).
- une diminution de zdr avec l'augmentation des valeurs de zh , correspondant à la présence de grêlons parmi les hydrométéores. Ce phénomène apparaît soit au-dessus de l'altitude de l'isotherme 0°C , soit lors de précipitations orageuses (grêle) pour des valeurs de zh généralement supérieures à 50 dBz.

Des études théoriques ont proposé des relations entre zh et zdr pour la pluie. HUSSON (1991) obtient l'expression suivante pour une distribution exponentielle des gouttes (et la loi de déformation exposée par PRUPPACHER & PITTER, 1971) :

$$zh = 4,22 \cdot zdr + 23,13 + 10 \cdot \log R$$

SACHIDANANDA & ZRNIC (1987) obtiennent le même type de relation pour un spectre des gouttes exponentiel tronqué à 6 mm et une déformation des gouttes donnée par GREEN (1975) :

$$zh = 4,86 \cdot zdr + 21,65 + 10 \cdot \log R$$

Pour une relation entre Z_h et R de la forme $Z_h = a.R_{zh}^b$ ces relations deviennent :

$$(V.5.) \quad z_{dr} = \frac{10.(b-1)}{4,22} \cdot \log_{10}(R_{zh}) + \frac{10 \cdot \log_{10}(a) - 23,13}{4,22}$$

$$(V.6.) \quad z_{dr} = \frac{10.(b-1)}{4,86} \cdot \log_{10}(R_{zh}) + \frac{10 \cdot \log_{10}(a) - 21,65}{4,86}$$

En reportant ces expressions dans la relation (V.4.) on peut ainsi modéliser l'évolution moyenne théorique de R_{zh+zdr} en fonction de R_{zh} , pour la relation Z-R (II.6) (figure V.18).

Les résultats indiquent que les estimations d'intensité de pluie R_{zh+zdr} prenant en compte la réflectivité différentielle sont en moyenne plus faibles de 25 % à 30 % que les estimations R_{zh} provenant de la seule réflectivité horizontale. Il s'agit là de résultats théoriques, pour des distributions de gouttes moyennes.

La diminution de z_{dr} liée à la présence de grêle au sein des précipitations orageuses peut également être modélisée. HUSSON (1991) utilise un tel modèle pour quantifier les précipitations de grêle. Afin de représenter l'effet de la présence de grêle sur les estimations de R_{zh+zdr} , on a supposé une décroissance des valeurs de z_{dr} pour des valeurs de z_h supérieures à 53 dBz (correspondant à des intensités R_{zh} supérieures à 66 mm/h pour la relation II.6).

Cette décroissance est estimée par la relation (V.7) calée sur la figure V.16.b :

$$(V.7) \quad z_h = 63 - 3,61 \cdot z_{dr} \quad \text{pour } z_h > 53 \text{ dBz} *$$

L'introduction de cette décroissance dans les modèles précédents montre que la présence de grêle provoque une augmentation très importante des valeurs de R_{zh+zdr} (figure V.19).

* remarque : pour $z_h = 63 \text{ dBz}$, et $z_{dr} = 0 \text{ dB}$, $R_{zh} = 352 \text{ mm/h}$

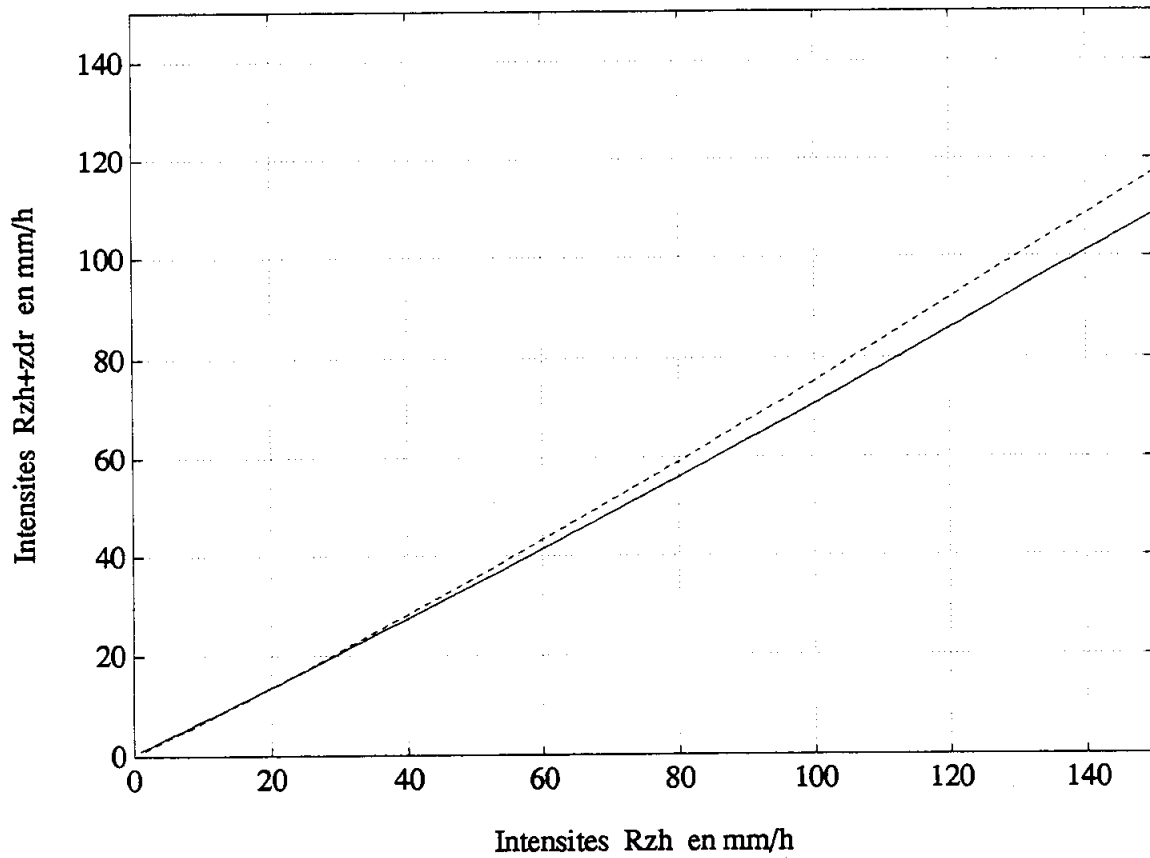


Figure V.18. Evolution théorique moyenne de R_{zh+zdr} en fonction de R_{zh} pour une évolution de zdr représentée par la relation V.5. (—) ou V.6 (- - -)

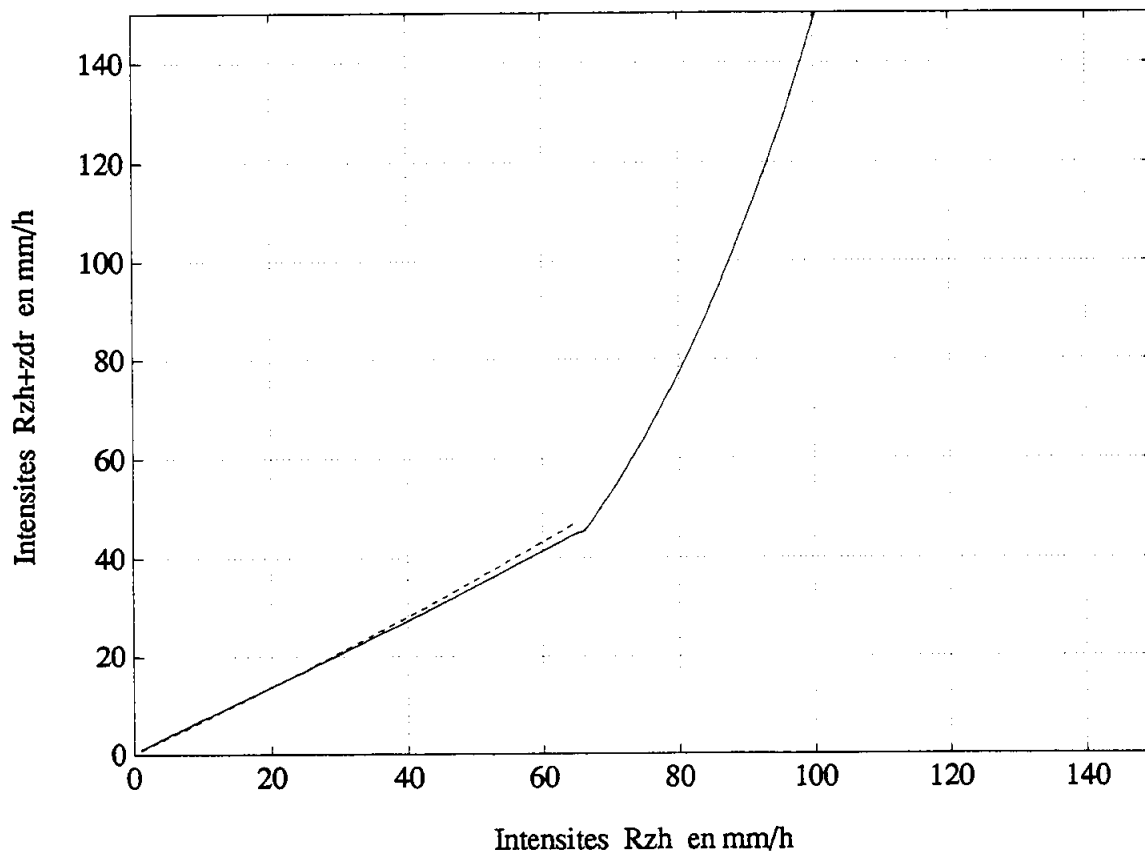


Figure V.19. Comme figure V.18, mais en supposant l'apparition de précipitations de grêle pour des valeurs de zh supérieures à 53 dBZ ($R_{zh} > 66$ mm/h)

2.3.2. Comparaison qualitative des images déduites des mesures de 1986

Les cartes des lames d'eau horaires pour l'événement de 1986, estimées en R_{zh} et R_{zh+zdr} ont été comparées sur la surface correspondant au bassin versant du Gardon d'Anduze. Cette limitation spatiale permet de se situer en dehors des zones d'échos de sol et des zones masquées, tout en se limitant à des distances au radar faibles. Les estimations radar de précipitations horaires R_{zh+zdr} ont été réalisées selon le même traitement que les estimations R_{zh} , sauf pour la transformation réflectivité→intensité : lors du dépouillement des enregistrements radar, à partir des mesures de zh et zdr , des images radar brutes, représentant des intensités de pluie R_{zh} ou R_{zh+zdr} ont été réalisées comme indiqué dans le chapitre I (figures I.6 et I.7).

Les images brutes en R_{zh+zdr} ont été prétraitées de la même façon que les images brutes en R_{zh} (cf. figure I.8), afin d'éliminer les principaux échos de sol, corriger les problèmes de masques et appliquer un facteur correcteur fonction de la distance correspondant au PVR moyen pour l'événement pluvieux (ce facteur correcteur, donné en annexe 2, est égal à 1.0 sur presque toute la surface du Gardon d'Anduze pour le site bas). Un facteur correcteur multiplicatif de 3,44 a ensuite été appliqué à ces images afin de corriger la sous estimation systématique de 7 dB sur les valeurs de zh (voir conclusion du chapitre II).

Les images horaires R_{zh} sont celles présentées en annexe 2 et utilisées pour estimer les lames d'eau du chapitre IV.

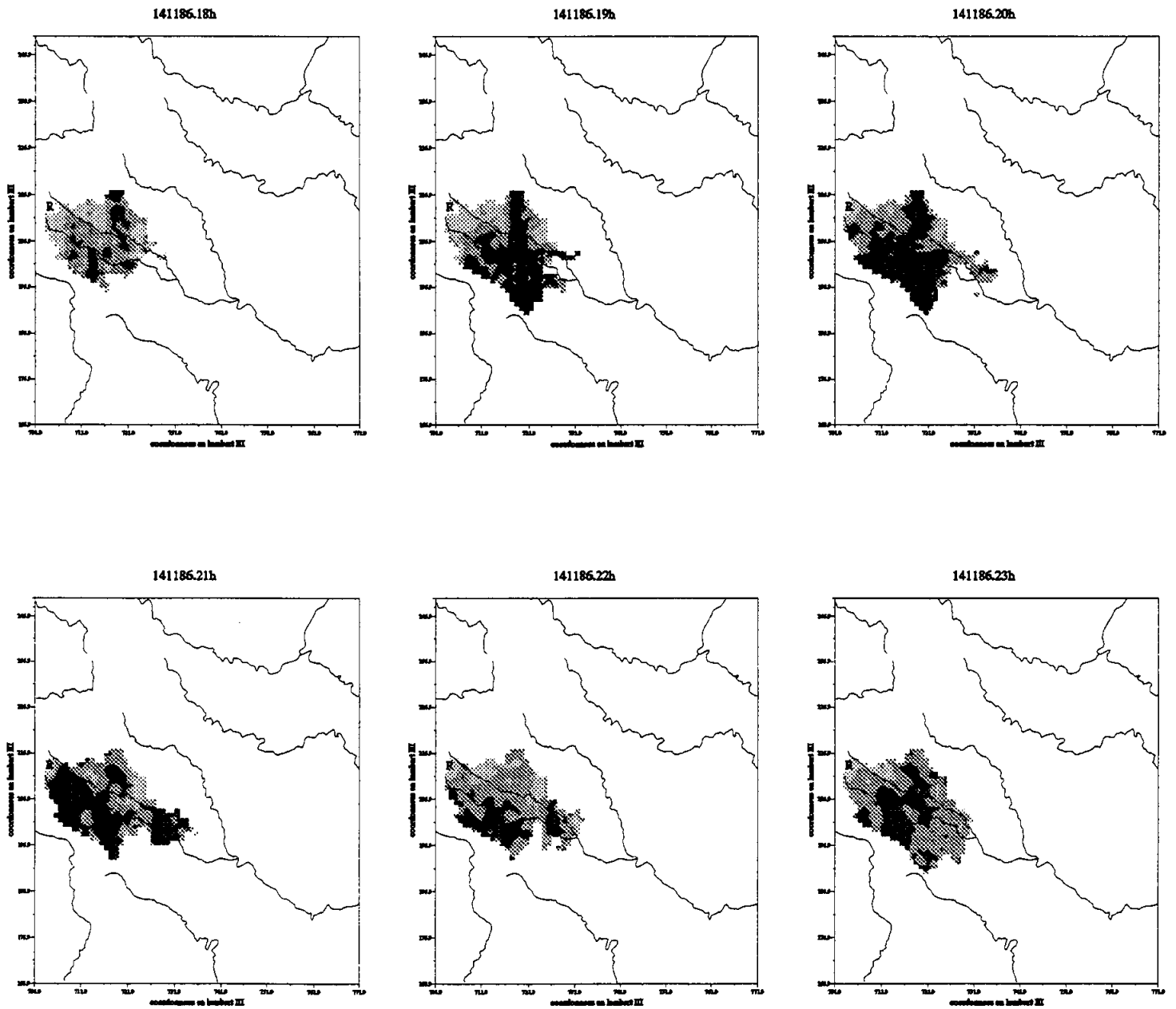
La comparaison directe des lames d'eau R_{zh} et R_{zh+zdr} permet de constater la similitude de structure entre la répartition des intensités pluvieuses R_{zh} et R_{zh+zdr} . Afin de mieux caractériser les différences entre ces estimations, pour chacune des 38 heures de l'événement pluvieux on a calculé maille par maille le rapport entre les intensités R_{zh+zdr} et R_{zh} :

$$Q_{zdr}(k,i) = \frac{R_{zh+zdr}(k,i)}{R_{zh}(k,i)}$$

où $R_{zh+zdr}(k,i)$ et $R_{zh}(k,i)$ sont les valeurs des intensités R_{zh+zdr} et R_{zh} estimées pour chaque maille i des images radar et chaque heure k de l'événement pluvieux.

Les images correspondantes sont présentées par la figure V.21.

Si l'on compare ces images aux cartes de précipitations en R_{zh} présentées en annexe 2, il n'est pas possible de lier les surestimations ou sous estimations de R_{zh+zdr} par rapport à R_{zh} à l'intensité par maille des précipitations. Certaines heures, R_{zh+zdr} est supérieur à R_{zh} dans les zones où sont enregistrées les plus fortes intensités, mais pour d'autres heures ce n'est pas le cas (figures V.20). On constate par contre que les valeurs de R_{zh+zdr} sont en moyenne plutôt supérieures à R_{zh} pendant les 13 premières heures de l'événement, et notamment la première nuit de 22 h le 13/11/86 à 6 h le 14/11/86 (figure V.21). De la 15^{ème} à la 25^{ème} heure, les valeurs de R_{zh} sont plutôt supérieures à celles de R_{zh+zdr} sur la surface du Gardon d'Anduze.



Echelle des couleurs :
Valeurs de $Q_{zdr}(k,i) * 100$

Sup a 150
100 - 150

$R_{zh+zdr} > R_{zh}$

50 - 100
0 - 50

$R_{zh+zdr} < R_{zh}$

Valeurs indefinies

Figure V.20. - Valeurs de $Q_{zdr}(k,i)$ à comparer aux cartes de précipitations $R_{zh}(k)$ présentées dans l'annexe 2.

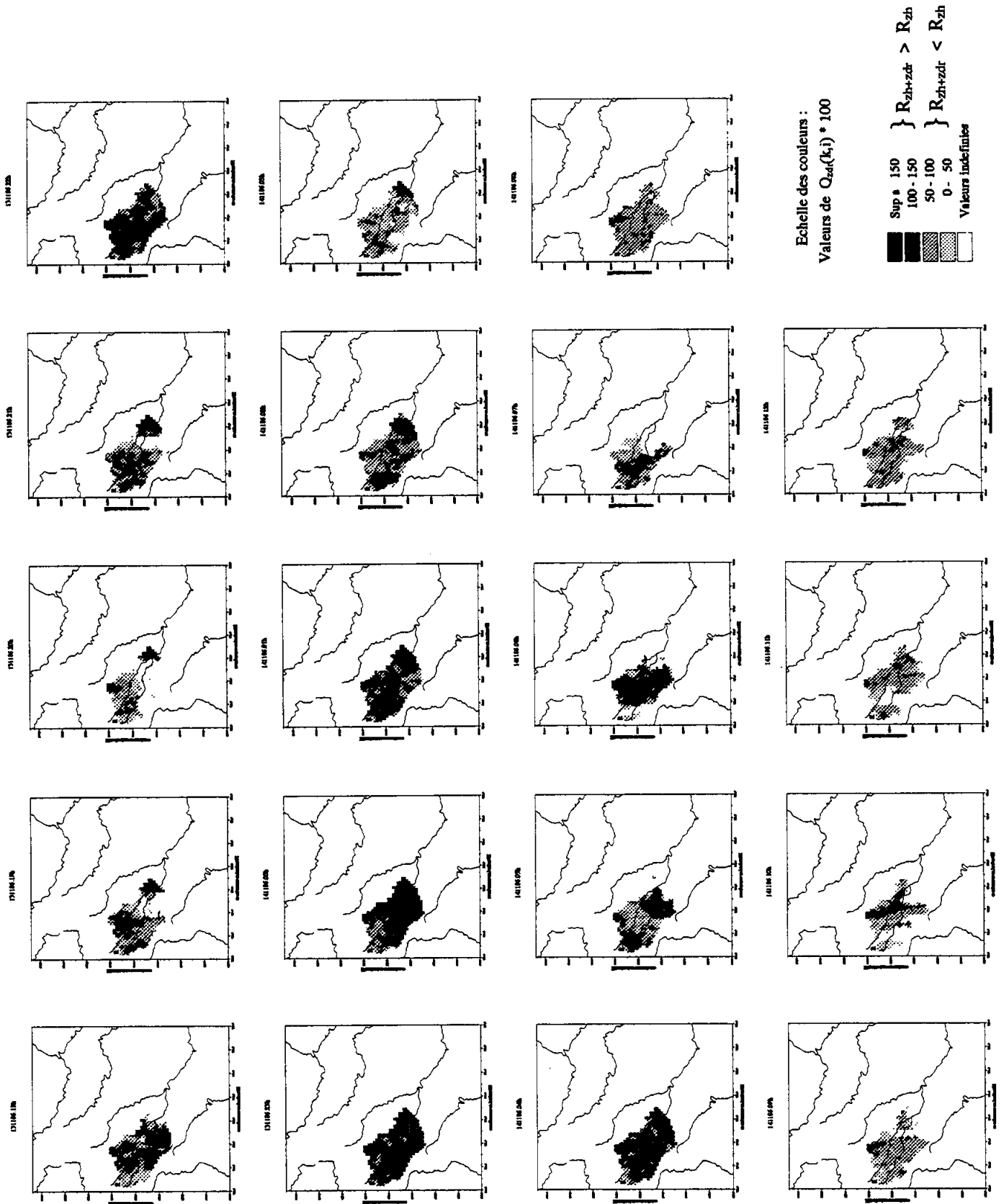


Figure V.21.a. - Valeurs de $Q_{zdr}(k,i)$ pendant les 19 premières heures de l'événement

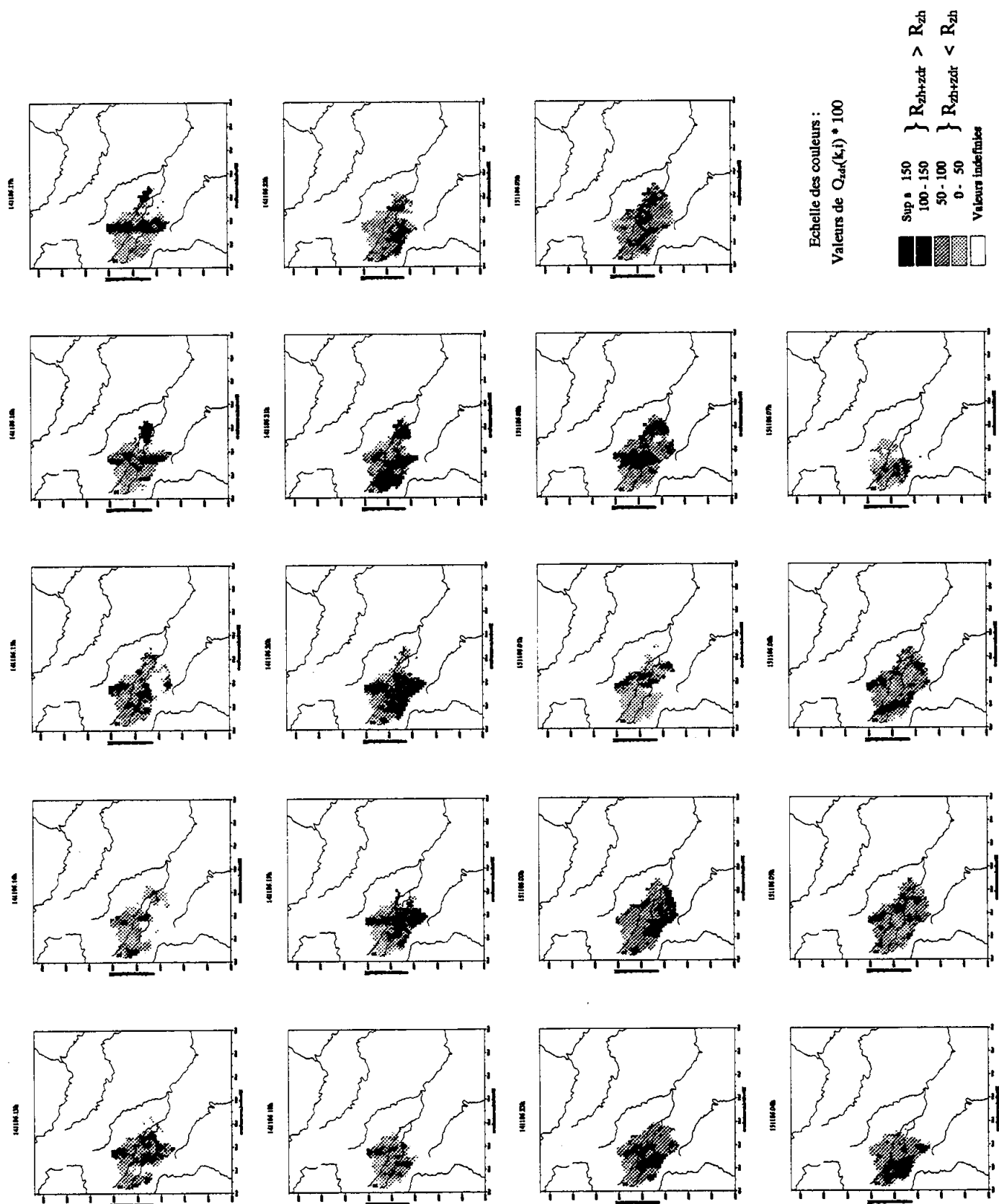


Figure V.21.b. - Valeurs de $Q_{zdr}(k,i)$ pendant les 19 dernières heures de l'événement

2.3.3. Comparaison des lames d'eau moyennes R_{zh} et R_{zh+zdr} sur le bassin Anduze

Les valeurs de ces lames d'eau horaires notées $R_{zh}(k)$ et $R_{zh+zdr}(k)$ sont très proches sauf lors des fortes intensités enregistrées du 13/11/86 à 22 h au 14/11/86 à 6 h (heures n° 5 à 13) et de 20 h à 21 h le 14/11/86 (heures n° 27 et 28). Les lames d'eau moyennes estimées à partir de R_{zh+zdr} sont, pour ces heures, supérieures aux lames d'eau moyennes $R_{zh}(k)$ (figure V.22).

Le calcul des rapports entre ces lames d'eau moyennes horaires, notés $Q_{zdr}(k)$, permet de retrouver les tendances mises en évidence par les cartes de $Q_{zdr}(k,i)$ (figure V.23). Néanmoins, seuls les écarts cités ci-dessus peuvent être jugés significatifs.

Deux sources d'information sont exploitables pour tenter d'expliquer ces différences entre ces estimations d'intensités pluvieuses :

1 - les PVR horaires identifiés au § V.1. indiquent que les deux nuits correspondent à la présence d'un léger phénomène de bande brillante, la période allant de la 6^{ème} à la 11^{ème} heure d'enregistrement radar situant notamment cette bande brillante à très faible altitude (500 m au-dessus du radar de 23 h le 13/11/86 à 01 h le 14/11/86, puis 1000 m de 02 h à 04 h).

La présence de grêlons en altitude pourrait expliquer la surestimation de R_{zh+zdr} par rapport à R_{zh} , même pour des distances au radar aussi faibles. Une analyse des valeurs de zdr en fonction de celles de zh , réalisée à partir des enregistrements radar de base, permettrait de la mettre en évidence.

2 - les mesures disdrométriques réalisées pendant l'événement pluvieux permettent également d'expliquer en partie les surestimations de R_{zh+zdr} . Nous citons ici POINTIN et col (1987) qui ont procédé aux premières analyses de ces mesures :

"les fortes valeurs du diamètre volumique moyen (des gouttes) apparaissent lors des maxima de teneur en eau, alors qu'une forte valeur de teneur en eau peut exister pour un diamètre volumique moyen faible ou moyen, comme pour le 13 novembre vers 21 h. L'examen des échos radar à cet instant montre qu'une zone assez étendue de forte réflectivité recouvre le disdromètre et que la réflectivité différentielle y est faible."

Si l'on compare la distribution moyenne des gouttes pour l'ensemble de l'événement pluvieux à la distribution moyenne pendant des périodes d'une heure ou de quatre heures on peut alors constater (figure V.24) :

- que les distributions moyennes sont un peu plus riches en gouttes de petits diamètres pendant les 10 premières heures d'enregistrement radar
- de la 15^{ème} à la 18^{ème} heure d'enregistrement, la distribution moyenne sur quatre heures est un peu moins riche en petites gouttes que la distribution moyenne sur l'ensemble de l'événement pluvieux,
- de la 27^{ème} à la 30^{ème} heure, le spectre moyen sur 4 heures des gouttes de pluie est plus fourni en petites gouttes que le spectre moyen pour l'événement.

Pour les distributions granulométriques à forte proportion de gouttes de petits diamètres, se traduisant par des valeurs de z_{dr} faibles, les intensités de précipitations estimées à partir de la relation V.3. seraient supérieures à celles estimées par la relation Z-R (II.6) obtenue par régression entre z_h et $\log_{10}(R_{zh})$ sur l'ensemble des mesures disdrométriques.

Cette explication, tout en restant du domaine de l'hypothèse, n'est pas en contradiction avec l'évolution des rapports prédite à partir des relations Z-R quadrihoraires estimées au chapitre II à partir des mesures disdrométriques (figure IV.21). Néanmoins, la surestimation de R_{zh} prédite à partir de ces relations entre les 15^{ème} et 18^{ème} heures et la sous estimation importante prédite entre les 27^{ème} et 30^{ème} heures sont plus importantes que celles observées.

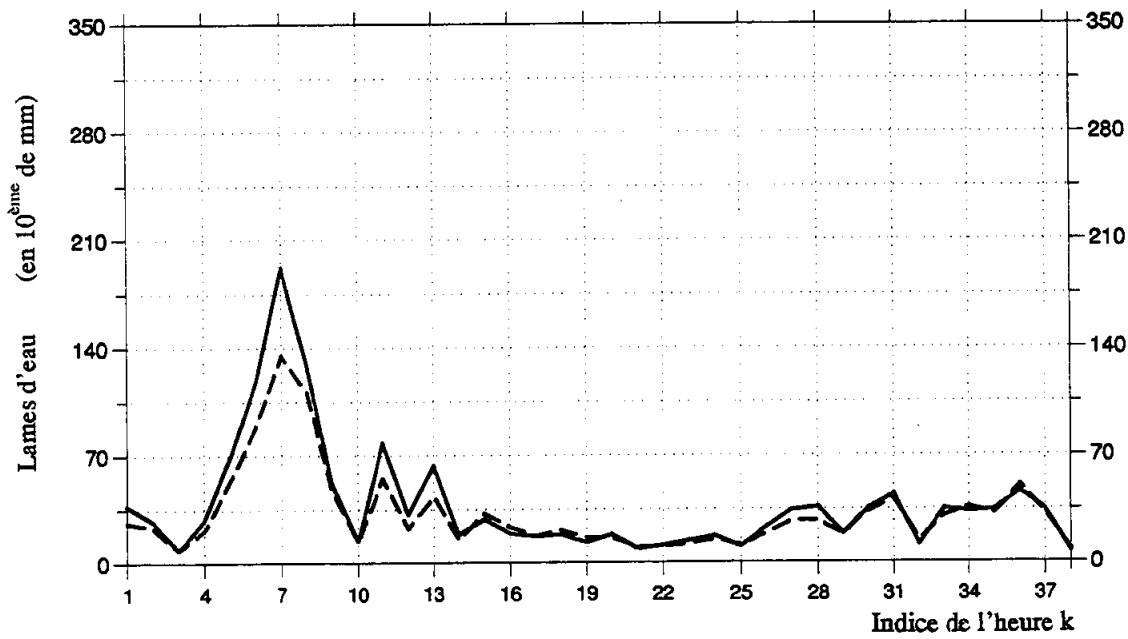


Figure V.22 - Lames d'eau R_{zh} (- - -) et R_{zh+zdr} (—) pour le bassin Anduze (en $1/10^{\text{ème}}$ de mm/h)

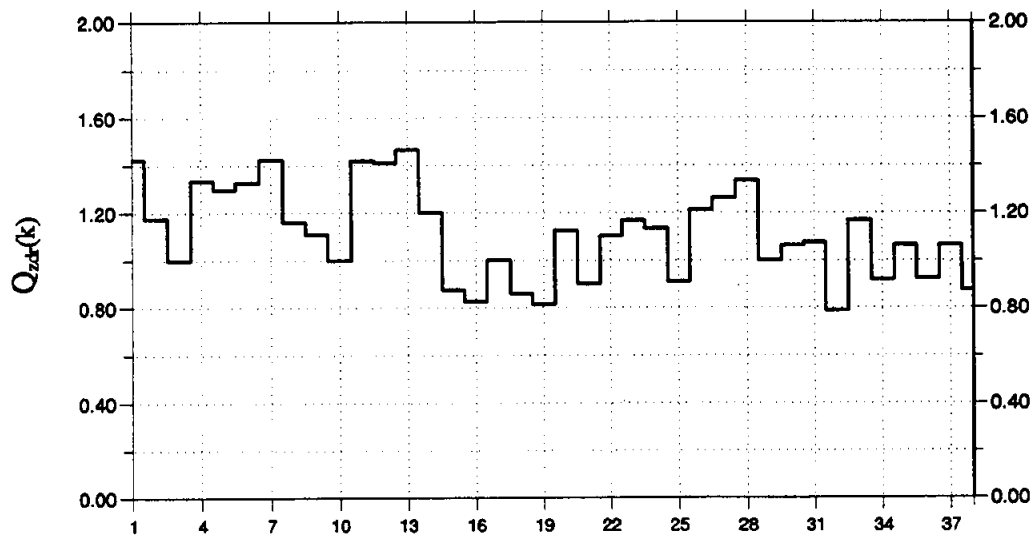


Figure V.23.a. valeurs des rapports $Q_{zdr}(k)$ des lames d'eau radar horaires

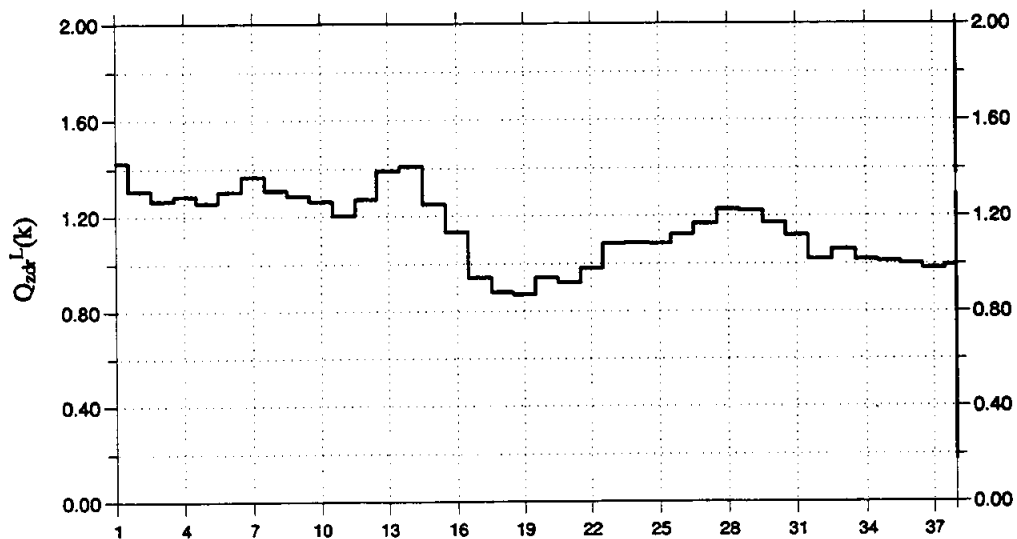


Figure V.23.b. valeurs des rapports $Q_{zdr}^L(k)$ des 4 dernières lames d'eau horaires

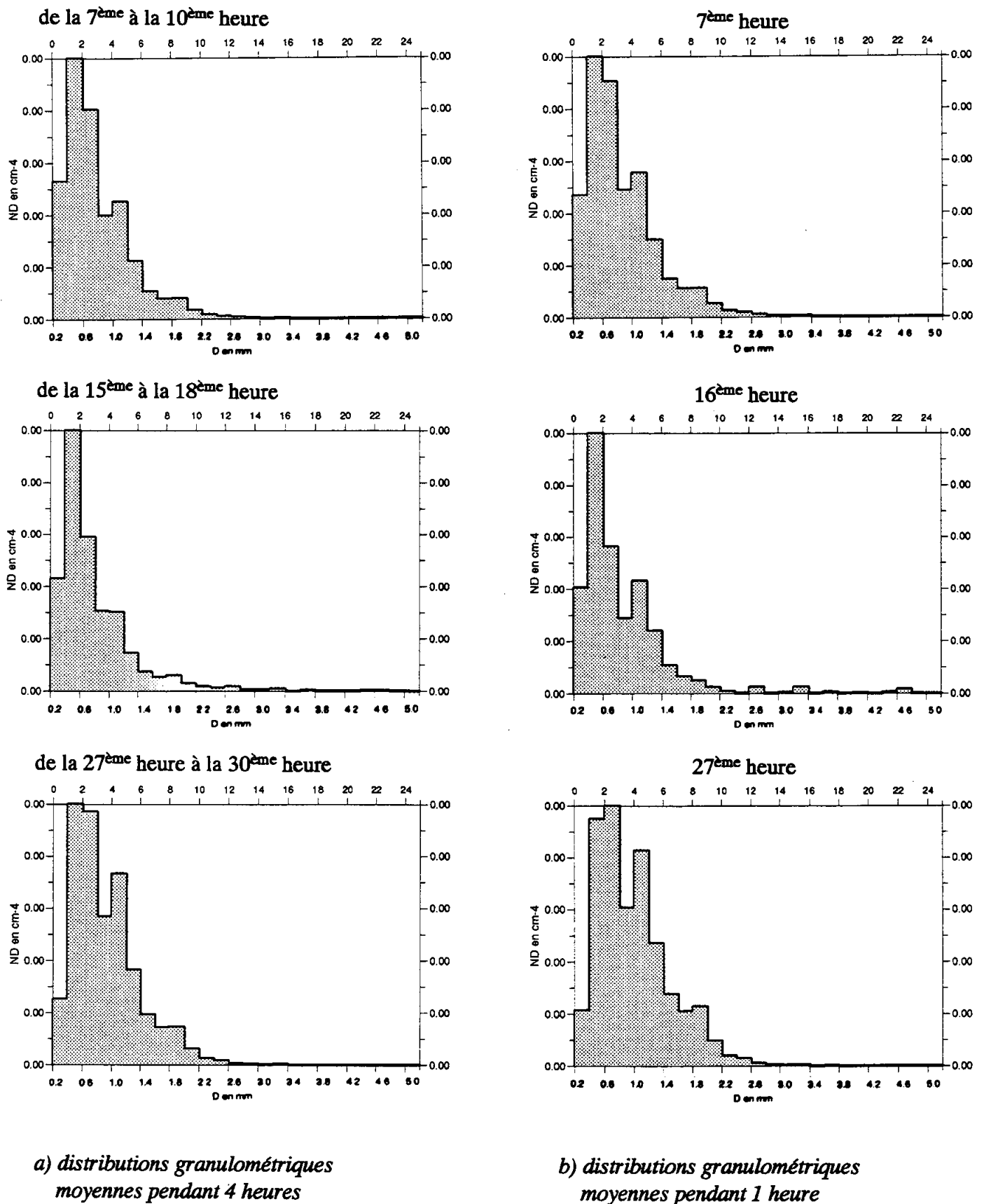


Figure V.24. - Mesures du disdromètre installé à St Roman

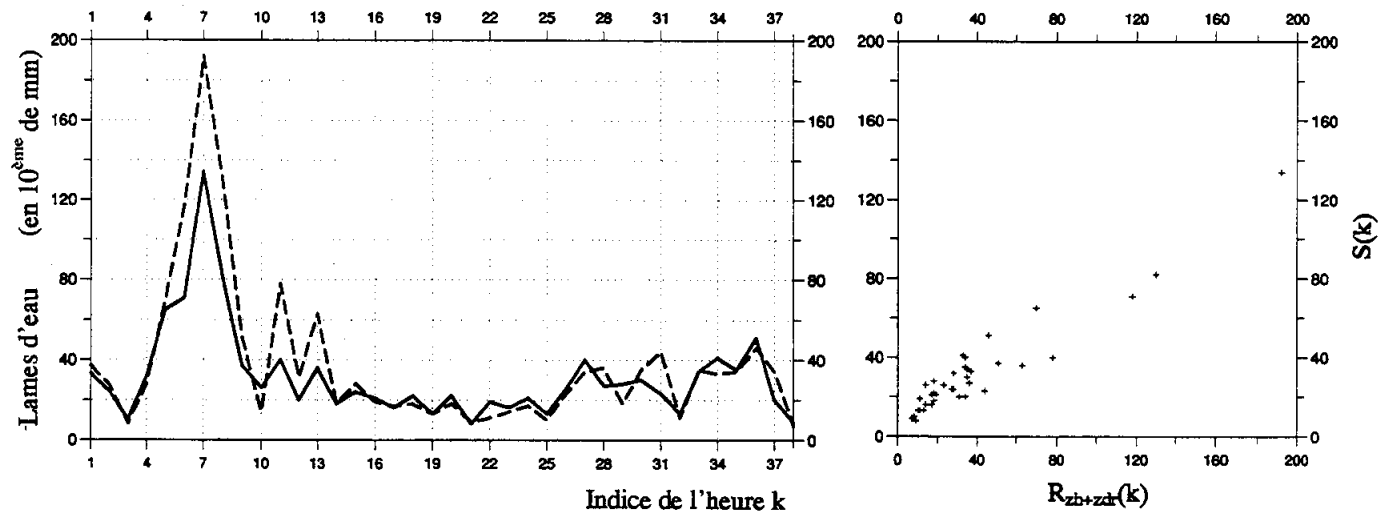
2.4 Comparaison des lames d'eau $R_{zh+zdr}(k)$ aux lames d'eau sol $S(k)$

Afin d'estimer l'apport d'une prise en compte des mesures de réflectivité différentielle les résultats obtenus avec les lames d'eau radar $R_{zh}(k)$ sont rappelés.

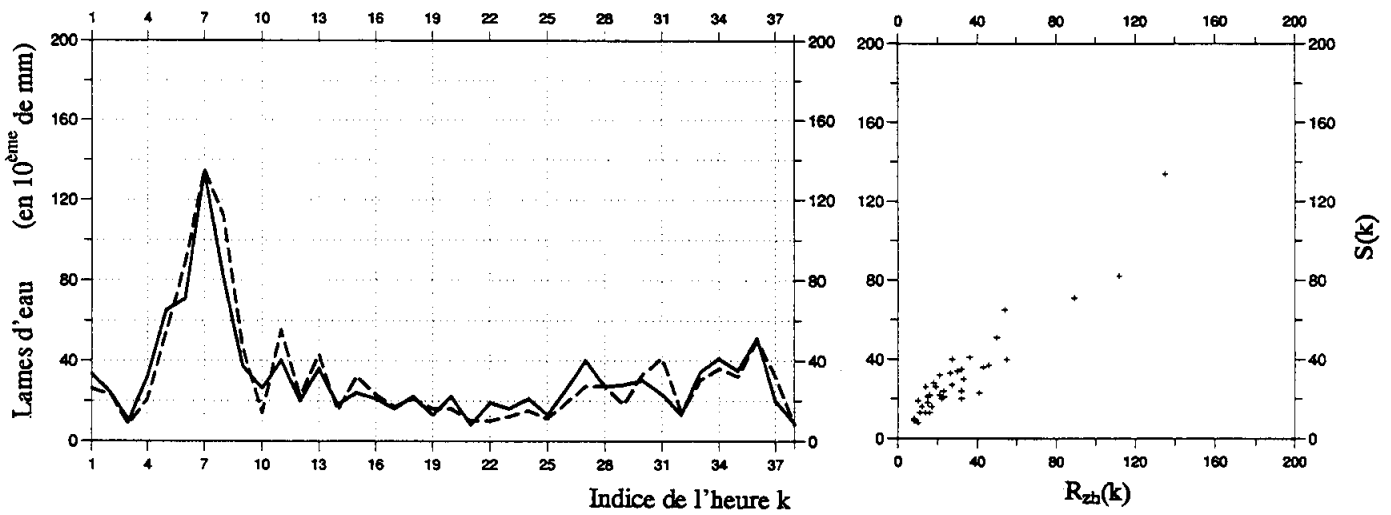
La comparaison des valeurs des lames d'eau (figure V.25) indique que la surestimation des valeurs de R_{zh+zdr} au début de l'événement pluvieux est préjudiciable à la qualité des lames d'eau radar, et conduit à surestimer de 20 % la lame d'eau totale de l'événement. Par contre, la cofiluctuation entre lame d'eau sol et radar pour le reste de l'événement pluvieux est aussi bonne, pour les lames d'eau R_{zh+zdr} que pour les lames d'eau R_{zh} .

Pour les petits bassins versants du Gardon d'Anduze, les rapports Q_{ev} des lames d'eau moyennes sol et radar présentent la même décroissance d'Ouest en Est que les estimations radar prennent en compte la réflectivité différentielle ou non : la surestimation de R_{zh+zdr} pendant les premières heures induit simplement des valeurs de Q_{ev} plus faibles (figure V.26).

La prise en compte des valeurs de zdr n'améliore pas la cofiluctuation des lames d'eau horaires (figure V.27).



a) comparaison des lames d'eau $S(k)$ (—) et $R_{zh+zdr}(k)$ (- - -)



b) comparaison des lames d'eau $S(k)$ (—) et $R_{zh}(k)$ (- - -)

Figure V.25. Lames d'eau pour le bassin Anduze

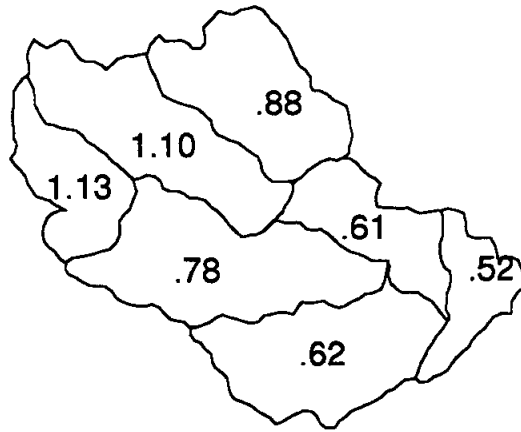


Figure V.26. - Valeurs de Q_{ev} calculées pour les lames d'eau radar $R_{zh+zdr}(k)$. les valeurs obtenues pour les lames d'eau radar R_{zh} sont données sur la figure IV.2.

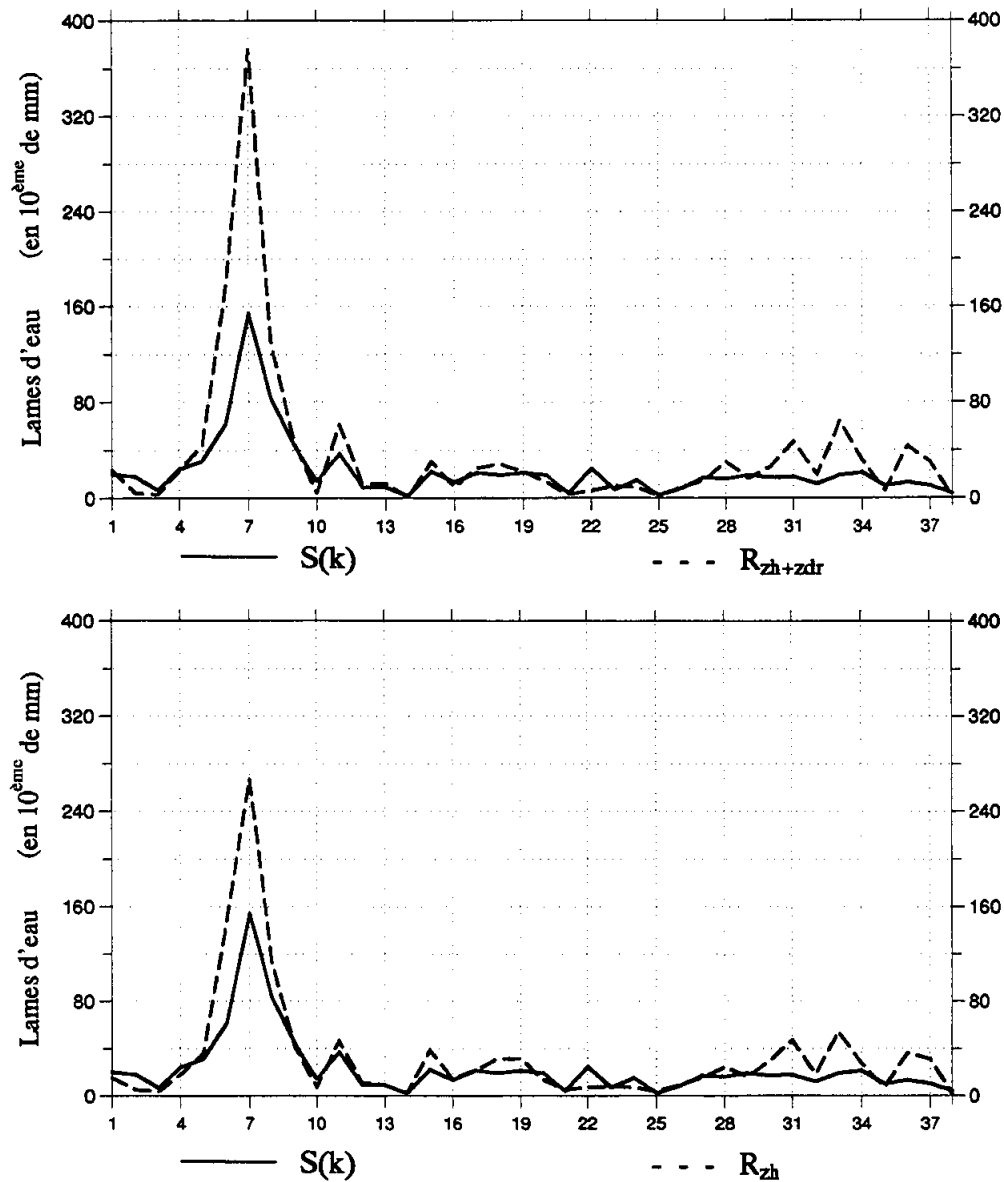


Figure V.27 - Exemple de comparaison des lames d'eau sol et radar pour un petit sous bassin versant du Gardon d'Anduze

2.5 Conclusion

Les comparaisons de lames d'eau sol et radar indiquent, pour le bassin versant du Gardon d'Anduze, que l'utilisation des mesures de réflectivité différentielle telle qu'elle est proposée n'apporte pas d'amélioration de la qualité des images radar par rapport aux images utilisant les seules mesures de réflectivité horizontale.

Ce résultat ne peut être énoncé sans rappeler le peu de connaissance dont l'on dispose sur le traitement des mesures de réflectivité différentielle. De plus, seules les données relatives à un seul événement pluvieux ont été exploitées.

On peut néanmoins suggérer qu'une meilleure utilisation de ces données pourrait passer par un traitement différencié des mesures de zdr et de zh avant combinaison de ces deux types de mesures. Ce traitement différencié des mesures de zdr pourrait permettre :

- de détecter les échos de sol parasitant les mesures radar de la pluie
- de détecter des précipitations de grêle ou de confirmer l'altitude d'apparition d'un phénomène de bande brillante
- de prendre en compte les problèmes spécifiques aux mesures de zdr et de traiter ces sources d'erreurs avant l'estimation des intensités de pluie R_{zh+zdr} .

CONCLUSION GENERALE

Tous les résultats présentés ont été obtenus à partir des données recueillies au cours de l'expérience Cévennes 86-88, réalisée dans le but de qualifier un radar météorologique à diversité de polarisation pour une utilisation en hydrologie opérationnelle dans une région montagneuse. Bien que les événements pluvieux étudiés soient peu nombreux (5 événements enregistrés dont 4 exploités), ces données présentent un intérêt exceptionnel.

Tout d'abord, elles constituent un ensemble de données horaires unique en France regroupant les enregistrements du radar, les mesures au sol de pluviomètres et disdromètres, et les valeurs des principaux paramètres météorologiques, mesurés en de nombreuses stations au sol et en altitude par deux radiosondages journaliers à Nîmes, auxquelles s'ajoutent les sorties du modèle PériDOT de la Météorologie Nationale.

Ensuite, le radar a été implanté dans une région montagneuse hydrologiquement sensible, et dont le contexte géoclimatique est caractéristique de celui d'un grand nombre de bassins versants en région méditerranéenne, pour lesquels les risques hydrologiques liés aux pluies intenses exigent une surveillance en temps réel des intensités pluvieuses (ANDRIEU et col, 1992).

Enfin, l'hydrologie radar en région montagneuse a été peu étudiée et les problèmes rencontrés ont conduit à développer des procédures d'acquisition et de prétraitement des mesures radar qui constituent un progrès dans ce domaine.

Ces procédures ont été utilisées pour construire des cartes d'intensités de précipitations utilisables par l'hydrologue, corrigées de trois sources d'erreurs importantes dans ce contexte montagneux :

- les échos de sol
- la sous-détection du radar dans les zones où le faisceau est en partie masqué par le relief
- l'hétérogénéité verticale des réflectivités dans l'atmosphère.

Ces prétraitements, décrits dans le chapitre I, sont réalisés sans utiliser les mesures au sol. Une démarche a été proposée au chapitre II pour utiliser ces données sol afin de corriger les premières estimations par radar :

- les mesures d'un disdromètre ont permis d'identifier une relation $Z-R$ mieux adaptée aux précipitations enregistrées que la relation de MARSHALL-PALMER utilisée par défaut lors du prétraitement.
- les mesures du réseau de pluviomètres ont été utilisées, selon différentes approches, pour corriger le mauvais étalonnage du radar ANATOL qui se traduit par une sous-estimation du facteur de réflectivité radar estimée à - 7.4 dBz. A ce mauvais étalonnage, s'ajoute en 1988 une sous-détection attribuée à un manque d'étanchéité des guides d'onde de l'antenne, qui porte la sous-estimation à -14.5 dBz !

Les estimations de précipitations par radar ainsi corrigées ont ensuite été validées à l'échelle de petits bassins versants Cévenols (40 à 600 km²) en comparant les lames d'eau radar horaires correspondantes à des lames d'eau sol de référence déduites des mesures des pluviomètres. Deux critères simples ont été utilisés pour caractériser la cofluctuation et la proximité de ces lames d'eau : le coefficient de corrélation et le rapport Q_k des lames d'eau horaires. Une attention particulière a été portée à la caractérisation des écarts entre les valeurs de référence et les lames d'eau inconnues réellement précipitées au sol, autrement dit à l'incertitude pesant sur cette référence. La démarche géostatistique a permis de prendre en compte cette incertitude grâce au calcul de la variance d'estimation par krigeage. Les résultats de ces comparaisons sont multiples :

- ils permettent de valider la remise à niveau moyenne réalisée au chapitre II pour remédier au mauvais étalonnage électronique du radar. Les lames d'eau totales radar et sol sont alors très proches pour tous les bassins.
- La cofluctuation entre lames d'eau sol et radar est bonne, le coefficient de corrélation étant proche de 0.9 pour la plupart des bassins et sous-bassins.
- Les rapports horaires Q_k sont par contre très variables au cours du temps pour un bassin donné et d'un bassin à un autre. On a pu montrer que les erreurs d'estimation des lames d'eau sol horaires peuvent expliquer une part importante de ces variations. La validation des lames d'eau radar pour les petits sous bassins du Gardon d'Anduze a montré que cette part augmente avec la cofluctuation entre les lames d'eau sol et radar. La validation des prétraitements réalisés à l'aide de PVR horaires montre que cette part croît également avec la qualité des lames d'eau radar.
- les variations de PVR dans le temps ont également une influence sur les variations de Q_k , mais cet effet s'exprime différemment selon les bassins.

Les remarques précédentes conduisent à considérer les valeurs de Q_k comme peu appropriées pour corriger les effets des erreurs radar sur les estimations de lames d'eau pour les bassins considérés. L'intégration sur quatre heures des valeurs des lames d'eau, permettant de réduire l'influence des erreurs d'estimation des lames d'eau sol, et équivalent à un certain lissage des valeurs de Q_k , suggère également qu'un facteur de correction multiplicatif même fiable sur un bassin versant n'est pas obligatoirement approprié pour le bassin versant voisin. Cela peut s'expliquer, pour les données Cévennes 86-88, par l'importance des erreurs radar dues aux variations de PVR dans le temps, lesquelles ont des effets dépendant de la distance au radar. L'importance de ces effets pour des bassins situés à moins de 60 km du radar est attribuée à l'altitude élevée du radar (1030 m) par rapport aux bassins dont la majeure partie de la surface se situe entre 200 et 1000 m d'altitude.

Ces résultats illustrent les limites des corrections d'images radar basées sur des comparaisons radar-sol. Dans le contexte Cévenol, il est prudent d'utiliser celles-ci uniquement pour des corrections globales, telles que celle réalisée pour corriger le mauvais étalonnage du radar. Même si l'incertitude de la référence au sol pouvait être ramenée à une valeur négligeable, pour une région cible fortement instrumentée en pluviomètres, il semble très délicat d'en déduire un facteur de correction qui puisse être pertinent pour chaque bassin une heure donnée. Cela démontre l'intérêt des procédures de correction des images radar prenant en compte la physique de la mesure ainsi que la physique et la dynamique de l'atmosphère.

Deux de ces procédures ont été validées sur les données Cévennes 86-88 :

- le prétraitement des mesures radar à l'aide de PVR horaires, et non plus moyens pour un événement pluvieux, a produit une amélioration significative des estimations de lames d'eau radar pour des bassins versants situés entre 20 et 45 km du radar seulement, ou pour des estimations provenant de mesures radar à site haut (proche de 3°) parfois nécessaires en montagne.
- l'utilisation des mesures de réflectivité différentielle, permettant de prendre en compte de manière indirecte la distribution des gouttes de pluie lors de la transformation réflectivité→intensité n'a pas apporté d'amélioration dans l'estimation des lames d'eau radar. Elles n'ont néanmoins pu être exploitées que sur un seul événement pluvieux (1986) et l'information qu'elles apportaient sur le type de précipitation (pluie, neige, grêle) n'a pas été prise en compte.

A la suite de ce travail, plusieurs développements peuvent être envisagés :

Tout d'abord, l'apport pour l'hydrologie radar des différents prétraitements utilisés doit être validé dans un contexte différent et pour un nombre d'événements pluvieux plus importants. Actuellement, une étude d'évaluation des outils existants pour l'annonce des crues est menée par le Service Hydrologique Centralisateur du Bassin de la Garonne. Elle pourrait être l'occasion de tester dans de nouvelles conditions certaines procédures de traitement des images radar.

Ensuite, la procédure d'identification des PVR mise au point par ANDRIEU (1991) (méthode et algorithme d'application) nécessiterait d'être adaptée pour une utilisation entièrement automatique en situation opérationnelle. Une acquisition des mesures radar selon plus de deux sites, qui représente le minimum nécessaire à une identification des PVR, serait très intéressante pour repousser les limites de la démarche, et permettre l'identification de PVR variables dans l'espace.

Un travail plus approfondi est nécessaire sur les mesures de réflectivités différentielles, en complétant éventuellement les données collectées dans les Cévennes par des données provenant d'autres expériences, et en essayant d'exploiter plus complètement l'information contenue dans ces mesures.

Enfin, la sensibilité des modèles pluie/débit à l'information apportée par la mesure radar (variabilité spatiale et temporelle) devrait être étudiée. Elle permettrait une évaluation de l'apport du radar pour les problèmes d'hydrologie opérationnelle tenant compte de la précision des estimations par radar exploitable par ces modèles.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AHNERT P.R., KRAJEWSKI W.F., JOHNSON E.R., 1986, Kalman Filter Estimation of radar rainfall field bias, Preprints 23rd conf. on radar meteorology, vol.3, pp. 33-37, AMS, Boston.

ANDRIEU H., JACQUET G., 1987, Le radar météorologique de Trappes et l'estimation des intensités pluvieuses en Seine-St Denis. Intérêt pour la gestion des réseaux d'assainissement, La Houille Blanche, n° 6, pp. 447-457.

ANDRIEU H., 1991, Identification de profils verticaux de réflectivité radar, rapport LCPC - IMG.

ANDRIEU H., CREUTIN J.D., ROCHE P.A., 1992, Le radar météorologique : un outil pour l'hydrologie, Bull. Liaisons des Ponts et Ch. n° 180, juil. Août 1992, réf. 3683.

AUSTIN, P.M., BEMIS A.C., 1950, A quantitative study of the bright band in radar precipitation echoes, Journal of Meteorology, 7, pp. 145-151.

AUSTIN P.M., 1981, On deducing rainfall from radar reflectivity measurements, 20th Radar Meteorology conf., Boston, pp. 200-207.

AYDIN K., SELIGA T.A., BALAJI V., 1986, Remote sensing of hail with a dual linear polarization radar, J. Clim. Appl. Meteor., 25, pp. 1475-1484.

BATTAN L.J., 1973, Radar observation of the atmosphere, The University of Chicago Press, Chicago and London, 324 pp.

BARRANCOURT C., 1990, Etude de l'intermittence et de la variabilité des champs de précipitation par une approche stochastique, thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble I.

BARRANCOURT C., CREUTIN J.D., RIVOIRARD J., 1992, A method for delineating and estimating rainfall fields, W.R.R., vol. 28, n° 4, pp. 1133-1144.

BREMAUD P., 1991, Suivi et prévision automatiques du déplacement des nuages précipitants par radar météorologique, thèse de doctorat de l'Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand II.

CALHEIROS R.V., ZAWADSKI I., 1987, Reflectivity rain rate relationships for radar hydrology in Brazil, J. of Clim. and Appl. Meteor., AMS, vol. 26, pp. 118-132.

CAROFF J.M., 1965, Situations météorologiques provoquant de fortes précipitations sur le cours supérieur de la Loire, Rapport HYD 65/n° 17 - CREC, Chatou.

CERNESSON F., 1989, Evolution du pouvoir de captation des pluviographes en fonction de la vitesse du vent, Mémoire de DEA, USTL, Montpellier.

CHANDRASEKAR V., COOPER W.A., BRINGI V.N., 1988, Axis ratios and oscillations of raindrops, J. Atmos. Sci., 45, pp. 1323-1333.

COLLIER C.G., LARKE P.R., MAY B.R., 1983, A weather radar correction procedure for real time estimation of surface rainfall, Quart. J. R. Met. Soc., 109, pp. 589-608.

COLLIER C. G., 1986, Accuracy of Rainfall estimates by radar : Part I and II, J. of Hydrol., 83, pp. 207-235.

CREUTIN J.D., ANDRIEU H., DELRIEU G., 1991, Expérience radar Cévennes 86-88, Bilan et perspectives pour l'hydrologie, Rapport final de la subvention SRETIE/MRE n° 88.053.

CREUTIN J.D., DELRIEU G., LEBEL T., 1988, Rain measurement by raingage-radar combination : a geostatistical approach, *J. Atmos and Oceanic Technol*, vol 5, n° 1, pp. 102-115.

CREUTIN J.D., OBLED C., 1982, Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields : an objective comparison, *WRR*, vol 18, n° 2, pp. 413-431.

DELHOMME J.P., 1976, Applications de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau, Thèse de docteur-ingénieur, Paris VI.

DELRIEU G., BELLON A., CREUTIN J.D., 1988, Estimation de lames d'eau spatiales à l'aide de données de pluviomètres et de radar météorologique. Application au pas de temps journalier dans la région de Montréal, *J. of Hydrol.* 98, pp. 315-344.

DONNADIEU G., LACOUR J.L., 1975, Influence de la fonction de distribution des gouttes de pluie sur la relation entre le facteur de réflectivité radar Z et l'intensité de pluie R, *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 281

DOVIK R.J., 1983, A survey of radar rain measurement techniques, *J. Climate Appl. Meteor*, 22, pp. 832-849.

FOURNIER T., ANDRIEU H., 1988, Qualification d'un radar météorologique pour la mesure des précipitations dans la région des Cévennes : prétraitement des images, Rapport pour le Ministère de l'Environnement, déc. 88.

FRENCH M.N., KRAJEWSKI W.F., 1992, Quantitative real-time rainfall forecasting using remote sensing. Model formulation, submitted to *Water Resources Research*, November 1992.

GAIN D.E., SMITH P.L. jr, 1976, Operational adjustment of radar estimated rainfall with raingage data : a statistical evaluation, 17 th conf. on radar meteorology, pp. 533-538, AMS, Boston.

GEORGAKAKOS K.P., 1984, A hydrologically useful station precipitation model - Part I: Formulation, *W.R.R.* 20. pp. 1585-1596.

GEORGAKAKOS K.P., 1991, Weather radar for flow forecasting, water management and hydrological design, preprint of *Advances in radar hydrology*, international workshop, Lisbon, 11-13 nov. 1991.

GREEN A.W., 1975, An approximation for the shapes of large raindrops. *J. Appl. Meteor.*, 14, pp. 1578-1583.

HUEBNER G.L., ZDENEK D.J., FORNEAR J.L., 1986, Sampling interval and area effects on radar-derived rainfall estimates, preprints 23 rd conf. on radar meteorology, pp. 38-41, AMS, Boston.

HUSSON D., 1991, Etude des orages de grêle par radar à diversité de polarisation en bandes S. Apports pour la détection et la quantification de l'intensité de la grêle, Thèse de doctorat de l'Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand II.

ILLINGWORTH A.J., GODDARD J.W.F., CHERRY S.M., 1987, Polarization radar studies of precipitation development in convective storms, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113, pp. 469-489.

JOSS and WALDVOGEL, 1988, Precipitation estimates and vertical reflectivity profile correction, Preprints of the 24 th Conference on Radar Meteorology, AMS, Boston.

KOISTINEN J., 1986, The effect of some measurement errors on radar derived Ze-R relationships, Preprints 23 rd Conference on Radar Meteorology, vol. 3, pp. 50-53, AMS, Boston.

KRAJEWSKI W.F., SMITH J.A., 1991, On the estimation of climatological Z-R relationships, *Journal of Applied Meteorology*, vol. 30, N° 10, pp. 1436-1445, AMS, october 1991.

LAVABRE J., 1990, *Métrologie des pluies. Les incertitudes liées aux mesures pluviographiques*, Service Technique de l'Urbanisme, Cémagref Aix en Provence.

LEBEL T., 1984, Moyenne spatiale de la pluie sur un bassin versant : estimation optimale, génération stochastique et gradex des valeurs extrêmes, Thèse de docteur-ingénieur, UJF et INPG, Grenoble.

LEE T.H., GEORGAKAKOS K.P., 1990, A two-dimensional stochastic-dynamical quantitative precipitation forecasting model, *J. of Geophysical Research*, 95 (D3), pp. 2113-2126.

MARSCHAL J.S., PALMER W.Mc., 1948, The distribution of raindrops with size, *J. Meteor.*, 5, pp. 165-166.

MESSAOUD M., 1989, Hydrologie aux fines échelles de temps et d'espace à partir des données de pluviomètres et d'un radar météorologique, Thèse de doctorat de l'Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand II.

NEUMANN A., 1991, Introduction d'outils de l'intelligence artificielle dans la prévision de pluie par radar, thèse de doctorat de l'E.N.P.C.

OBERLIN G., GALEA G., ROSIQUE J.B., 1980, Le tarage des pluviographes, *La météorologie* Vie série, n°s 20-21, Mars-Juin 1980.

POINTIN Y., FOURNET-FAYARD J., RAMOND D., MICHEL G., BARTHOUT J.L., CREUTIN J.D., DELRIEU G., ANDRIEU H., 1987, Campagne "CEVENNES 86" : Qualification d'un radar météorologique à diversité de polarisation pour la mesure des précipitations en hydrologie, Note O.P.G.C. n°90.

POINTIN Y., FOURNET-FAYARD J., RAMOND D., 1988, Campagne "CEVENNES 87" : Qualification d'un radar météorologique à diversité de polarisation pour la mesure des précipitations en hydrologie, Note O.P.G.C. n°97.

POINTIN Y., RAMOND D., FOURNET-FAYARD J., 1988 b, Radar differential reflectivity ZDR : a real case evaluation of errors induced by antenna characteristics, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 5, pp. 416-423.

POINTIN Y., FOURNET-FAYARD J., 1989, Campagne "CEVENNES 88" : Qualification d'un radar météorologique à diversité de polarisation pour la mesure des précipitations en hydrologie, Note O.P.G.C. n°104.

POINTIN Y., HUSSON D., FOURNET-FAYARD J., 1990, Les orages convectifs et leurs caractéristiques grêligènes lors de la campagne "Clermont-Ferrand 89". Note OPGC, n° 108, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.

PRUPPACHER H.R., PITTER R.L., 1971, A semi empirical determination of the shape of cloud an rain drops, *J. of Atmos. Sci.*, 28, pp. 86-94.

REBOTIER R., 1957, *Le climat pluviométrique des basses Cévennes*, Monographie de la Météorologie Nationale, n° 7, Nov. 1957.

ROCHE P.A., et col.1990, *Suivi et prévision des précipitations extrêmes*, Ministère de l'Environnement.

ROUX C., LEBEL T., DEPRAETRE C., ANDRIEU H., 1989, Simulation à l'aide d'un modèle numérique de terrain des échos de sol détectés par un radar météorologique, *Hydrolol. Continent.* vol. 4, n° 2, p. 139-149.

SACHIDANANDA M. and ZRNIC D.S., 1987, Rain rate estimates from differential polarization measurements, *J. Atmos. Oceanic Techn.*, 4, pp. 588-598.

SAUVAGEOT H., 1982, Radarmétéorologie. Télédétection active de l'atmosphère, Eyrolles, Paris.

SELIGA T.A., and BRINGI V.N., 1976, Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteor.*, 15, pp. 69-76.

SELIGA T.A., BRINGI V.N., AL-KHATIB H.H., 1981, a preliminary study of comparative measurements of rainfall rate using the differential radar technique and a raingage network, *J. of Appl. Meteor.*, AMS, vol. 20, pp. 1362-1368.

SEO D.J., SMITH J.A., 1992, Radar based short-term rainfall prediction, *J. of Hydrol.*, 131 (1992), pp. 341-367.

SMITH C.J., 1986, The reduction of errors caused by bright bands in quantitative rainfall measurements made using radar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, vol. 3, pp. 129-141.

SMITH J.A., KRAJEWSKI W.F. Estimation of the mean field bias of radar rainfall estimates, *J. of Appl. Meteor.*, vol 30, n° 4, pp. 397-412.

STAPOR D.P. and PRATT T., 1984, a generalized analysis of dual polarization radar measurements of rain, *Radio Science*, vol. 19, n° 1, pp. 90-98.

STEIN M.L., HANDCOK M.S., 1989, Some asymptotic properties of kriging when the covariance function is misspecified, *Math. Geol.*

TARANTOLA A. and VALETTE B., 1982 a, Generalized non linear inverse problem solved using the least squares criterion. *Rev. of Geoph. and Space Physics*, 20 (2), pp. 219-232.

TARANTOLA A. and VALETTE B., 1982 b, Inverse problems : Quest for information, *J. of Geophysics*, 50, pp. 159-170.

TORLASHI E. and BOULET G., 1984, Assessment of polarization diversity radars using observed raindrop spectra, 22 nd Conf. on Radar Meteorology, AMS, sept. 1984.

TOURASSE P., 1981, "Analyses spatiales et temporelles de précipitations et utilisation opérationnelle dans un système de prévision des crues - Application aux régions cévenoles". Thèse de docteur Ingénieur, Grenoble.

ULBRICH C.W. and ATLAS D., 1984, Assessment of the contribution of differential polarization to improved rainfall measurements, *Radio Science*, vol. 19, n° 1, pp. 49-57.

VOGEL J.L., Real time measurement of convective precipitation over an urban area, *Hydrological Forecasting*, Proceedings of the Oxford Symposium, IAHS Publ. n° 129, pp. 95-102.

WILSON J.W., BRANDES E.A., 1979 Radar measurement of rainfall : a summary, *Bulletin of American Meteorological Society*, vol. 60, n° 9, pp.1048-1058.

ZAWADSKI I., DESROCHERS C., TORLASCHI E., BELLON A., 1986, A radar raingage comparison. Preprint 23 rd Conf. on radar Meteorol., Snowmass, Colo., Am. Meteorol.Soc., pp. 121-124.

BIBLIOGRAPHIE COMPLEMENTAIRE

BEARD K.V., 1976, Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft, J. Atmos. Sci., 33, pp. 851-864.

HARRANG C., 1970, La mesure des précipitations, Monographie de la Météorologie nationale, EERM, n° 78, Magny - les - Hameaux.

JOURNEL A.G., HUIJBREGTS CH.J., 1978, Mining Geostatistics, Academic Press inc, London and New York.

SPIILHAUS A.F., 1948, Drop size intensity and radar echo of rain, J. Meteor., 5, pp. 161-164.

ZAWADSKI I., 1984, Factors affecting the precision of radar measurements of rain, 22 nd Conf. on Radar Meteor., AMS, Boston.

ANNEXE 1

LA MESURE RADAR ET SES PRINCIPALES ERREURS

1 - LA MESURE RADAR

Le radar fournit une mesure indirecte de l'intensité de précipitation (figure a1.1) :

il émet dans l'atmosphère, sous forme d'une brève impulsion, un rayonnement électromagnétique concentré en un faisceau de très faible ouverture, et une partie de l'énergie de ce faisceau peut être rétrodiffusée par une cible en direction du radar où elle est recueillie par l'antenne de réception.

La position de la cible est repérée par le site et l'azimut du faisceau, ainsi que par le temps écoulé entre l'émission de l'impulsion et la réception du signal. La profondeur du volume de résolution ou "porte" radar dépend de la durée τ de l'impulsion et sa largeur de l'ouverture du faisceau et de la distance au radar.

Si la cible est constituée de gouttes de pluie, à partir de la puissance reçue P_r des ondes rétrodiffusées on estime un facteur de réflectivité radar Z (en mm^6/m^3), qui caractérise la capacité de la cible à renvoyer une partie de l'énergie incidente. Cette estimation est réalisée à partir d'une expression simplifiée découlant de l'équation du radar et nécessitant de connaître une constante caractéristique du radar utilisé :

$$(1) \quad P_r = \text{Constante} \cdot \frac{Z}{d^2} \cdot L^2$$

avec d la distance cible-radar
et L^2 un facteur d'atténuation négligeable pour un radar de 10 cm de longueur d'onde

Ce facteur de réflectivité est défini comme la somme des puissances sixièmes des diamètres de toutes les particules précipitantes :

$$(2) \quad Z = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^6 \cdot N(D) dD$$

où $N(D) dD$ représente le nombre de gouttes de diamètre compris entre D et $D + dD$ contenues par unité de volume à un instant donné.

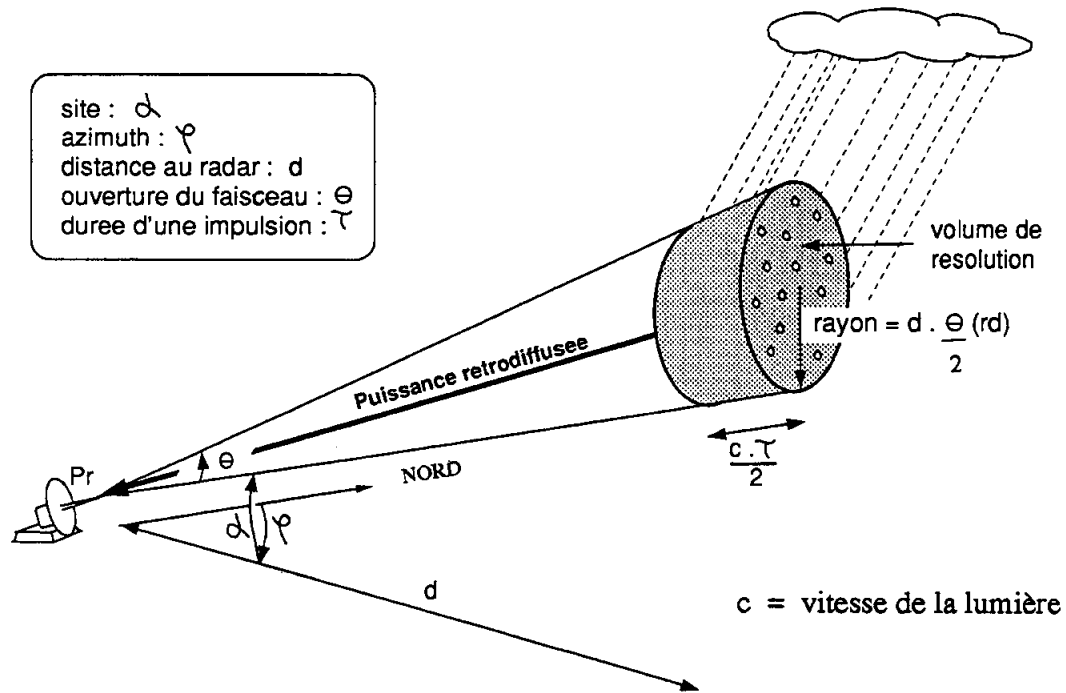


Figure a1.1 Principe de la mesure radar

type de précipitation	relation Z-R	référence
bruine	$Z = 140.R^{1.5}$	Joss, 1975
pluies statiformes	$Z = 200.R^{1.6}$	Marshall et Palmer, 1948
pluies convectives	$Z = 486.R^{1.37}$	Jones, 1956
neige	$Z = 1780.R^{2.21}$	Seklon et Srivastava, 1970

Tableau a1.1 - Exemple de relations Z-R expérimentales rencontrées dans la littérature.
Les trois premières ont été obtenues à partir de mesures de spectres disdrométriques.

Z est enregistré par la chaîne d'acquisition du radar selon une échelle logarithmique et exprimé en dBz :

$$(3) \quad z = 10 \cdot \log(Z/Z_0) \quad \text{avec } Z_0 = 1 \text{ mm}^6/\text{m}^3$$

C'est cette valeur qui constitue la mesure radar.

Lors du traitement des enregistrements radar en vue d'une utilisation hydrologique, à partir du facteur de réflectivité radar on estime une intensité de précipitation équivalente R en mm/h. Elle est définie comme la quantité d'eau traversant une surface unité pendant un temps donné et s'exprime :

$$(4) \quad R = \pi/6 \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) \cdot D^3 \cdot [v(D) - w] dD$$

où w représente la composante verticale de la vitesse de l'air positive vers le haut et v(D) la vitesse limite de chute des particules de diamètre D.

Cette vitesse de chute est souvent approximée par une expression de la forme :

$$(5) \quad v(D) = k \cdot D^L \quad L \text{ variant de } 0.5 \text{ à } 0.8 \text{ pour la pluie}$$

R est donc fonction de la somme des diamètres des gouttes à une puissance supérieure à 3.

Pour la transformation des mesures de réflectivités radar en estimations d'intensités de précipitations on utilise une relation semi-empirique du type :

$$(6) \quad Z = a \cdot R^b$$

Les paramètres a et b de cette relation dépendent de la distribution granulométrique des gouttes donc du type de précipitations et sont généralement choisis a priori pour un événement pluvieux, voire pour un ensemble d'événements pluvieux. Le tableau a1.1 donne quelques exemples de telles relations.

La relation théorique entre la mesure radar z et l'intensité de précipitation R s'exprime donc de la manière suivante :

$$(7) \quad z = 10 \cdot b \cdot \log_{10}(R) + 10 \cdot \log_{10}(a) \quad \text{ou} \quad R = a^{-1/b} \cdot 10^{z/10b}$$

2 - LES EFFETS DES PRINCIPALES SOURCES D'ERREUR RADAR

De nombreuses erreurs peuvent affecter l'estimation de R à partir de la mesure radar :

- L'estimation de z peut être erronée si l'étalonnage électronique du radar n'est pas correct.
- L'estimation de R à partir de z est affectée d'une erreur systématique si la relation de transformation moyenne $Z \rightarrow R$ ne correspond pas à la distribution granulométrique des gouttes, donc au type de précipitations.
- Cette estimation de R peut également être mauvaise si une partie de la puissance reçue ne provient pas des particules précipitantes mais d'échos de sol par exemple. Elle sera également erronée si seule une partie de la puissance du faisceau atteint ces particules: c'est le cas des zones masquées par le relief ou lorsqu'une partie du faisceau se situe au dessus de l'altitude maximale des précipitations.
- L'altitude et la taille croissantes avec la distance au radar du volume échantillonné par le faisceau est également la source d'erreurs importantes sur les estimations de R si la réflectivité des hydrométéores varie de manière importante avec l'altitude ou si les précipitations subissent des transformations au sein du faisceau ou entre l'altitude du faisceau et le sol (évaporation, advection des gouttes pendant leur chute...).
- Enfin, une dernière erreur peut être commise lors du cumul des estimations d'intensités instantanées, en intensités horaires par exemple, si l'intervalle de temps séparant deux images radar est important.

Nous allons donc détailler la manière dont ces erreurs affectent les intensités de précipitations estimées à partir de la mesure radar. Par convention, les valeurs sans erreur des variables estimées à partir de la mesure radar sont notées z et R et correspondent à *une* mesure radar (valeur de réflectivité et d'intensité vraies pour *une* maille radar à un instant donné). Les estimations erronées sont notées z^* et R^* .

2.1. L'erreur liée à l'étalonnage électronique du radar

Cet étalonnage permet de déterminer la constante de la relation (1) liant la puissance rétrodiffusée au facteur de réflectivité de la cible radar. Un mauvais étalonnage, ou une variation des paramètres du radar au cours du temps, provoque une erreur systématique Δz sur l'estimation z^* de la valeur vraie de z :

$$(8) \quad z^* = z + \Delta z$$

Un défaut d'étalonnage provoque donc une erreur relative constante sur toutes les intensités pluvieuses. Si R représente l'intensité vraie, l'estimation erronée R^* s'exprime :

$$(9) \quad R^* = R \cdot 10^{\Delta z/10b}$$

où b est le paramètre de la relation utilisée pour la transformation $Z \rightarrow R$.

2.2. L'erreur liée à la relation de transformation Z-R

L'utilisation d'une relation de transformation moyenne $Z = a.R^b$ peut introduire une erreur sur les estimations d'intensités de précipitations en mm/h. En effet, les paramètres a et b dépendent du type des précipitations et des caractéristiques granulométriques des gouttes de pluie.

Le spectre des précipitations est souvent représenté par une loi exponentielle de la forme :

$$(10) \quad N(D) = N_0 \cdot e^{-\lambda D}$$

λ , et éventuellement N_0 , étant fonctions de l'intensité des précipitations. A partir des relations 2, 4, 5 et 10, et en considérant la composante verticale w de la vitesse de l'air nulle, DONNADIEU et LACOUR (1975) montrent l'influence des caractéristiques des précipitations sur les coefficients a et b de la relation Z-R. En particulier, à toute augmentation du paramètre N_0 de la fonction de distribution des gouttes de pluie correspond une diminution de a :

$$(11) \quad Z = \frac{N_0 \cdot \Gamma(7)}{[\pi/6 \cdot N_0 \cdot k \cdot \Gamma(4+L)]^{7/(4+L)}} \cdot R^{7/(4+L)}$$

où $\Gamma(7)$ et $\Gamma(4+L)$ sont les fonctions d'Euler

Un grand nombre de couples (a,b) ont été proposés pour la relation de transformation Z-R. BATTAN (1973) donne une liste non exhaustive de 69 relations de ce type. Il constate cependant que pour les intensités de précipitation qui nous intéressent le plus, entre 20 et 200 mm/h, ces relations Z-R fournissent des résultats proches. On utilise donc généralement une formule moyenne comme la relation de MARSHALL-PALMER pour les précipitations stratiformes ($Z = 200.R^{1.6}$), ce qui introduit une incertitude sur les intensités de précipitation.

Si a et b représentent les paramètres les plus adaptés pour une transformation $Z \rightarrow R$ donnée, le choix de valeurs moyennes a^* et b^* se traduit sur les estimations R^* de R par une erreur systématique qui s'exprime :

$$(12) \quad R^* = R^{(b/b^*)} \cdot (a/a^*)^{1/b^*}$$

2.3. Les échos de sol et les zones masquées par le relief

La puissance de l'onde électromagnétique émise par l'antenne du radar se répartit suivant un lobe principal et un certain nombre de lobes secondaires de puissance très inférieure (figure a1.2). Le "faisceau utile" est défini par la fraction du lobe principal comprise entre l'axe de l'antenne et la direction angulaire pour laquelle l'énergie est la moitié (-3 dB) de la valeur maximale sur l'axe. Il contient environ 80% de la puissance émise.

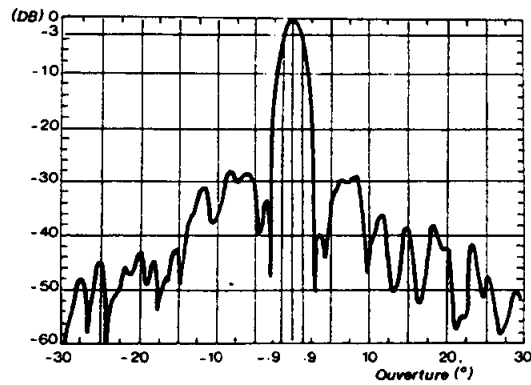


Figure a1.2 *Diagramme de rayonnement de l'antenne du radar Anatol (ondes de polarisation horizontales, ouverture du faisceau à 3 dB de 1,8°)*

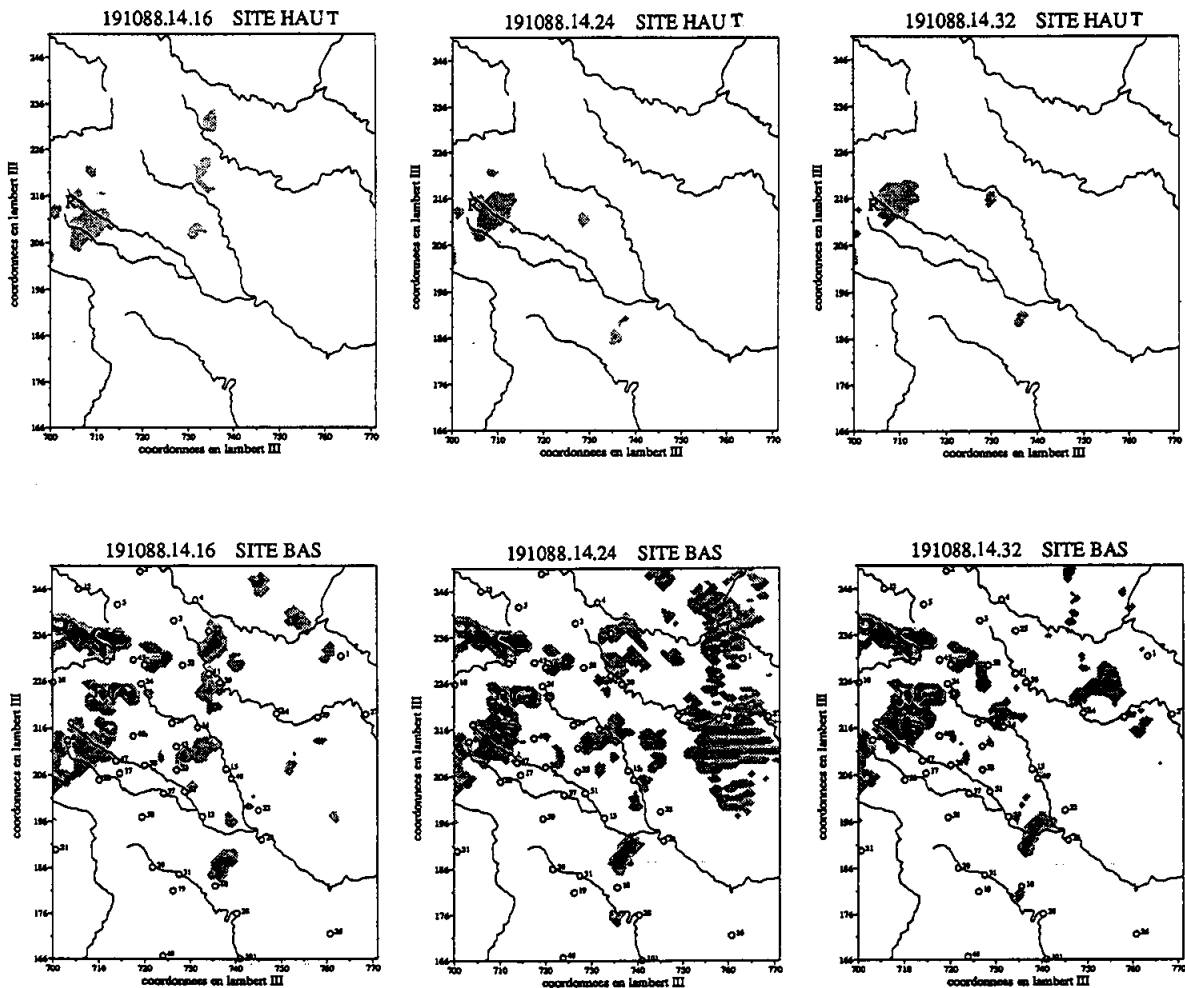


Figure a1.3 *L'image radar "instantanée" à site bas du 19/10/1988 à 14h 32mn peut être sujette à des échos de sol sur les petits reliefs à l'Est de l'image, et liés à un phénomène de propagation anormale
Cette structure non corrigée se retrouve sur l'image horaire correspondante*

Les lobes secondaires peuvent être la source de signaux rétrodiffusés importants si des obstacles (relief, bâtiments) se trouvent au voisinage du radar. Le lobe principal peut également rencontrer des obstacles; les effets seront :

- une rétrodiffusion vers le radar d'une partie importante de la puissance émise qui se traduit par des "échos de sol" sur les images radar.
- Une occultation partielle ou totale des zones situées en arrière des obstacles. C'est l'effet de masque, qui provoque une sous estimation du facteur de réflectivité associé aux précipitations dans les zones concernées.

Ces sources d'erreur sont prises en compte lors du prétraitement des images radar et la méthode utilisée est décrite dans le chapitre I.

Après traitement, un certain nombre d'échos de sol peuvent subsister. Ils se traduisent par une surestimation du facteur de réflectivité Z et donc de l'intensité de précipitation R correspondante.

Le traitement des zones masquées passe par le calcul d'un facteur correcteur multiplicatif f à appliquer à chaque maille radar soumise à ce phénomène de masque (voir figure I.9 du chapitre I). Une estimation imparfaite de ce facteur correcteur se traduit donc par une erreur d'estimation de R fonction de l'intensité pluvieuse sur la maille concernée :

$$(13) \quad R^* = f^*/f \cdot R$$

f^* étant la valeur du facteur correcteur utilisée lors du prétraitement et f la bonne valeur.

2.4. La propagation anormale

La variation de l'indice de réfraction de l'air avec l'altitude tend à incurver le rayon vers le sol. Si les profils verticaux de température et de pression partielle de vapeur d'eau varient brusquement, le faisceau peut être rabattu fortement vers la Terre : les échos dus aux précipitations sont alors mêlés à des échos de sol parasites qui sont difficiles à éliminer (figure a1.3).

2.5. Les erreurs fonction de la distance au radar

Elles sont nombreuses et liées à l'accroissement du volume échantillonné et de son altitude avec la distance au radar :

- L'expression (1) qui permet d'estimer un facteur de réflectivité radar Z pour le volume échantillonné par le faisceau radar à partir de la puissance des ondes rétrodiffusées par ce volume, suppose que la réflectivité moyenne des cibles radar est constante dans l'espace. Cette hypothèse peut être mise en défaut à cause de l'altitude croissante du faisceau avec l'éloignement au radar. C'est le cas notamment juste au dessous de l'isotherme 0°C , lorsque les particules de glace se

recouvrent d'une pellicule d'eau en fondant : il se produit alors un phénomène appelé "bande brillante" qui consiste en une augmentation brusque de la réflectivité radar dans une couche réduite de 100 à 400 m d'épaisseur. Plusieurs effets concourent à expliquer ce phénomène :

- le facteur diélectrique $|K|^2$ des particules précipitantes, qui entre dans l'expression de la réflectivité radar moyenne η du volume échantillonné, est environ cinq fois plus élevé pour l'eau que pour la glace ce qui augmente brusquement la réflectivité des particules de glace en cours de fusion :

$$(14) \quad \eta = \pi^5 / \lambda^4 \cdot |K|^2 \cdot Z \quad \lambda \text{ étant la longueur d'onde du radar}$$

- une modification du spectre des précipitations tend également à augmenter la réflectivité
- une augmentation de la vitesse de chute des particules après la fusion tend à réduire la réflectivité.

Globalement, la réflectivité augmente de 10 à 15 dB juste en dessous de l'isotherme 0°C puis diminue rapidement de 5 à 10 dB un peu plus bas (AUSTIN (1950), BATTAN (1973), SMITH (1986)).

- Le facteur de réflectivité radar Z et l'intensité de précipitation R dépendant de la distribution granulométrique des gouttes dans le faisceau, une variation de celle-ci avec l'altitude se traduit par une variation de la relation entre Z et R . On rejoint donc les erreurs dues au choix d'une relation Z - R moyenne.

- Enfin, l'intensité moyenne des précipitations pour le volume échantillonné risque de ne plus être représentative de l'intensité au sol à partir d'une certaine distance, si une croissance ou une évaporation des gouttes se produit près du sol ou si l'advection des gouttes pendant leur chute est importante. De même, le passage d'une partie du faisceau au dessus de la zone précipitante réduit la part de la puissance efficace pour la détection. L'attribution de la puissance rétrodiffusée à l'ensemble du volume du faisceau entraînera une sous estimation importante des précipitations au sol : c'est le phénomène de "remplissage partiel" du faisceau.

Toutes ces sources d'erreur (exceptés les problèmes liés à l'advection) peuvent être traitées par la définition d'un profil vertical de réflectivité (PVR) qui décrit la manière dont la réflectivité varie avec l'altitude. Initialement proposé par KOISTINEN (1986), JOSS et WALDVOGEL (1988), ce PVR fournit le rapport entre la réflectivité à une altitude donnée et à une altitude de référence (le sol ou l'altitude du radar). On en déduit facilement le rapport entre l'intensité de précipitation apparente à l'altitude du faisceau et l'intensité de précipitation au sol. La difficulté principale de mise en oeuvre consiste à identifier ce PVR.

ANDRIEU (1991) montre que l'utilisation du rapport des mesures radar à deux sites différents permet d'identifier un PVR moyen supposé constant dans le secteur d'image considéré, et propose un algorithme d'identification s'appuyant sur une méthode de résolution de problème inverse. Cette procédure est décrite dans l'annexe 3 et utilisée dans le chapitre V.

Une fois un PVR moyen pour un événement pluvieux identifié, il est possible de calculer un facteur correcteur moyen de Z ou de R en fonction de la distance et du site des tirs radar. Une estimation imparfaite de ce PVR moyen, ou une non prise en compte, se traduira par une erreur sur Z et R qui sera fonction (figure a1.4):

- de la forme du PVR vrai
- de la distance au radar pour un site donné
- du site des tirs radar

2.6. Les erreurs liées à l'échantillonnage temporel de la mesure radar

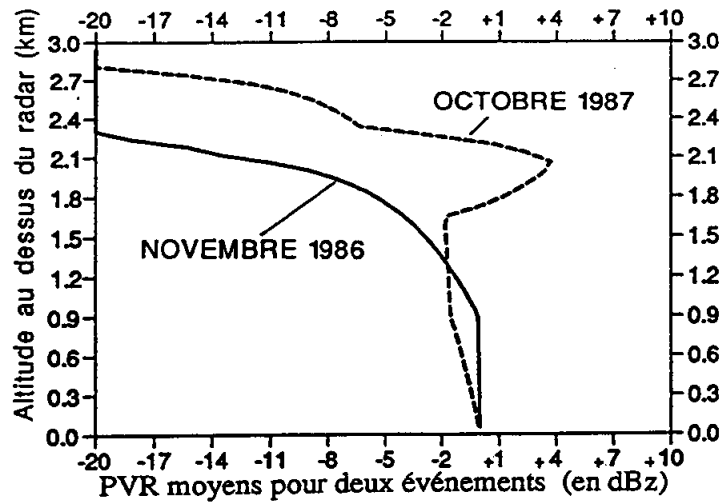
L'utilisation hydrologique des images radar passe généralement par l'estimation d'un cumul de précipitations pendant un pas de temps donné. L'évolution des précipitations entre deux images radar constitue une source d'erreur qui peut ne pas être négligeable. Cette erreur est fonction:

- de l'intervalle de temps entre deux images radar
- de la vitesse d'évolution ou de déplacement des zones précipitantes
- de la distance au radar : la taille du volume échantillonné par le faisceau croît avec cette distance et la mesure radar, intégrée sur toute la hauteur de ce volume, peut être considérée comme une estimation de la pluie au sol intégrée dans le temps ce qui peut compenser en partie la discontinuité de la mesure radar à partir d'une certaine distance.
- De la surface d'intégration des estimations radar : l'erreur est moins importante lors de l'estimation d'une lame d'eau moyenne sur la surface d'un bassin versant important que lors de l'estimation d'une valeur pour chaque maille de l'image radar.

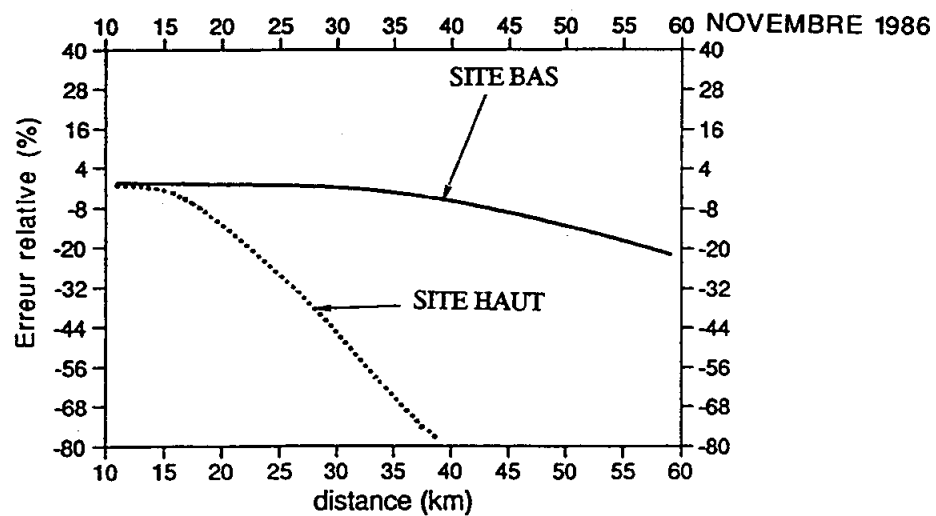
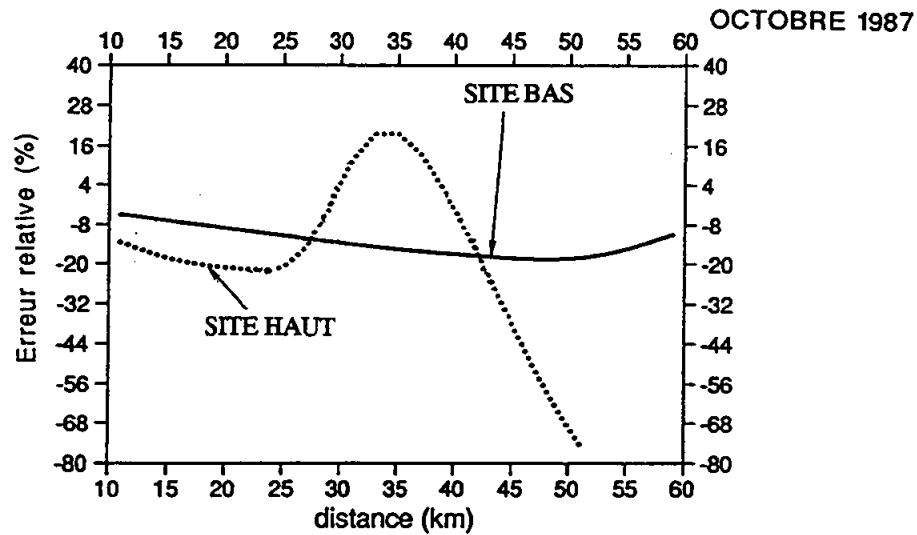
L'importance de cette erreur est discutée par les travaux de HUEBNER et al. (1986). Disposant d'images radar "instantanées" toutes les minutes, les auteurs ont calculés des cartes de précipitations totales par événement pluvieux en cumulant des images instantanées sélectionnées à intervalles réguliers ou aléatoires. Ils constatent que pour des périodes d'acquisition inférieures à 5 minutes, l'erreur due à l'échantillonnage temporel de la mesure radar reste faible en regard des autres sources d'erreurs radar. Cette erreur devient ensuite rapidement importante avec l'augmentation de l'intervalle de temps entre deux images successives, l'erreur étant également inversement fonction de la surface des mailles radar sur lesquelles s'effectuent les cumuls et de la durée des précipitations sur cette surface.

Cette source d'erreur n'a pas été prise en compte lors du prétraitement des images Cévennes 86-88. La période d'acquisition d'images instantanées du radar Anatol étant de 8 minutes en exploitation normale, on peut espérer cette erreur faible et cela d'autant plus que l'on s'intéresse à des estimations de lames d'eau intégrées sur des surfaces importantes.

Exemple de deux
PVR moyens par
événements pluvieux



Erreurs sur la
mesure radar en
fonction du site
et de la distance
au radar



**Figure a1.4 Effets des erreurs liées à un PVR non constant
sur les intensités de précipitations estimées à partir de la mesure radar
(d'après ANDRIEU, CREUTIN, ROCHE 1992 modifié)**

3 - CORRECTION DES IMAGES RADAR PAR LES MESURES PLUVIOMETRIQUES

L'importance des sources d'erreurs inhérentes au principe de la mesure radar a souvent conduit ses utilisateurs à étalonner les images radar par des mesures pluviométriques, ces dernières étant considérées comme une référence fiable pour les mesures ponctuelles des précipitations. Un facteur de correction souvent multiplicatif estimé à partir de la comparaison des deux types de mesure est alors appliqué aux images radar.

Initialement conçue pour corriger un écart systématique (ou biais) entre les mesures sol et radar, cette approche du calibrage a été affinée progressivement. Il a été tenté de prendre en compte la variabilité spatiale de ce facteur correcteur. D'autres approches, prenant en compte la climatologie régionale, l'effet de la distance et l'origine des précipitations ont également été proposées.

Le développement de la télétransmission des mesures pluviographiques a été mis à profit pour introduire une comparaison régulière des mesures sol et radar et définir des facteurs correcteurs variables dans le temps.

Finalement, la complémentarité entre mesures au sol et images radar, les premières apportant la précision ponctuelle des mesures pluviométriques et les secondes une perception continue des champs pluvieux, a conduit à exprimer le champ pluvieux réel comme une combinaison linéaire des mesures sol et radar, les paramètres de cette combinaison linéaire étant estimés en faisant appel à des techniques géostatistiques. CREUTIN et col. (1988) montrent à ce propos que le cokrigage des mesures au sol et des estimations radar équivaut à une correction des images radar par krigeage des écarts ponctuels [radar - sol].

Tous ces facteurs de correction peuvent donc être définis selon trois propriétés principales :

- ils corrigent de manière linéaire (facteurs multiplicatifs) ou non linéaire, les estimations radar
- ils sont constants ou variables dans le temps
- ils sont constants ou variables dans l'espace.

Dans ce paragraphe seront envisagées les combinaisons les plus courantes de ces 3 propriétés en essayant de mettre en évidence les causes d'erreurs de la mesure radar que peut traiter chaque type de facteur correcteur ainsi que les limites de chacun de ces types de facteurs.

Les notations utilisées sont les suivantes :

Une mesure de précipitation au sol au pas de temps k et au point de mesure i sera notée $S(k,i)$.

L'estimation radar correspondante, par exemple la valeur de l'intensité pour la maille radar surplombant le pluviomètre i , sera notée $R(k,i)$. Une estimation radar corrigée sera notée $R'(k,i)$.

Un paramètre ou un facteur correcteur se rapportant à l'ensemble d'un événement pluvieux sera

indiqué 'ev'.

Le nombre de pas de temps k , par exemple le nombre d'heures constituant un événement pluvieux, sera noté p .

Le nombre de points de comparaison, par exemple le nombre de pluviomètres et de mailles radar équivalentes, sera noté n .

3.1. Les facteurs correcteurs multiplicatifs constants dans le temps et dans l'espace

Ces facteurs correcteurs, constants pour tout un événement pluvieux ou pour plusieurs événements pluvieux, conduisent à une correction des estimations radar du type :

$$R'(k,j) = F_{ev} \cdot R(k,j) \quad \text{pour toute maille } j \text{ de l'image radar}$$

WILSON et BRANDES (1979) proposent les facteurs correcteurs suivants :

$$F_{ev} = \frac{\sum_{k=1}^p \sum_{i=1}^n S(k,i)}{\sum_{k=1}^p \sum_{i=1}^n R(k,i)} \quad \text{ou} \quad F_{ev} = \frac{1}{np} \sum_{k=1}^p \sum_{i=1}^n \frac{S(k,i)}{R(k,i)}$$

Ce type de facteur correcteur corrige en une seule fois un biais moyen uniforme dans l'espace et le temps entre mesure au sol et estimation radar, qui peut être la résultante d'erreurs provenant de causes diverses :

- un mauvais étalonnage électronique du radar : dans ce cas, le facteur correcteur peut être interprété comme un ajout de décibels au signal radar enregistré :

$$\text{en décibels, } \Delta z = 10 \cdot b \cdot \log_{10} F_{ev} \quad (\text{où } b \text{ est le paramètre de la relation } Z-R)$$

- une mauvaise adaptation du paramètre 'a' de la relation Z-R utilisée : dans ce cas, le facteur correcteur peut être interprété comme une modification de ce paramètre :

$$a' = a / (F_{ev})^{-b}$$

- une variation de la distribution granulométrique des gouttes entre le volume échantillonné par le faisceau radar et le sol (coalescence, partition, évaporation).
- une absorption des ondes au niveau de l'antenne

Ce type de facteur correcteur est facile à calculer pour la correction *a posteriori* des images radar de tout un événement pluvieux. Il peut être utilisé lors d'une estimation en temps réel des intensités en réestimant régulièrement la valeur de F_{ev} pour l'évènement pluvieux en cours à partir des pas de temps déjà écoulés, ou en utilisant le même facteur moyen, si c'est possible, pour un ensemble d'événements pluvieux.

3.2 Les facteurs correcteurs multiplicatifs variables dans le temps, constants dans l'espace

Ces facteurs correcteurs permettent une correction des estimations radar du type :

$$R'(k,i) = F_k \cdot R(k,i)$$

WILSON et BRANDES (1979) proposent les facteurs correcteurs suivants :

$$F_k = \frac{\sum_{i=1}^n S(k,i)}{\sum_{i=1}^n R(k,i)} \quad \text{ou} \quad F_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{S(k,i)}{R(k,i)}$$

Ce type de facteur correcteur corrige en une seule fois un biais moyen supposé uniforme dans l'espace entre mesure au sol et estimation radar, qui peut provenir des causes d'erreur décrites dans le paragraphe précédent (3.1.)

Il permet de prendre en compte une éventuelle variation de l'effet de ces erreurs avec le temps mais il conduit souvent, pour de petits incréments de temps, à des variations si importantes des facteurs correcteurs d'un pas de temps au suivant que l'on peut se poser des questions sur la pertinence de prendre en compte ces variations.

3.3 La limitation de la variabilité temporelle des facteurs correcteurs F_k

Un grand nombre de méthodes sont employées pour limiter cette variabilité temporelle et pour filtrer les valeurs extrêmes. La plus simple consiste à rejeter ou mettre à la valeur seuil, les valeurs des facteurs correcteurs ponctuels $S(k,i)/R(k,i)$ dépassant certains seuils (fréquemment 0.1 et 10.).

Une autre méthode consiste à estimer les facteurs correcteurs à partir du logarithme des valeurs des intensités plutôt qu'à partir des valeurs des intensités elles-mêmes, ou à prendre en compte le logarithme des valeurs des rapports. Des moyennes mobiles sont aussi appliquées aux séries temporelles de facteurs correcteurs.

Toutes ces méthodes présentent l'inconvénient de ne pas vraiment poser la question de la pertinence des variations des facteurs correcteurs et pour les logarithmes de donner un poids prépondérant aux rapports des faibles intensités dont la signification est la plus douteuse.

Nous citons maintenant deux méthodes de limitation de cette variabilité plus élaborées, qui tentent par deux approches différentes de poser cette question.

1) L'estimation de la valeur des facteurs correcteurs par une méthode utilisant la technique du filtre de Kalman (AHNERT, KRAJEWSKI, JOHNSON, 1986)

L'estimation de la valeur du facteur correcteur pour un pas de temps k donné est une combinaison de l'estimation du facteur correcteur au pas de temps précédent $k-1$ et de l'estimation du rapport des mesures sol et radar au pas de temps k .

Outre la possibilité de traitement en temps réel, la méthode présente l'intérêt de prendre en compte un "bruit" sur les mesures sol et radar (par la définition d'une matrice de covariance spatiale des erreurs de mesure sol et radar) et de fournir une estimation de la variance de l'erreur attendue sur le facteur correcteur estimé.

Cependant, les résultats de cette méthode dépendent de la possibilité que l'on offre *a priori* à l'estimation de ce facteur correcteur de varier d'un pas de temps au suivant. Cette possibilité de variation est accordée lors de la détermination initiale de la variance σ^2 du facteur correcteur pour l'incrément de temps considéré :

$$F_k = F_{k-1} + s \quad s \text{ suivant une loi normale } N(0, \sigma)$$

2) Le réajustement des valeurs d'un facteur correcteur à partir d'une analyse séquentielle des valeurs des rapports des mesure sol/radar

GAIN et SMITH (1976) proposent une procédure permettant de décider si une série de rapports $S(k,i)/R(k,i)$ est significative ou non, au sens statistique, d'un biais réel entre mesures au sol et estimations radar. Si oui, une nouvelle valeur est calculée pour le facteur correcteur appliqué aux estimations radar.

La méthode repose sur la formulation de deux hypothèses contradictoires :

- H_1 = il n'existe pas de biais réel significatif
- H_2 = il existe un biais réel significatif.

Dans le cadre de chacune de ces deux hypothèses, on calcule les probabilités P_{1m} et P_{2m} d'obtenir la série des m rapports observés.

Les valeurs respectives de P_{1m} et P_{2m} permettent, après un nombre d'observations suffisant, d'accepter ou de rejeter l'une des deux hypothèses.

Cette procédure permet de filtrer des variations trop rapides et sans sens réel des facteurs

correcteurs. Il faut remarquer qu'un biais systématique important et bien réel risque de se poursuivre pendant de nombreux pas de temps avant d'être jugé significatif : les auteurs citent un exemple de traitement de $\text{Log}[S(k,i)/R(k,i)]$ où un ajout de 5 dB au signal radar (qui correspond à une multiplication par 2 des intensités en mm/h) est détecté après 27 h et corrigé par le modèle par une soustraction de 4,1 dB.

3.4 Les corrections non linéaires constantes dans l'espace

On peut citer comme exemple ZAWADZKI et col. (1986) qui établissent des régressions linéaires entre les logarithmes des valeurs au sol et des estimations radar des intensités de précipitations.

Ces régressions sont calculées en fonction de la taille du domaine d'intégration spatial (α) et de la durée du cumul (T), et permettent de déterminer des paramètres $d(T,\alpha)$ et $c(T,\alpha)$ tels que :

$$\log S(k,i) = c(T,\alpha) \cdot \log R(k,i) + d(T,\alpha) + \varepsilon(k,i) \quad \varepsilon(k,i) = \text{résidu d'espérance nulle}$$

Il en découle une correction des estimations radar qui s'écrit :

$$R'(k,i) = 10^{d(T,\alpha)} \cdot R(k,i)^{c(T,\alpha)}$$

Une particularité intéressante de la démarche de ZAWADZKI est la prise en compte des effets de l'intégration spatiale et temporelle.

Ce type de correction non linéaire à 2 paramètres uniformes dans l'espace peut corriger la résultante des erreurs provenant :

- d'une mauvaise adaptation des *deux paramètres* 'a' et 'b' d'une relation Z-R.
- de toutes les sources de biais systématique décrites au § 3.1. (par l'intermédiaire du paramètre d).

3.5 Les facteurs correcteurs variables dans l'espace

1) Les facteurs correcteurs variables en fonction de la distance au radar

Plusieurs approches peuvent conduire à estimer ce type de facteur. Par exemple, le calcul de rapports $S(k,i)/R(k,i)$ en fonction de l'éloignement au radar permet de définir des profils de facteurs correcteurs fonction de la distance au radar.

Selon une autre démarche, CALHEIROS et ZAWADZKI (1987) utilisent des relations Z-R différentes pour des classes de distances au radar.

Ces types de corrections peuvent traiter en une seule fois l'effet d'un biais systématique entre mesure au sol et estimation radar, et certaines erreurs fonctions de la distance au radar. Ces erreurs peuvent néanmoins être traitées sans utilisation de mesures au sol à partir d'un échantillonnage radar à différentes altitudes permettant d'estimer un profil vertical moyen de réflectivité (PVR) non constant dont on déduit un facteur correcteur variable selon la distance (ANDRIEU 1991).

2) Les facteurs correcteurs liés à des sous régions prédéterminées

On peut citer l'exemple de COLLIER, LARKE et MAY (1983) qui déterminent des zones géographiques en fonction du type de pluie, à l'intérieur desquelles sont appliquées des relations Z-R particulières ou des facteurs correcteurs moyens calés sur les mesures au sol en temps réel. Ces types de corrections s'appliquent à l'ensemble des erreurs provenant :

- d'une typologie particulière des précipitations dans les sous régions données (notamment orographiques)
- de l'augmentation progressive de l'altitude et du volume échantillonné par le faisceau radar couplée ou non avec un profil vertical moyen de réflectivité variable avec l'altitude; dans ce cas, les zones sont circulaires et centrées sur le radar.
- de zones partiellement masquées par le relief.

Ces corrections zonales introduisent néanmoins des discontinuités dommageables au sein de l'image radar et font appel à une "expertise" qui les rend difficilement reproductibles d'un lieu à un autre.

3) Les facteurs correcteurs régionalisés

A partir de facteurs correcteurs calculés ponctuellement à l'emplacement de pluviomètres, BRANDES interpole des facteurs correcteurs sur l'ensemble de l'image radar. Ces facteurs correcteurs servent ensuite à corriger chaque maille radar individuellement.

Selon une autre approche, les techniques géostatistiques permettent de **combiner** image radar spatiale et mesure au sol ponctuelle. Néanmoins, CREUTIN et col (1988) ont démontré que le cokrigage des mesures au sol et des estimations radar équivalait à corriger l'estimation fournie par le radar par krigeage des écarts [radar - sol] observés sur l'ensemble des points de comparaisons.

De telles corrections régionalisées ne peuvent donc fournir de bons résultats que si les écarts appréhendés par leurs valeurs ponctuelles peuvent être régionalisés au sens géostatistique, c'est-à-dire s'ils varient de manière structurée dans l'espace. Dans la pratique, les images radar doivent déjà avoir été corrigées d'une grande partie de leurs erreurs pour que les écarts [radar - sol] soient régionalisables et que la méthode fournisse de bons résultats.

ANNEXE 3

METHODE UTILISEE POUR IDENTIFIER LES PVR HORAIRES

1) La perception du PVR à l'aide des mesures radar à deux sites différents

Le facteur de réflectivité des hydrométéores est estimé à partir de la puissance reçue Pr par l'antenne de réception par une expression découlant de l'équation du radar et de la forme :

$$(1) \quad Z = \frac{Pr \cdot d^2}{\text{constante radar}} \quad \text{où } d \text{ est la distance de la cible au radar}$$

L'estimation des intensités de pluie au sol à partir de cette estimation de Z suppose la réflectivité radar des hydrométéores constantes avec l'altitude pour une intensité de précipitation au sol donnée. Si ce n'est pas le cas, on peut définir un profil vertical de réflectivité $z(h)$ qui décrit le rapport entre la réflectivité à une altitude h donnée et la réflectivité au sol correspondant à l'intensité de précipitation observée.

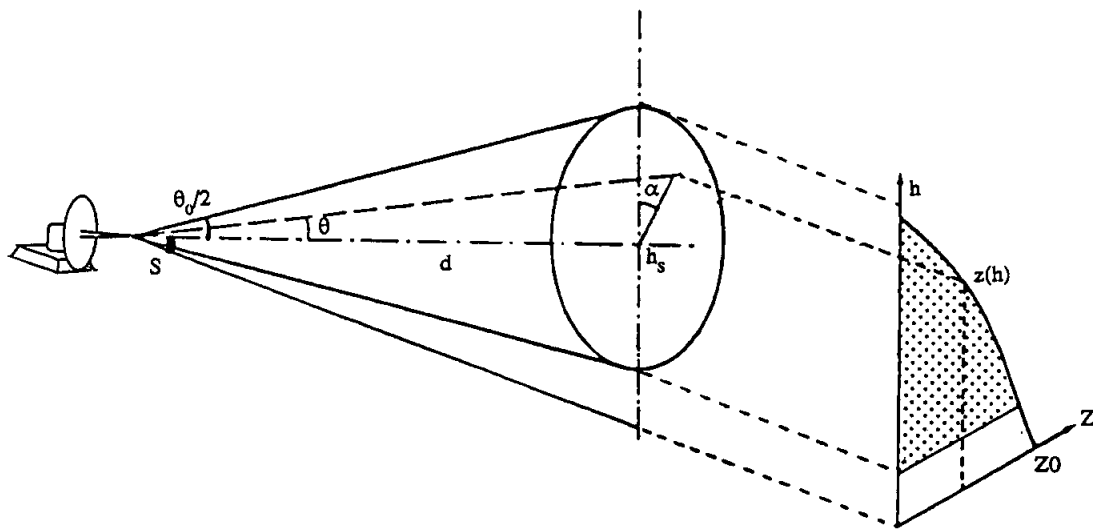
L'équation (1) peut alors s'écrire (ANDRIEU, 1991) :

$$(2) \quad Z = \frac{Pr \cdot d^2}{\text{constante radar}} \cdot z_a(\theta_0, d, s, z)$$

où z_a est la résultante du profil vertical des réflectivités vu à travers la géométrie du faisceau, et dépend (figure A3.1.) de la forme du PVR $z(h)$, de l'angle de site S , de la distance au radar d et de l'ouverture du faisceau à 3 dB θ_0 :

$$(3) \quad z_a(\theta_0, d, s, z) = \int_{\theta=0}^{\theta_0/2} \int_{\alpha=0}^{2\pi} z(hs + d \cdot \theta_0 \cdot \cos\alpha \cdot \cos S) \cdot \theta \cdot d\theta \cdot d\alpha$$

en considérant uniforme la distribution de puissance dans le faisceau. z_a est appelé le PVR apparent.



 partie du PVR $Z(h)$ influençant la mesure radar à une distance d du radar

Figure A3.1. Effet combiné de la forme du PVR et de l'intégration du faisceau dans la valeur de z_a (θ_0, d, s, z) (d'après ANDRIEU 1991, modifiée).

Si l'on dispose de mesures à deux sites, le rapport des réflectivités mesurées à sites haut (SH) et bas (SB) pour une même maille i de l'image radar située à une distance d s'exprime :

$$(4) \quad QZ(i) = \frac{ZH(i)}{ZB(i)} = \frac{Za(\theta_0, d, SH, z)}{Za(\theta_0, d, SB, z)}$$

Ce rapport est indépendant de l'intensité de précipitation pour cette maille et dépend uniquement des PVR apparents pour les deux sites dans lesquels la seule inconnue est le PVR $z(h)$ à la verticale de cette maille.

En supposant le PVR constant dans l'espace, le rapport des réflectivités pour toute maille située à la distance d s'exprime :

$$(5) \quad QZ(d) = \frac{Za(\theta_0, d, SH, z)}{Za(\theta_0, d, SB, z)}$$

Dans la pratique on travaille sur les intensités de précipitation RH et RB attribuées aux mailles radar des images brutes à site Haut et Bas. Le rapport de ces intensités pour toutes les mailles situées à la distance d peut s'écrire :

$$(6) \quad QR(d) = \frac{RH(d)}{RB(d)} = \left[\frac{Za(\theta_0, d, SH, z)}{Za(\theta_0, d, SB, z)} \right]^{1/b} = f[z(h)]$$

où b est le paramètre de la relation Z-R utilisée pour la constitution des images brutes

ANDRIEU (1991) montre que les valeurs de la fonction $QR(d)$ peuvent être estimées aisément à partir des intensités moyennes attribuées à sites haut et bas aux mailles d'une image situées à la même distance d du radar.

Pour faciliter les calculs, le PVR $z(h)$ est représenté par une fonction discrète : on considère m éléments d'atmosphère d'épaisseur Δh , et la forme du PVR est décrite par le vecteur :

$$\underline{z} = \{z_i ; i=1, m\}$$

La relation (2) devient alors :

$$Z = Z0 \cdot \sum_{i=1}^m \beta_i(d, s, \theta_0) \cdot z_i$$

où $Z0$ représente la réflectivité moyenne au niveau du sol et $\beta_i(d, s, \theta_0)$ la proportion de la puissance du faisceau atteignant l'élément i . β_i ne dépend que de la distance d au radar, de l'angle de site et de l'ouverture θ_0 du faisceau (en considérant uniforme la fonction de distribution de la puissance dans le faisceau).

La relation (6) devient :

$$(7) \quad QR(d) = \frac{\left(\sum_{i=1}^m \beta_i (S_{H,d}) \cdot z_i \right)^{1/b}}{\left(\sum_{i=1}^m \beta_i (S_B d) \cdot z_i \right)^{1/b}}$$

Si les valeurs de $QR(d)$ sont décrites par le vecteur $\underline{QR}$, on peut écrire :

$$(8) \quad \underline{QR} = f(\underline{z})$$

2) Présentation de la méthode d'identification des PVR

Il s'agit d'identifier les m paramètres décrivant les PVR $z(h)$ à partir des valeurs moyennes de $QR(d)$ pour l'ensemble des mailles situées à une distance d donnée et du modèle (8) reliant $QR(d)$ à $z(h)$

La procédure d'identification présentée par ANDRIEU (1991) met en oeuvre une méthode de résolution des problèmes inverses. L'algorithme utilisé, décrit dans TARANTOLA (1982 a et b), nécessite (figure A3.2.) :

- Des données, qui sont les valeurs de $QR(d)$ estimées à partir des rapports des intensités moyennes à sites haut et bas de toutes les mailles radar situées à la distance d du radar, et non concernées par les phénomènes de masque et d'écho de sol.

On associe à ces rapports une matrice de covariance $C_{QR}(d,d')$ dont la diagonale principale caractérise la confiance accordée à chaque valeur $QR(d)$.

- Une initialisation du PVR, les valeurs initiales ou "a priori" $z_0(h)$ des paramètres définissant le PVR pouvant correspondre aux paramètres d'un "PVR type" sensé décrire très grossièrement la forme du PVR à identifier. Lors de cette initialisation, il est ainsi possible de prendre en compte des informations météorologiques comme l'altitude de l'isotherme 0°C et le développement vertical maximal des zones pluvieuses.

Une matrice de covariance C_{z_0} permet également de définir la confiance à accorder à ces valeurs a priori des paramètres définissant le PVR. Elle décrit également les liens entre les valeurs de chacun de ces paramètres. Afin d'assurer la continuité du PVR à proximité du sol, on impose $z_1 = 1$.

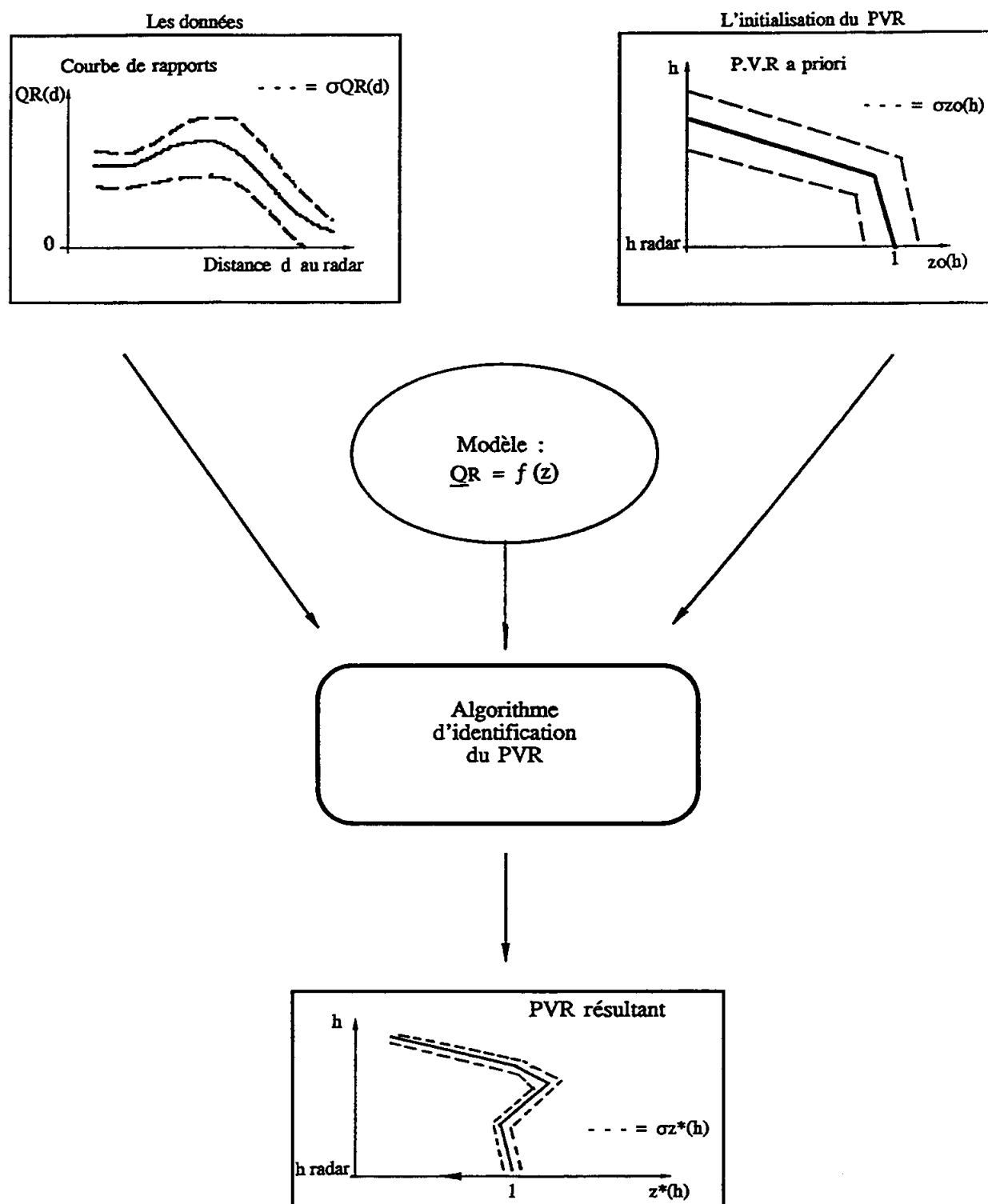


Figure A.3.2. - Principe de l'algorithme d'identification des PVR
(D'après ANDRIEU, 1991, modifiée)

La solution est obtenue en minimisant la forme quadratique suivante :

$$(9) \quad S = \underbrace{\{ [Q_R - f(\underline{z})]^t \cdot C_{QR}^{-1} \cdot [Q_R - f(\underline{z})] \}}_a + \underbrace{\{ (\underline{z} - \underline{z}_0)^t \cdot C_{z_0}^{-1} \cdot (\underline{z} - \underline{z}_0) \}}_b$$

Cette solution est un vecteur $\underline{z}^*$ des paramètres estimés du PVR associé à une matrice de covariance C_{z^*} permettant de caractériser l'incertitude sur ces paramètres.

Le terme 'a' de l'expression (9) recherche la meilleure adéquation entre les données et les paramètres du PVR à identifier. Le terme 'b' intègre l'influence de l'information a priori sur ces paramètres.

On constate que les poids respectifs de a et b dépendent directement des matrices de covariance C_{QR} et C_{z_0} et donc de la confiance que l'on accorde aux données ou à l'information a priori.

Le rôle de cette information a priori est donc très variable selon le problème à résoudre. Lorsque celui-ci est très surdéterminé, c'est-à-dire quand les données sont précises et en nombre supérieur à celui des paramètres à identifier, la solution du problème est indépendante de cette information a priori. A contrario, plus un problème est sous-déterminé, c'est-à-dire avec des données trop peu nombreuses ou trop peu précises, plus l'information a priori prend une place importante.

Le choix des matrices de covariance par l'utilisateur constitue donc le point crucial de la méthode.

3) Mise en oeuvre pour l'identification de PVR horaires

On peut se faire une idée de la confiance à accorder aux courbes de rapports moyens estimées sur un secteur de l'image radar à partir de la dispersion des rapports calculés pour toutes les mailles radar situées à une distance d du radar. On constate alors que pour une distance donnée, les valeurs des rapports horaires sont plus dispersées que celles obtenues à partir des images cumulées pour l'ensemble d'un événement pluvieux.

On note également que lorsque les intensités pluvieuses sont très variables sur la zone d'étude, ou lorsqu'elles sont très faibles, cela peut se traduire par des variations importantes des valeurs des rapports $QR(d)$ avec la distance, et par une forte dispersion des rapports calculés pour les mailles situées à une distance donnée.

En cas de forte intermittence, une partie de la courbe des rapports ne peut pas être calculée, ou seulement sur un petit nombre de mailles radar et pour des intensités très faibles, ce qui diminue la représentativité de la courbe obtenue.

Enfin, loin du radar une portion importante du faisceau peut se trouver au-dessus de l'altitude maximale des précipitations et les intensités estimées pour le site haut deviennent très faibles. La valeur de $QR(d)$ tend alors vers zéro et est souvent inférieure à l'écart type σ_{QR} de la

distribution des rapports par maille, ce qui traduit la faible fiabilité de cette valeur.

L'allure des courbes $QR(d)$ et σ_{QR} est donc déterminante dans le choix des matrices de covariances C_{QR} et C_{zo} .

Le choix de la matrice de covariance des rapports :

Une étude de sensibilité (ANDRIEU, 1991) montre que la distance de décorrélation entre les valeurs de $QR(d)$ a une influence négligeable sur les résultats et on peut choisir cette distance nulle. La matrice C_{QR} est alors une matrice diagonale dans laquelle les termes $C_{QR}(d,d)$, caractérisant la confiance accordée aux rapports, sont estimés à partir d'une fonction linéaire croissante sur les valeurs de ces rapports :

$$[C_{QR}(d,d)]^{1/2} = A \cdot QR(d) + B$$

On observe en effet très souvent (figure A.3.3.) que l'écart type des distributions des rapports calculés pour les mailles à la distance d augmente avec la valeur de $QR(d)$.

L'étude de sensibilité de l'algorithme indique également que l'erreur d'identification du PVR croît plus vite avec l'erreur sur $QR(d)$ si l'on sous estime celle-ci, par rapport à une surestimation. On aura donc intérêt à choisir des valeurs de A et B plutôt trop importantes que pas assez.

Le choix de la matrice de covariance des paramètres du PVR :

La fonction de covariance des paramètres a une grande importance. Elle influe en effet sur :

- l'amplitude des variations de chaque paramètre par rapport aux valeurs initiales de z_0
- la liberté laissée à chaque paramètre par rapport aux autres paramètres.

C'est donc d'elle que dépend la possibilité de s'éloigner plus ou moins du PVR initial.

L'algorithme attribue la même confiance à tous les paramètres initiaux sauf pour celui du premier incrément, fixé à 1 :

$$C_{zo}(i,i) = \sigma_{zo}^2 \quad \forall i, i > 1$$

La covariance entre les paramètres initiaux z_{0i} et z_{0j} pour deux incréments de hauteur i et j différents est exprimée selon la forme :

$$C_{zo}(i,j) = \sigma_{zo}^2 \cdot \exp \left\{ - \left[\frac{(i-j) \cdot \Delta h}{h_{zo}} \right]^2 \right\}$$

où h_{zo} est la différence de hauteur au delà de laquelle les deux paramètres z_{0i} et z_{0j} peuvent être considérés comme décorrélés.

Néanmoins, les variations des paramètres caractérisant les incréments situés au-dessus de la hauteur maximale supposée des précipitations (qu'il faut fixer) sont limitées afin d'éviter des fluctuations sans signification : cette partie du PVR est en effet peu explorée par le faisceau, et les valeurs des rapports, estimées à partir d'intensités à site haut souvent très faibles, sont peu fiables.

Le choix des valeurs de $\sigma_{z_0}^2$ et h_{z_0} doit s'effectuer en fonction de l'allure de la courbe des rapports $Q_R(d)$. Si cette courbe paraît fiable (courbe régulière, écart type σ_{QR} réduit), une grande latitude peut être laissée aux paramètres : $\sigma_{z_0}^2$ aura une valeur importante et h_{z_0} sera faible.

Au contraire, si la confiance accordée aux rapports est faible (écart type σ_{QR} important), il est préférable de limiter les possibilités de fluctuation des paramètres par rapport aux valeurs initiales, si celles-ci sont pertinentes : $\sigma_{z_0}^2$ aura une valeur réduite. De même, si la courbe des rapports $Q_R(d)$ est très variable (présence d'intermittence, fiabilité faible), les possibilités de variations entre les paramètres du PVR devront être limitées : h_{z_0} sera plus important.

L'initialisation du PVR $z_0(h)$:

A travers les limitations précédentes, on se rend compte que la capacité de l'algorithme à identifier correctement le PVR d'une heure donnée dépend principalement de la qualité des courbes de rapports $Q_R(d)$. Si ces courbes sont peu fiables, le PVR identifié s'éloignera peu du PVR a priori.

Il est donc intéressant d'initialiser $z_0(h)$ à l'aide du PVR identifié pour le pas de temps précédent si ce PVR est fiable. Dans le cas contraire, il vaut mieux initialiser $z_0(h)$ à l'aide du PVR moyen pour l'événement pluvieux, ou à l'aide d'un "PVR type".

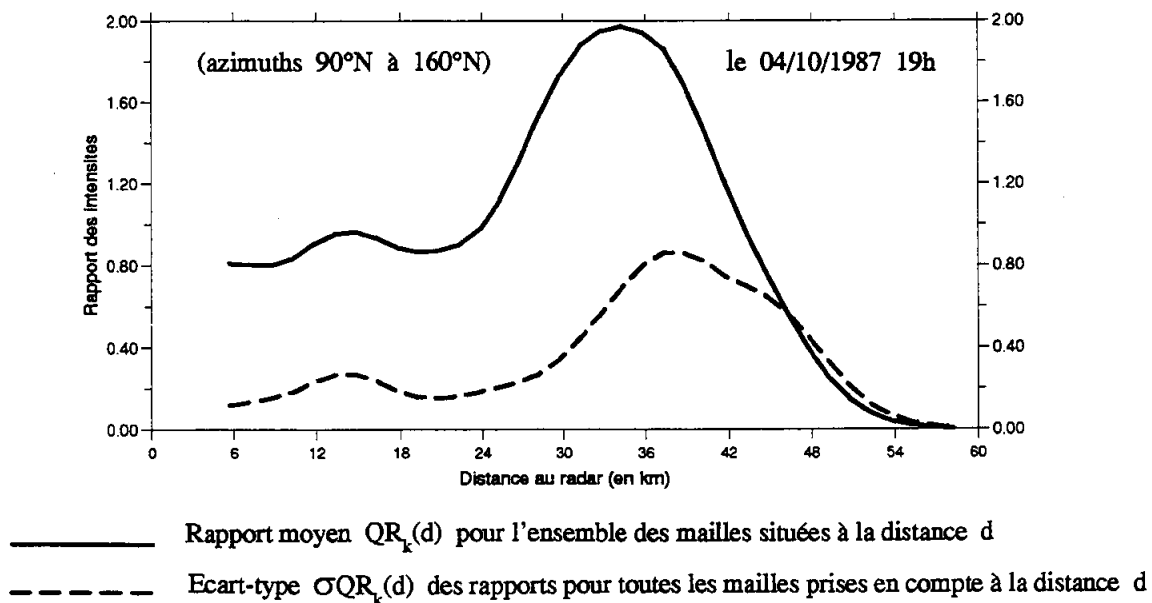


Figure A.3.3. - Exemple de courbe expérimentale retraçant l'évolution du rapport des intensités en fonction de la distance.

On note l'effet d'un phénomène de bande brillante entre 25 et 45 km.

ANNEXE 4

INTERMITTENCE ET VARIANCE D'UN CHAMP PLUVIEUX

1 - PRISE EN COMPTE DE L'INTERMITTENCE

Un champ pluvieux observé pour un pas de temps k et sur un domaine d'étude D sera considéré ici, selon l'approche probabiliste développée en géostatistique, comme une réalisation particulière k d'une fonction aléatoire définie sur ce domaine. Cette fonction est notée $P(k,x)$, x représentant les coordonnées d'espace décrivant entièrement le domaine D .

L'espérance mathématique et la variance de la réalisation k de cette fonction aléatoire sont définies par :

$$E[P(k,x)] = \frac{1}{D} \cdot \int_D P(k,x) \cdot dx = m_p(k)$$

$$VAR[P(k,x)] = \frac{1}{D} \cdot \int_D [P(k,x) - m_p(k)]^2 \cdot dx = Var_p(k)$$

L'intermittence dans l'espace des champs de précipitation introduit une non stationnarité qui peut être prise en compte par l'introduction dans le modèle probabiliste d'une fonction discontinue $I(k,x)$ (C. BARRANCOURT, 1990). Cette fonction, structurée dans l'espace, permet ainsi de définir deux sous domaines de D :

- un sous domaine D_p où le phénomène pluie se développe et peut être décrit par $P(k,x)$

$$D_p = \{ x / I(k,x) = 1 \}$$

- un sous domaine D_{np} où le phénomène pluie ne se développe pas :

$$D_{np} = \{ x / I(k,x) = 0 \}$$

On définit la valeur moyenne de $I(k,x)$ sur le domaine D et pour la réalisation k par :

$$m_I(k) = \frac{1}{D} \cdot \int_D I(k,x) \cdot dx = \frac{1}{D} \cdot \int_D dx = D_p / D$$

$m_I(k)$ représente donc la fraction de surface pluvieuse sur le domaine D pour la réalisation k .

Le champ de pluie au sol sur l'ensemble du domaine D est alors représenté par une fonction aléatoire $S(k,x)$, combinaison linéaire des fonctions I et P :

$$(1) \quad S(k,x) = I(k,x) \cdot P(k,x)$$

2 - RELATION ENTRE VARIANCE GLOBALE DU CHAMP ET VARIANCE A L'INTERIEUR DES SEULES ZONES PLUVIEUSES

D'après le modèle (1), la moyenne du champ pluvieux sur le domaine D peut être définie par rapport à la moyenne du champ pluvieux à l'intérieur des seules zones pluvieuses :

$$(2) \quad m_s(k) = \frac{1}{D} \cdot \int_D S(k,x) \cdot dx = m_I(k) \cdot m_p(k)$$

De même, en supposant indépendantes les fonctions P et I , on montre que la variance du champ pluvieux calculée sur l'ensemble du domaine d'étude D est liée à la variance du champ pluvieux à l'intérieur des seules zones pluvieuses par :

$$(3) \quad \text{Var}_s(k) = m_I(k) \cdot \text{Var}_p(k) + m_p(k)^2 \cdot m_I(k) \cdot (1 - m_I(k))$$

Si le coefficient de variation de la fonction aléatoire $P(k,x)$ est $V_p(k) = \frac{\text{Var}_p(k)^{1/2}}{m_p(k)}$

la relation (3) peut s'écrire :

$$(4) \quad \text{Var}_s(k) = \text{Var}_p(k) \cdot \left\{ m_I(k) \cdot \frac{1}{V_p(k)^2} \cdot m_I(k) \cdot (1 - m_I(k)) \right\}$$

$$\text{ou } (5) \quad \frac{\text{Var}_s(k)}{\text{Var}_p(k)} = m_I(k) \cdot \left\{ 1 + \frac{1}{V_p(k)^2} \cdot (1 - m_I(k)) \right\}$$

la relation (5) est supérieure à 1 uniquement si :

$$m_I(k) > V_p(k)^2$$

Si le coefficient de variation de $P(k,x)$ est supérieur ou égal à 1, la variance globale du champ calculée sur l'ensemble du domaine d'étude D est plus faible que la variance du champ calculée sur le seul sous domaine D_p , quelle que soit l'intermittence :

$$\text{Var}_s(k) < \text{Var}_p(k) \quad \forall m_I(k)$$

Par contre, si le coefficient de variation de $P(k,x)$ est inférieur à 1, la variance globale du champ sur l'ensemble du domaine d'étude D peut être supérieure à la variance du champ à l'intérieur des seules zones pluvieuses, selon le pourcentage d'intermittence.