



HAL
open science

Interprétation de mesures du radar Rodin de Trappes pour la connaissance en temps réel des précipitations en Seine-Saint-Denis et Val-de-Marne : intérêt pour la gestion automatisée d'un réseau d'assainissement

H. Andrieu

► **To cite this version:**

H. Andrieu. Interprétation de mesures du radar Rodin de Trappes pour la connaissance en temps réel des précipitations en Seine-Saint-Denis et Val-de-Marne : intérêt pour la gestion automatisée d'un réseau d'assainissement. Hydrologie. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 1986. Français. NNT : . tel-00462327

HAL Id: tel-00462327

<https://pastel.hal.science/tel-00462327>

Submitted on 9 Mar 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE
présentée
pour l'obtention du

X

DIPLOME DE DOCTEUR-INGENIEUR

à

L'ECOLE NATIONALE DES PONTS ET CHAUSSEES

par

Hervé ANDRIEU



**INTERPRETATION DE MESURES DU RADAR RODIN DE
TRAPPES POUR LA CONNAISSANCE EN TEMPS REEL
DES PRECIPITATIONS EN SEINE-SAINT-DENIS ET VAL-DE-MARNE**

Intérêt pour la gestion automatisée d'un réseau d'assainissement

Soutenu le 21 Janvier 1986
devant le jury composé de :

J. JACQUET

Président

G. BEDIOT

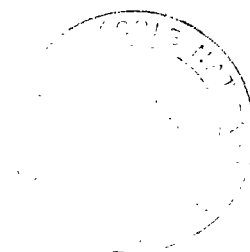
M. GILET

G. JACQUET

C. OBLED

R. SANEJOUAND

Examineurs



E.N.P.C.



DOC05085

7



AVANT PROPOS

L'étude présentée dans cette thèse est le fruit d'une collaboration entre le CERGRENE chargé du système d'aide à la conduite du projet de gestion automatisée en Seine Saint Denis et le LCPC au sein duquel j'exerce mes activités. Je tiens à remercier toutes les personnes de ces deux organismes qui ont permis à ce travail d'aboutir en facilitant une coopération dont j'ai apprécié l'intérêt.

Ma reconnaissance va tout d'abord à M. P. DAVID, ingénieur de la Météorologie Nationale. En y consacrant beaucoup de temps et de nombreuses nuits durant l'été 1982, il a rendu ce travail possible. Il m'a de plus initié au maniement du radar et à l'interprétation des images.

Je dois également beaucoup à M. G. JACQUET avec lequel j'ai travaillé durant ce temps et qui agit pour promouvoir l'utilisation du radar en hydrologie urbaine. Nos nombreuses discussions ont toujours été riches et bénéfiques.

J'accorde une place spéciale à M. A. BACHOC, responsable de la subdivision Gestion des Eaux en Seine St Denis. Son action constante en faveur du projet de gestion automatisée dont il est le promoteur constitue un exemple.

Je tiens à remercier toutes les personnes qui ont accepté d'évaluer ce travail :

. M. J. JACQUET, professeur à l'ENPC et président de ce jury auprès de qui j'ai toujours trouvé un accueil attentif et chaleureux,

. M. M. GILET, responsable du Centre Technique de la Météorologie pour l'intérêt qu'il a accordé à cette étude,

. M. C. OBLED, professeur à l'INP Grenoble auquel j'associe J.D. CREUTIN qui m'ont initié à l'hydrologie voici quelques années et dont la rigueur scientifique et les suggestions m'ont été très utiles.

. M. R. SANEJOUAND, responsable de la Division Eau du LCPC a su s'intéresser dès le début à cette étude, contribuant à son succès.

. M. G. BEDIOT de l'Agence de Bassin Seine Normandie a pris une part active à sa préparation et a accordé à ce travail une attention constante.

J'associe également MM. M. BRIANT et R. GERVAIS qui m'ont successivement aidé au LCPC et les équipes de mesure des Services d'Assainissement de Seine St Denis et Val de Marne.

Un grand merci à Mlle S. HERBRETEAU qui avec soin et patience en a assuré la dactylographie.

Enfin je suis reconnaissant à M. J.C. PARRIAUD, Directeur du LCPC de m'avoir autorisé à concrétiser sous cette forme mon activité au laboratoire.

SOMMAIRE

INTRODUCTION

1ere PARTIE

LE RADAR METEOROLOGIQUE ET L'EXPERIENCE DE L'ETE 1982

Chapitre 1 : LE RADAR METEOROLOGIQUE

I - Principe de fonctionnement et équation du radar	7
1 - Principe de fonctionnement	7
a - Le radar	7
b - La détection des précipitations	8
c - Le traitement du signal	9
2 - L'équation du radar	10
II - Radar météorologique et mesure des précipitations	13
1 - Réflectivité radar et intensité pluvieuse	13
a - Notion de réflectivité radar	13
b - Principe de la mesure des précipitations	14
2 - Mesure des intensités à l'aide du radar météorologique	15
a - Relations expérimentales	15
b - Validité de la mesure	16
III - Sources d'erreurs dans l'évaluation des intensités par radar	17
1 - Le radar	17
2 - La cible : le milieu précipitant	18
3 - La représentativité de la mesure	19
4 - Le principe de la mesure	19
IV - Utilisation hydrologique du radar météorologique	21
1 - Intérêt de la calibration des images radar	21
2 - Utilisation hydrologique des images radar corrigées	22
a - Evaluation de lames d'eau moyennes	23
b - Expérience du Dee Weather Radar Project	23
c - Autres expériences	24
V - Le radar Rodin	25
1 - Caractéristiques	26
a - Antenne	26
b - Emetteur	26
c - Récepteur	26
d - Traitement du signal	26

Chapitre 2 : L'EXPERIMENTATION DE L'ETE 1982	28
I - Description de l'expérience et données recueillies	28
1 - Instrumentation	29
a - Les pluviographes	30
b - Le radar	30
c - Conditions de déroulement	31
2 - Les données collectées	32
II - Critiques des données recueillies	35
1 - Les mesures pluviographiques	35
a - Effet du vent	35
b - Erreurs de mesures pluviographiques	35
2 - La mesure radar	39
a - Incertitude de mesure	40
b - Echos de sol ou non météorologiques	41
c - Variabilité de mesures successives	41
d - Transformation de mesures radar	43
3 - Concordance entre mesures pluviographiques et radar	44
a - 21 juillet	45
b - 30 juillet matin	45
c - 30 juillet après-midi et soir	47
d - 2 août	49
e - Remarques	51
III - Conclusion	52

2eme PARTIE

DETERMINATION DES INTENSITES DE LA PLUIE PAR AJUSTEMENT DES IMAGES RADAR A L'AIDE DE PLUVIOGRAPHES

- INTRODUCTION	54
Chapitre 3 : METHODES DE CALIBRATION DES IMAGES RADAR	57
I - Introduction	57
II - Les méthodes courantes de calibration	58
1 - Le facteur moyen de correction	58
2 - Méthode de Cain et Smith	59
3 - Méthode de Brandes	60
a - Présentation	60
b - Remarques	61
4 - Méthode de Koishinen et Puhakka	62
5 - Autres méthodes	63
6 - Remarques	64

III - Le krigeage : Méthode d'interpolation optimale	65
1 - Définitions et présentation	65
a - Variable régionalisée	65
b - Fonction aléatoire et variable régionalisée	66
c - Inférence statistique	67
d - Hypothèse intrinsèque	67
2 - Variogramme et structure spatiale	69
a - Présentation	69
b - Estimation du variogramme	70
c - Interprétation du variogramme	70
d - Modélisation du variogramme expérimental	72
3 - Le krigeage simple	73
a - Présentation	73
b - Estimation ponctuelle	74
c - Estimation moyenne sur une surface	76
4 - Krigeage et calibration des images radar	76
Chapitre 4 : DETERMINATION DES INTENSITES PLUVIEUSES PAR CALIBRATION DES IMAGES RADAR	78
I - Représentativité comparée des mesures pluviographiques et radar	78
1 - Cohérence des mesures radar et pluviographiques et caractérisation des séquences pluvieuses	78
a - Introduction	78
b - Structure temporelle des intensités pluvieuses	79
c - Structure spatiale des intensités pluvieuses	82
d - Remarques	84
2 - Représentativité d'une mesure pluviographique	86
a - Etudes effectuées et première estimation	86
b - Autre estimation	87
3 - Conclusion	88
II - Krigeage et détermination des intensités pluvieuses	89
Introduction	89
1 - Variogramme et structure spatiale de log A	90
a - Détermination d'un variogramme moyen	90
b - Variogrammes expérimentaux	92
c - Modélisation de variogrammes expérimentaux	94
d - Influence du paramètre b sur l'allure du variogramme	94
2 - Evaluation de la calibration des images radar par kri- geage sur log A	95
a - Critères d'appréciation des résultats obtenus	95
b - Résultats obtenus	97
c - Interprétation	104

d - Influence du paramètre b	104
3 - Calibration des images radar et interpolation pluviographique	106
a - Présentation	106
b - Variogrammes - Mise en oeuvre du krigeage	106
c - Résultats comparatifs - interprétation	107
d - Erreur moyenne de krigeage	110
4 - Cartographie des intensités pluvieuses	111
a - Présentation	111
b - Cartographie de séquence pluvieuse - comparaison des méthodes	113
III - Evaluation des méthodes courantes de calibration	123
1 - Rappel de méthodes et mise en oeuvre	123
a - Facteur moyen de correction	123
b - Optimisation de log A	123
c - Méthode de Brandes	124
2 - Evaluation comparative des méthodes courantes	125
a - Résultats	125
b - Interprétation et choix d'une technique opérationnelle	128
IV - Conclusion	129

3eme PARTIE

RADAR METEOROLOGIQUE ET HYDROLOGIE URBAINE

Chapitre 5 : INTEGRATION DU RADAR METEOROLOGIQUE A LA GESTION AUTOMATISEE D'UN RESEAU D'ASSAINISSEMENT	130
I - La gestion automatisée en Seine-Saint-Denis	131
1 - Les objectifs poursuivis par la gestion automatisée	131
a - La lutte contre les débordements	131
b - La lutte contre la pollution par temps de pluie	132
c - La gestion par temps sec	132
2 - Les moyens mis en oeuvre - Organisation du système	133
a - Les capteurs et actionneurs	133
b - Le système de conduite immédiate	133
c - Le système d'aide à la conduite	134
II - Le radar, instrument de prévision à très courte échéance	136
1 - La protection météorologique par radar	136
2 - La prévision météorologique à très courte échéance	136

...

a - Les systèmes pluvieux de l'été 1982	137
b - Conditions d'utilisation du radar	143
3 - Exemple en Seine-Saint-Denis : le système d'alerte de la pluie	144
III - Le radar calibré de Trappes, instrument de mesure de la pluie	145
1 - Présentation	145
2 - Cumul des images et calibration de ces images	145
3 - Variabilité des facteurs de correction	146
4 - Fréquence d'auscultation	148
5 - Schéma opérationnel de l'exploitation des images radar en Seine-Saint-Denis	149
IV - Conclusion	150
 Chapitre 6 : RADAR METEOROLOGIQUE ET SIMULATION DES DEBITS EN HYDROLOGIE URBAINE	151
I - Introduction	151
II - Rôle de filtre du bassin versant - Approche analytique du lissage des écarts constatés sur les intensités	152
1 - Caractérisation des écarts entre l'intensité de la pluie et l'estimation radar	152
2 - Approche analytique du lissage de l'écart relatif sur les intensités par le modèle de ruissellement	155
a - Hypothèses	155
b - Expression de l'écart relatif sur les débits	155
c - Cas d'un "grand bassin versant"	157
3 - Etude de sensibilité des écarts sur les débits - cas du régime permanent	158
a - Influence du bassin versant et de l'origine météorologique des précipitations	158
b - Influence du modèle de ruissellement	159
4 - Lissage des écarts par le modèle de ruissellement : exemple en régime transitoire	161
a - Présentation	161
b - Evolution de l'erreur relative sur le débit maximum en fonction des caractéristiques du hyétogramme	162
5 - Conclusion de l'approche analytique	164
III - Exemples de simulation de débit à partir d'images radar	165
1 - Présentation de la démarche retenue	165

2 - Description des bassins versants	167
a - Le Ru des Grammonts	167
b - Livry-Gargan	167
c - Le Ru Sainte Baudile	168
3 - Incertitudes de mesure et de modélisation	170
4 - Résultats et commentaires	171
a - Le Ru des Grammonts	171
b - Livry-Gargan	173
c - Le Ru Sainte Baudile	175
IV - Conclusion	176
SYNTHESE ET CONCLUSION	179
Références bibliographiques	184
ANNEXES :	
Annexe 1 : Introduction à la modélisation du ruissellement en milieu urbain	A2
Annexe 2 : Comparaison des mesures pluviographiques et radar	A13
Annexe 3 : Séquence pluvieuse du 30 juillet après-midi.	A22

INTRODUCTION

La considérable extension des agglomérations urbaines au cours des trente dernières années et l'imperméabilisation des sols qu'elle a provoquée est à l'origine de fréquentes inondations, mal vécues par les habitants et souvent consécutives à l'insuffisance des réseaux d'assainissement. La solution couramment adoptée pour lutter contre les débordements, l'augmentation de la capacité des collecteurs, se heurte à des obstacles tant techniques que financiers (les collectivités locales ont en 1984, consacré 6 milliards de francs aux travaux d'assainissement). De plus, le rejet direct d'eaux pluviales polluées dans le milieu naturel entrave l'action des stations d'épuration.

Face à cette situation, les gestionnaires des grands réseaux urbains et la Seine-Saint-Denis en particulier, ont porté leur attention en direction de l'amélioration du rendement des ouvrages existants (grands collecteurs, bassins de stockage, déversoirs d'orage...). Les études et recherches conduites sur ce thème (Jacquet, Frérot - 65) ont révélé tout l'intérêt d'une adaptation du fonctionnement de ces ouvrages à l'évolution des débits qui y transitent et donc aux caractéristiques des séquences pluvieuses. Le développement de procédures de gestion automatique locale de certains d'entre eux, basées sur un contrôle des écoulements, a ainsi été réalisé (Bachoc - 51).

Généralisation de cette démarche, la mise en oeuvre d'une gestion automatisée de réseau d'assainissement consiste à optimiser, durant une séquence pluvieuse, le fonctionnement non plus d'un, mais de l'ensemble des ouvrages de collecte et d'évacuation drainant les eaux pluviales d'un bassin versant. Le département de Seine-Saint-Denis s'est engagé dans cette voie et l'étude entreprise s'inscrit dans ce cadre.

Les principaux objectifs poursuivis par une gestion par temps de pluie sont la limitation de la fréquence et du volume des débordements et la limitation des rejets polluants dans le milieu naturel. Remarquons immédiatement qu'ils imposent des choix de gestion contradictoires. En effet la lutte contre la pollution demande de stocker les premiers flots, plus atteints, en vue de les décanter et de les orienter vers la station d'épuration en fin de pluie. Au contraire, la minimisation des débordements nécessite la réservation de la capacité des bassins de stockage pour les moments critiques et leur vidange préalable.

Cet exemple illustre la place prépondérante occupée par la connaissance des précipitations dans un projet de gestion automatisée. En effet pour une pluie donnée, une information fiable sur l'importance des précipitations et leur évolution sur quelques heures, reste susceptible d'éclairer le choix des objectifs prioritaires. A une autre échelle d'espace, plus proche de la superficie des bassins versants, une mesure des intensités en temps réel et une prévision quantitative à l'échéance de trente minutes à une heure s'imposent pour utiliser les modèles de simulation, prévenir des dysfonctionnements éventuels et préparer des scénarios de gestion.

Or la présence d'un réseau de pluviographes télé-transmis (d'une densité voisine d'un appareil pour 20 km²) constitue actuellement la situation la plus favorable. Elle présente plusieurs inconvénients :

- un tel réseau de mesure est mal adapté à la détection des précipitations orageuses très localisées et intenses, préjudiciables en hydrologie urbaine. Mais une densification plus poussée, d'entretien coûteux en milieu urbain hostile où les sites appropriés sont rares, est exclue,

- un réseau localisé de pluviographes n'apporte aucune information sur l'importance des précipitations en cours et à venir, leur évolution à l'échéance de quelques heures.

La télédétection des précipitations au moyen de radars météorologiques est susceptible de combler certaines des insuffisances rencontrées jusqu'à maintenant.

La numérisation récente des images a contribué à favoriser cette évolution et la possibilité de visualiser sur écran les zones pluvieuses offre aux hydrologues de nouvelles perspectives.

Sur un plan qualitatif tout d'abord, la disponibilité en temps réel d'images radar constitue un atout majeur. En effet grâce à ce suivi continu des zones pluvieuses, les gestionnaires de réseaux peuvent prendre les mesures de prévention adaptées aux risques encourus.

Dans le domaine plus quantitatif de la mesure, l'utilisation du radar est séduisante. En effet, il nous offre, à des intervalles de temps réguliers, quelques minutes, une perception spatiale des précipitations avec une résolution compatible avec la taille des petits bassins versants urbains (50 ha à 100 ha environ). De prime abord, les difficultés liées à l'interpolation de mesures ponctuelles pourraient être levées. De plus, le suivi continu des zones pluvieuses se prête à l'élaboration de prévision plausibles à l'échéance d'une ou deux heures.

Mais du fait de la technique de mesure, les images de réflectivités radar diffèrent d'une cartographie des intensités pluvieuses.

De plus, la grande majorité des expériences consacrées à l'utilisation hydrologique du radar se sont intéressées à l'évaluation de lames d'eau moyennes sur de vastes superficies.

Les caractéristiques des bassins versants urbains : petits et très imperméabilisés nous imposent des conditions différentes quant à la connaissance des précipitations. Celles-ci doivent être mesurées pendant des pas de temps très courts, 10 à 15 minutes, et sur de petites superficies, voisines de la maille radar (à une échelle que nous qualifierons de quasi-ponctuelle).

L'intérêt de l'information radar dans ce contexte reste à apprécier.

Le travail entrepris ici cherche donc à évaluer la capacité du radar à mesurer les précipitations pour les besoins de l'hydrologie urbaine. Une première campagne de mesure d'une durée de deux mois a été effectuée avec le concours de la Météorologie Nationale durant l'été 1982 et les données recueillies à cette occasion ont servi de base à la réflexion entreprise.

Cette étude ne représente qu'une première étape. Elle s'intègre et constitue le préalable à un programme de recherche plus vaste consacré à l'intérêt hydrologique du radar météorologique en milieu urbain et incluant notamment les aspects prévisions de la pluie (figure 1). Elle nous permettra de mieux approcher la spécificité des données radar, de préciser les thèmes d'approfondissement et de préparer grâce à l'expérience acquise des expérimentations de plus grande ampleur.

Ce rapport s'organise en trois parties :

La première d'entre elles expose les principes de fonctionnement du radar météorologique voué à la détection et à la mesure des précipitations. Elle décrit en outre l'expérience de l'été 1982 en essayant de cerner qualitativement, à partir des comparaisons ponctuelles radar-pluviographes, les anomalies et disparités entre les deux techniques de mesure.

La seconde partie est consacrée à l'évaluation des intensités pluvieuses à l'aide du radar. Ce dernier est complété par des mesures pluviographiques au sol qui interviennent pour ajuster ou calibrer les images radar.

Les techniques de calibration ou d'ajustement des images radar sont tout d'abord présentées. Elles s'apparentent aux méthodes d'interpolation et le krigeage sera adopté comme référence.

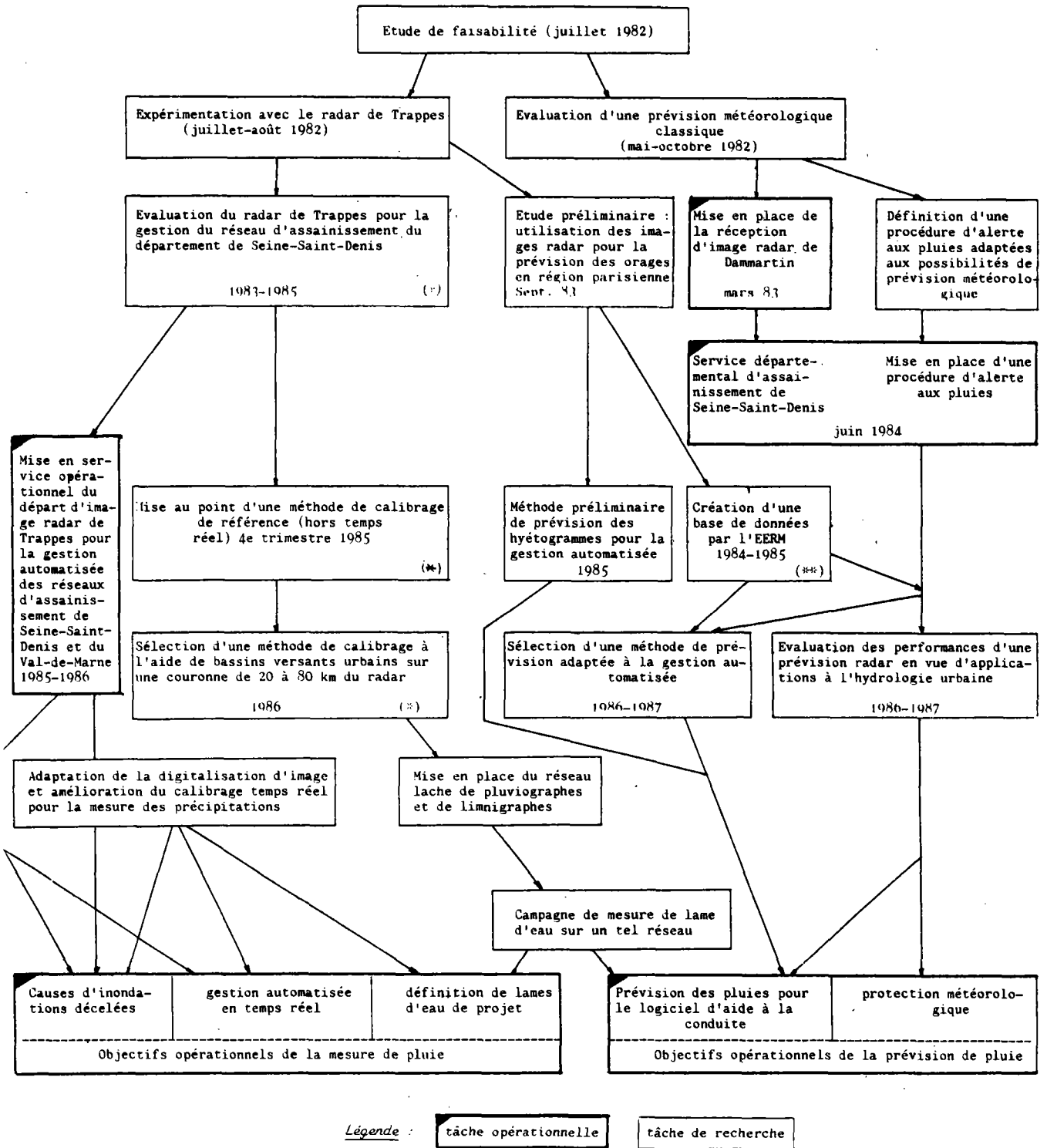
L'appréciation de la qualité des estimations radar fait l'objet du chapitre IV. En premier lieu, nous essayons de confirmer la légitimité de l'utilisation conjointe du radar et des pluviographes, techniques de mesure basées sur des principes très différents. Plusieurs méthodes d'ajustement sont ensuite tes-

tées. Les résultats que nous procure le radar sont comparés à ceux auxquels nous avons accès à partir du seul réseau pluviographique.

La troisième partie s'intéresse à la valorisation hydrologique des données radar en milieu urbain.

La présentation du projet de gestion automatisée de Seine-Saint-Denis permet de définir le rôle que pourrait jouer le radar et de préciser les conditions d'utilisation dans le cadre d'une première exploitation opérationnelle.

Le dernier chapitre établit le lien avec la simulation du ruissellement sur les bassins versants. Compte tenu des caractéristiques des bassins versants et notamment du rôle de filtre qu'ils jouent vis-à-vis des fluctuations d'intensités de la pluie, une reproduction correcte des débits n'impose pas une mesure parfaite de l'intensité de la pluie. Une approche analytique, basée sur des modèles courants de ruissellement, exprime ainsi l'incertitude sur les débits en fonction de celle sur les intensités. Elle est complétée par des exemples réels de simulation de débits sur des bassins versants de superficies à partir de mesures pluviographiques sur le site et d'estimations radar.



(*) En collaboration avec le LEPH
 (**) En collaboration avec l'EERM

Figure 1 : Programme de recherches menées au Cergère sur les radars météorologiques appliquées à l'hydrologie urbaine (lieux d'application privilégiés Départements de Seine-Saint-Denis et du Val-de-Marne.)

PREMIERE PARTIE :
LE RADAR METEOROLOGIQUE
L'EXPERIENCE DE L'ETE 1982

LE RADAR METEOROLOGIQUE

I - PRINCIPE DE FONCTIONNEMENT ET EQUATION DU RADAR1 - Principe de fonctionnementa - Le radar

Le radar est un instrument de détection et de mesure basé sur l'émission régulière d'impulsions électromagnétiques très brèves et de forte puissance (P_e). La rencontre d'un obstacle provoque la diffusion des ondes incidentes dans toutes les directions, une partie, le signal utile, étant renvoyée vers le radar.

Le plus fréquemment, émission et réception se font par l'intermédiaire d'une même antenne dont la grande directivité engendre un faisceau de très faible ouverture (θ). La connaissance permanente de son orientation, angle de site (α) et angle d'azimut (β), la mesure de l'intervalle de temps (τ_r) entre l'émission du train d'ondes et la réception du signal réfléchi permettent la localisation de l'obstacle (nous admettons que pour des distances de quelques centaines de kilomètres, les ondes électromagnétiques se propagent dans l'atmosphère en ligne droite et à la vitesse de la lumière (c)). De plus la puissance du signal réfléchi caractérise l'obstacle.

Le fonctionnement du radar est ainsi le suivant : de brèves impulsions de durée τ sont émises avec une fréquence de répétition $f_r = 1/\tau_r$. L'intervalle de temps ($\tau_r - \tau$) qui suit chaque impulsion constitue une phase passive de réception des signaux réfléchis, il détermine la portée théorique du radar $[(\tau_r - \tau)c/2]$.

La résolution élémentaire de l'écho est fixée par la durée de chaque impulsion et l'angle ouverture. Elle correspond à un tronc de cône, presque cylindrique, de rayon $r\theta/2$ (r : distance au radar) et de profondeur $c\tau/2$. Son volume n'est pas constant et augmente à mesure que l'on s'éloigne du radar (figure 1.1).

Des radars plus complexes que nous n'évoquerons pas évaluent également la vitesse radiale de la cible (radars Doppler).

A titre indicatif, les paramètres du Radar Rodin sont : $\tau = 2 \mu\text{s}$, $f_r = 330 \text{ herz}$, P_e (puissance d'émission) = 256 kW.

b - La détection des précipitations

Dans ce cas, la cible n'est pas un obstacle précis mais toute la partie de l'atmosphère touchée par la pluie. Ses dimensions sont donc beaucoup plus importantes que celles du faisceau. A l'échelle du volume élémentaire de résolution du radar, l'énergie totale rétrodiffusée est la somme des énergies réfléchies par chacune des gouttes d'eau présentes. La longueur d'onde d'émission voisine de 10 cm découle d'un compromis : la quantité d'énergie diffusée par les gouttes d'eau doit être suffisante pour devenir mesurable. Mais elle doit rester assez faible pour que l'atténuation de la puissance du faisceau reste négligeable.

Pour une observation des précipitations qui tombent au sol, l'antenne du radar est réglée de façon à émettre presque horizontalement (angle de site à $0,5^\circ$ ou 1°). L'exploration à toutes les distances jointe à une rotation du radar amènent le faisceau à décrire un cône très aplati assimilé à un plan horizontal. La rotondité de la Terre entraîne toutefois une augmentation régulière de l'altitude du faisceau au fur et à mesure de l'éloignement du radar (figure 1.1).

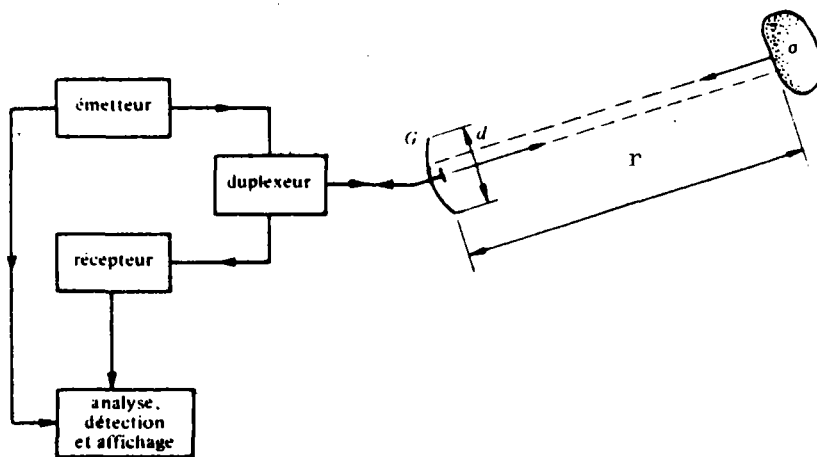
Les données brutes issues du signal enregistré ne peuvent pas être utilisées sans faire l'objet d'un traitement.

c - Le traitement du signal

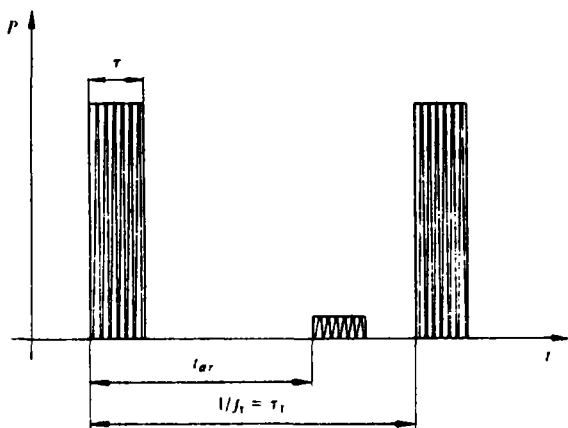
Il a pour objet de quantifier le signal en affectant à une zone géographique déterminée une valeur représentative de la puissance rétrodiffusée qu'elle engendre.

Précisons tout d'abord que la puissance réfléchie par le volume élémentaire sondé reste faible: 10^{-4} à 10^{-9} W pour le Radar Rodin. Le signal brut fait donc d'abord l'objet d'une amplification logarithmique du fait de sa grande dynamique. La limite de détection du radar est fixée par le bruit de la chaîne de traitement du signal brut.

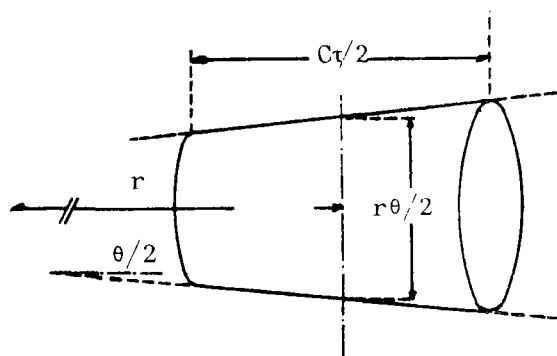
Pour un tir donné, le découpage de l'écho résultant en tranches de distance de longueur $c\tau/2$ sépare les volumes élémentaires de résolution successifs. Un convertisseur analogique digital permet la mémorisation du résultat de chaque tir.



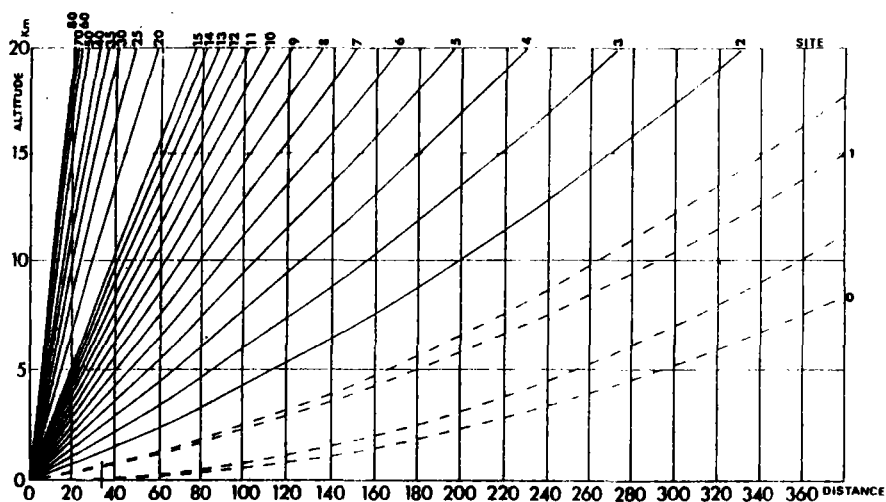
présentation schématique (d'après Gardiol - 13)



principe de fonctionnement



volume élémentaire de résolution



Altitude de l'axe du faisceau selon l'angle de site et la distance au radar (David 7).

Figure 1.1: Le radar météorologique

Une impulsion ne constitue qu'un échantillonnage instantané de chaque volume d'atmosphère et le signal réfléchi issu d'un tir se révèle très fluctuant. Le mouvement des particules d'eau dans la cible est l'une des explications apportées. Pour un volume déterminé, il est nécessaire de multiplier les réalisations et donc les tirs pour améliorer la qualité de la mesure. La fréquence de répétition élevée des impulsions offre cette possibilité. Plusieurs tirs peuvent se succéder sans que la direction de visée ait sensiblement évolué. Pour chaque volume élémentaire, plusieurs données sont donc moyennées. Toutefois les gouttes d'eau n'ayant pas eu le temps de se réorganiser d'un tir sur l'autre, les échantillons successifs ne sont pas totalement indépendants [temps de décorrélation 5 ms environ - David (7)]. Le nombre de tirs cumulés doit être assez important pour assurer une bonne représentativité de la mesure, mais rester limité pour ne pas dégrader la résolution angulaire du radar.

Enfin la représentativité géographique souhaitée du radar est obtenue en effectuant la moyenne des mesures issues de plusieurs volumes élémentaires juxtaposés, en distance ou angulairement. Le résultat définitif prend la forme d'une image digitalisée en coordonnées polaires, ou cartésiennes pour le Rodin, image codée sur un certain nombre de niveaux de réflectivités (figure 1.2).

2 - L'équation du radar (Sauvageot.24)

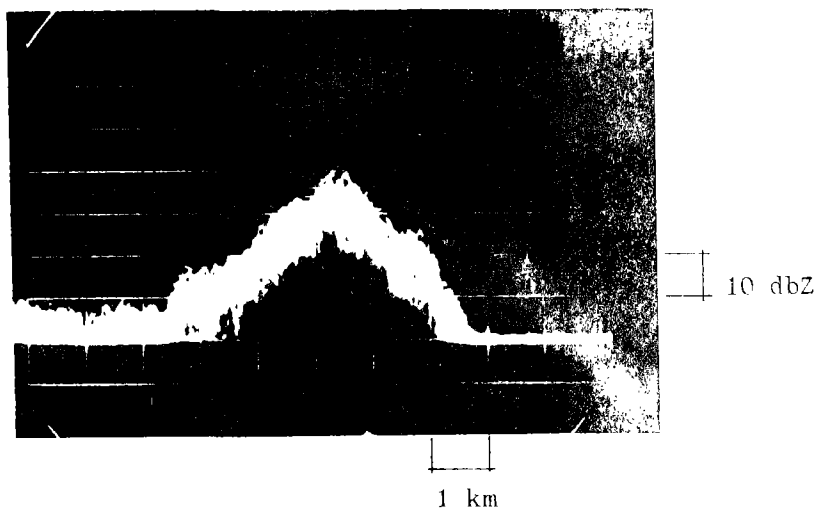
Le radar localise des cibles qui se caractérisent également par la puissance du signal réfléchi (p_r). L'équation du radar en établissant une relation entre la puissance rétrodiffusée, les caractéristiques du radar, et les propriétés de la cible, améliorera la définition de cette dernière.

Soit P_e la puissance émise par le radar. Pour un rayonnement isotrope, la densité de flux (S_{iso}) à la distance r serait

$$S_{iso} = \frac{P_e}{4\pi r^2}$$

La capacité de l'antenne à concentrer la densité de flux dans une direction s'exprime par son gain G . Dans la direction d'émission, la densité de flux incidente est alors (S_i) :

$$S_i = \frac{G P_e}{4\pi r^2} = G \cdot S_{iso}$$



Radars Mélodi - Evolution de la réflectivité le long d'un axe de tir.

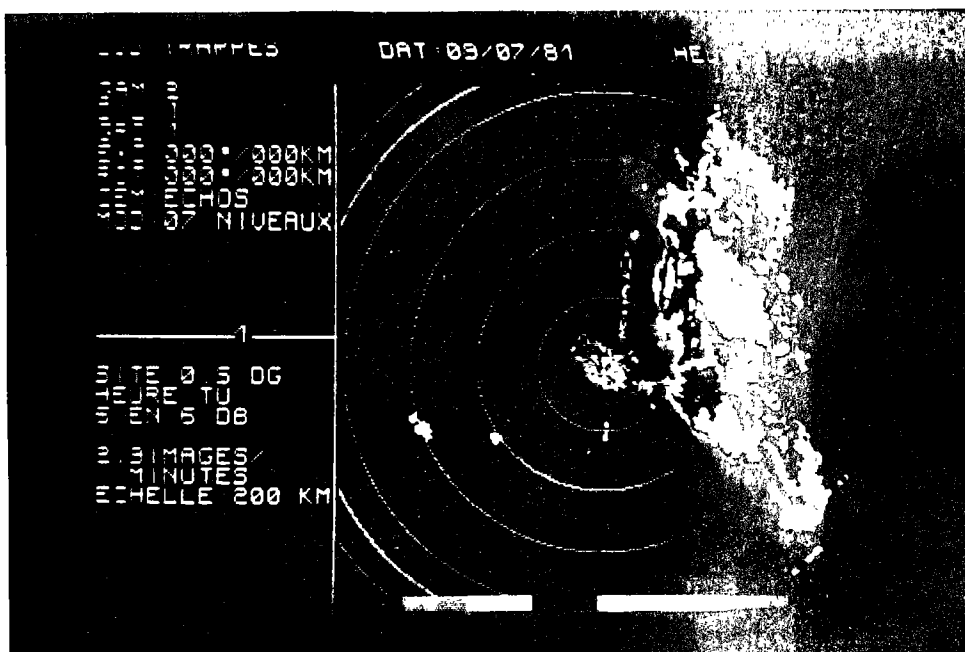


image numérisée issue du radar Rodin

Figure 1.2 : Informations issues du radar météorologique.
(Service Météorologie Nationale)

Une dissipation d'énergie s'effectue le long du faisceau du fait de la présence du gaz atmosphérique, de particules de poussière ou de gouttes d'eau. Elle s'exprime par le facteur d'atténuation $L(r)$. Le flux énergétique (Sinci) reçu par une goutte d'eau située à la distance r sera :

$$S_{inci} = \frac{P_e \cdot G \cdot L(r)}{4\pi r^2}$$

La goutte d'eau rediffuse autour d'elle une part de l'énergie incidente (P_t). Cette capacité est caractérisée par sa surface réfléchissante effective (σ), surface de la particule qui, totalement réfléchissante, rediffuserait la même puissance que la goutte d'eau :

$$P_t = S_{inci} \cdot \sigma = \frac{P_e \cdot G \cdot L(r) \cdot \sigma}{4\pi r^2}$$

Si nous admettons que le rayonnement rétrodiffusé par la goutte d'eau est isotrope la densité de flux (S_t) retransmise au niveau de l'antenne du radar sera, compte tenu de l'atténuation sur le trajet retour

$$S_t = \frac{P_t}{4\pi r^2} \cdot L(r)$$

soit

$$S_t = \frac{P_e \cdot G \cdot L^2(r) \cdot \sigma}{(4\pi r^2)^2}$$

L'ouverture efficace d'une antenne (A_e) traduit son aptitude à capter un rayonnement d'une longueur d'onde (λ) donnée. On montre que cette surface s'exprime en fonction du gain de l'antenne (G) et de la longueur d'onde λ par la relation $A_e = \frac{\lambda^2 \cdot G}{4\pi}$ (dans l'axe de visée du radar)

L'antenne captera alors la puissance rétrodiffusée p_r :

$$p_r = A_e \cdot S_t$$

$$\text{soit } p_r = \frac{\lambda^2 \cdot G^2 \cdot L^2(r) \cdot \sigma \cdot P_e}{4\pi \cdot (4\pi r^2)^2}$$

que nous pouvons écrire

$$p_r = C_1 \frac{L^2(r) \cdot \sigma}{r^4} \text{ et } C_1 = \frac{\lambda^2 \cdot G^2 \cdot P_e}{(4\pi)^3}$$

C_1 et σ sont les caractéristiques respectives du radar et de la cible et r la distance qui les sépare.

Pour le volume élémentaire (à la distance r) que nous avons évoqué au paragraphe précédent, la cible résultante est constituée d'un grand nombre de gouttes d'eau, la puissance rétrodiffusée totale (P_r) sera :

$$P_r = \sum_i p_{ri} = \frac{C_1 L^2(r)}{r^4} \sum \sigma_i \quad i : \text{indice décrivant l'ensemble des gouttes d'eau.}$$

Si V est le volume de cette cible volumique, nous noterons

$$\eta = \frac{\sum \sigma_i}{V}$$

$$\text{et} \quad P_r = \frac{C_1 \cdot L^2(r) \cdot V}{r^4} \eta$$

et nous appellerons η : section moyenne de rétrodiffusion par unité de volume de la cible ou réflectivité radar de la cible

$$\text{or} \quad V = \frac{c\tau}{2} \Pi(r\theta)^2 \quad (\text{si } r\theta \ll r)$$

Nous obtenons ainsi l'équation du radar:

$$P_r = C_2 \frac{\eta}{r^2} \cdot L^2(r)$$

$$\text{avec} \quad \left\{ \begin{array}{l} C_2 = \frac{G^2 \cdot \lambda^2 \cdot c \cdot \tau \cdot \theta^2 \cdot P_e}{128\pi^2} \text{ constante du radar} \\ r : \text{distance radar cible} \\ L(r) : \text{facteur d'atténuation du train d'onde} \end{array} \right.$$

On admet généralement pour de faibles distances que l'atténuation reste négligeable, donc $L = 1$

II - RADAR METEOROLOGIQUE ET MESURE DES PRECIPITATIONS

1 - Réflectivité radar et intensité pluvieuse

a - Notion de réflectivité radar

Nous venons de relier la puissance réfléchiée en direction du radar à une quantité η , réflectivité radar de la cible.

Une deuxième étape va nous conduire sous certaines conditions à rapprocher réflectivité radar et intensité de la pluie.

En effet, si l'on admet que :

- les gouttes d'eau ont une forme sphérique,
- le diamètre des gouttes d'eau est petit devant la longueur d'onde du rayonnement (en pratique, $D/\lambda < 1/10$).

La section efficace d'une goutte d'eau (σ) est reliée à son diamètre par la loi d'approximation de Rayleigh (simplification d'une solution exacte complexe proposée par Mie).

Nous avons alors $\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} K^2 D^6$

soit pour une unité de volume

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} K^2 \sum_i D_i^6 \quad i : \text{indice décrivant l'ensemble des gouttes d'eau.}$$

avec - λ : longueur d'onde du rayonnement incident

- D_i : diamètre de la goutte i

- $K = \frac{\epsilon-1}{\epsilon+2}$ où ϵ est la constante diélectrique relative du milieu

constitutif de la particule. Pour l'eau, $\epsilon = 80$, donc $K^2 = 0,93$.

$Z = \sum D_i^6$ est appelé le facteur de réflectivité radar. Il s'exprime, par unité de volume en mm^6/m^3 . En pratique une échelle logarithmique est définie : le dBZ

avec
$$z \text{ (dBZ)} = 10 \log \frac{Z}{Z_0} \text{ et } Z_0 = 1 \text{ mm}^6/\text{m}^3$$

A titre d'exemple, 20 dBZ représentent environ 10 gouttes de 3 mm de diamètre par m^3 .

b - Principe de la mesure de précipitation

Si $N(D)$ est la loi de répartition du diamètre des gouttes d'eau dans la cible, Z prend la forme suivante :

$$Z = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^6 dD = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \text{ par extension}$$

Par ailleurs l'intensité de la pluie (R) est définie comme le volume d'eau traversant une surface donnée par unité de temps. Elle dépend donc de la vitesse de chute des gouttes d'eau, $v(D)$ fonction de leur diamètre et de la loi de répartition de ce dernier.

En l'absence de courant d'air ascendant, elle s'exprime :

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} D^3 v(D) N(D) dD$$

Sous les hypothèses complémentaires suivantes, Donnadieu et Lacour (10) ont relié les deux quantités Z et R :

- la répartition des gouttes d'eau est homogène dans le volume considéré
- l'intensité de la pluie est constante
- la vitesse de chute des gouttes d'eau est de la forme $v = kD^\alpha$
- la répartition des gouttes prend la forme $N(D) = N_0 \cdot e^{-\lambda D}$

où λ et N_0 sont des fonctions de l'intensité pluvieuse, donc constants dans notre cas.

Il vient alors :

$$\left\{ \begin{array}{l} \cdot Z = \int_0^{\infty} N_0 e^{-\lambda D} D^6 dD = \frac{N_0}{\lambda^7} \Gamma(7) \\ \cdot R = \int_0^{\infty} \frac{\pi}{6} D^3 k D^\alpha N_0 e^{-\lambda D} dD = N_0 \frac{\pi}{6} k \cdot \frac{1}{\lambda^{4+\alpha}} \cdot \Gamma(4+\alpha) \end{array} \right.$$

avec $\Gamma(x) = \int_0^{\infty} e^{-u} u^{x-1} du$, fonction gamma

En définitive

$$\boxed{Z = A \cdot R^b}$$

$$\text{avec } \left\{ \begin{array}{l} A = N_0 \Gamma(7) \left[\frac{6}{\pi} \cdot \frac{1}{N_0 k} \cdot \frac{1}{\Gamma(4+\alpha)} \right]^{\frac{7}{4+\alpha}} \\ b = \frac{7}{4+\alpha} \end{array} \right.$$

Il est donc possible d'établir une relation simple en apparence entre réflectivité radar (Z) et intensité de la pluie (R). Il apparaît toutefois :

- que cette relation n'est valable que sous des hypothèses strictes qui ne se rencontrent pas toujours dans le milieu naturel.
- que cette simplicité n'est effectivement qu'apparente puisque plusieurs paramètres sont des fonctions implicites de l'intensité de la pluie. Il semble donc qu'à une augmentation de cette intensité corresponde un accroissement de A et une diminution de b. Même si le lien réel existant entre ces deux variables n'est pas aussi formalisé que le laisse paraître la loi $Z = A \cdot R^b$, une estimation de l'intensité peut être déduite de la mesure de la puissance rétrodiffusée.

2 - Mesure des intensités à l'aide du radar météorologique

a - Relations expérimentales

Un grand nombre de travaux expérimentaux ont été entrepris depuis une trentaine d'années en vue d'évaluer les intensités de la pluie à l'aide du radar. Ils ont notamment porté sur l'identification des valeurs prises par les paramètres A et b de l'équation $Z = A \cdot R^b$ à partir de l'analyse de spectres granulométriques ou de la comparaison de mesures simultanées de réflectivités et d'intensités. Battan (3) recense ainsi plus d'une centaine de couples (A,b) proposés.

Sauvageot (24) rappelle les plus utilisés :

- précipitations stratiformes : $Z = 200 R^{1.6}$ loi de Marshall-Palmer
- précipitations convectives : $Z = 486 R^{1.37}$ loi de Jones,
- neige : $Z = 1780 R^{2.21}$ loi de Sekhon et Strivastava

...

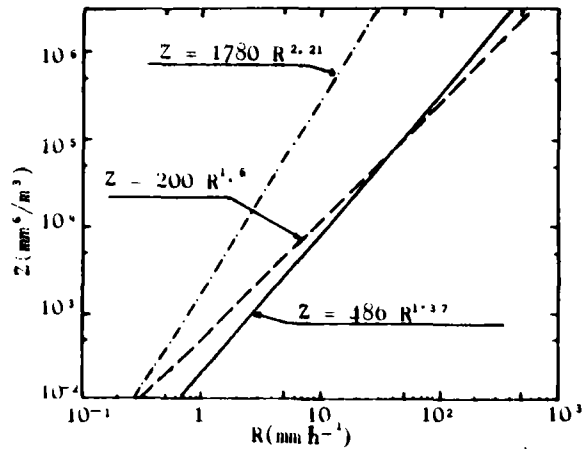


Figure 1.3 : Relations courantes entre réflectivités et intensités de la pluie - d'après Sauvageot.

La figure 1.3 montre toutefois que pour les intensités courantes les deux lois citées donnent des résultats assez proches. Pour sa part, Joss in (10) choisit une valeur de b constante et égale à 1,5 pour tous les types de pluies ; il prend en outre $A = 250$ pour les pluies stratiformes et $A = 500$ dans le cas de pluies orageuses.

Dans des conditions très spécifiques, tirs verticaux et prise en compte des mouvements d'air, Hauser et Amayenc (17) obtiennent au sein d'un orage convectif la relation $Z = 135 R^{1.58}$ avec un coefficient de corrélation de 0,99.

Sur un plan pratique, les paramètres de la loi sont choisis en fonction des caractéristiques de la zone pluvieuse en cours d'observation. Une estimation des intensités de la pluie est donc directement disponible.

b - Validité de la mesure

Des expérimentations ont permis de tester la validité de ces lois. Pour une zone géographique donnée, l'objectif poursuivi est de comparer la lame d'eau moyenne issue d'un réseau dense de pluviographes (G) et l'intensité moyenne déduite d'une exploration radar (R).

Brandes (31) a ainsi effectué cette démarche sur une zone géographique d'une superficie de 8 000 km² instrumentée par une vingtaine de pluviographes et située à une distance au radar comprise entre 45 km et 80 km. Les valeurs de réflectivités acquises à la fréquence d'une image toutes les cinq minutes ont été transformées en intensités par l'intermédiaire d'une loi de Marshall-Palmer ($Z = 200 R^{1.6}$).

Les résultats de l'observation de 14 orages de printemps révèlent un écart moyen $(\frac{100}{n} \% \cdot \sum_i \left| \frac{G_i - R_i}{R_i} \right|)$, n : nombre de séquences pluvieuses),

de 63 % entre l'intensité moyenne déduite du réseau pluviographique et celle évaluée à l'aide du radar.

Hildebrand (18) enregistre pour sa part, avec des pas de temps d'une heure, des écarts comparables, sinon supérieurs.

Hudlow et Arkell (19) mettent quant à eux en évidence l'influence des conditions d'utilisation du radar : fréquence d'auscultation, durée et surface d'intégration, sur les résultats obtenus avec le radar.

Les observations de Froment (12) -expérience Hydromet de la Météorologie Nationale- confirment les indications précédentes. Elles mettent également en évidence une augmentation des écarts :

- lorsque la distance au radar s'accroît,
- lorsqu'on s'attache à des comparaisons ponctuelles (et non plus intégrées en surface).

Ces quelques résultats confirmés par l'ensemble des documents consultés montrent clairement que l'utilisation du radar seul comme instrument de mesure des intensités pluvieuses est exclue. Toutefois, les estimations obtenues donnent un ordre de grandeur raisonnable des quantités réelles.

Mais nous verrons dans un prochain paragraphe qu'il est possible d'améliorer les performances du radar dans le domaine de la mesure des précipitations.

Au préalable, nous allons faire le tour des sources d'erreurs, de façon à éclaircir les résultats moyens obtenus par l'intermédiaire des lois $Z = AR^b$.

Remarquons que l'amélioration des techniques de mesure par radar est susceptible, à moyen terme, d'améliorer la qualité de l'estimation radar : radar à bipolarisation et mesure de la réflectivité différentielle (Seliga et Bringhi - 25).

III - SOURCES D'ERREURS DANS L'EVALUATION DES INTENSITES PAR RADAR

1 - Le radar

Le signal brut est tout d'abord filtré et amplifié, traitement qui introduit une déformation qui reste vraisemblablement limitée. La chaîne de numérisation est également susceptible d'accroître certaines incertitudes.

La puissance rétrodiffusée est reliée à la réflectivité radar par l'équation du radar dans laquelle intervient une valeur C_2 , constante d'étalonnage représentative des propriétés du radar (angle d'ouverture, gain d'antenne, puissance d'émission...). Or, cette constante peut fluctuer au cours du temps ou être modifiée passagèrement : Sauvageot cite la présence d'eau sur l'antenne qui

en modifie le gain. Le réétalonnage du radar s'effectue par émission en direction de l'antenne d'un signal aux propriétés connues.

Dans la plupart des cas, l'erreur introduite par le radar affecte tous les échos de façon constante, elle est donc susceptible d'être corrigée.

Au cours de l'expérience de l'été 1982, nous avons dans une première phase constaté une très forte surestimation des intensités. Un étalonnage de l'antenne pris en compte dans le calcul a considérablement réduit cet inconvénient.

2 - La cible : le milieu précipitant

La validité de relations de la forme $Z = AR^b$ est nous l'avons vu, conditionnée par des hypothèses strictes, parfois, sinon fréquemment, mises en défaut dans le milieu naturel.

- L'homogénéité de la cible est d'autant moins certaine que la distance au radar s'accroît, donc que le volume élémentaire de résolution augmente. La nature des précipitations influe également sur cette propriété de la cible. La variabilité spatiale à petite échelle des orages locaux à caractère convectif est beaucoup plus accentuée que celle des grandes perturbations frontales.

- Wilson (27) remarque que la distribution du diamètre des gouttes d'eau, très mal connue au cours d'une pluie donnée varie de plus dans l'espace et le temps. Il en déduit qu'il paraît très difficile de proposer a priori une loi $Z = AR^b$ adaptée. Dans le tableau ci-dessous, il rappelle les principaux phénomènes affectant les particules d'eau de la cible et leur conséquence sur les valeurs de A et b.

Processus affectant les gouttes d'eau	Influence		Effet si la relation $Z=AR^b$ n'est pas ajustée
	sur A	sur b	
évaporation	accroissement	diminution	surestimation
accrétion (croissance)	diminution	accroissement	sous-estimation
coalescence (regroupement)	accroissement	diminution	surestimation
fractionnement	diminution	diminution	sous-estimation

- L'approximation de Rayleigh est valable pour un rapport $D/\lambda < 0.1$ (D = diamètre de la goutte, λ : longueur d'onde incidente). Elle peut donc ne plus être vérifiée localement avec un radar de 5 cm. Il en est d'ailleurs de même de la forme supposée sphérique des gouttes d'eau.

- Enfin, la présence de particules de glace au sein de la cible modifie les lois de réflexion de l'énergie par changement de constante diélectrique.

3 - La représentativité de la mesure

La détection des précipitations à l'aide du radar suppose que le volume illuminé par le radar est représentatif de la quantité d'eau qui arrivera au sol. Cette hypothèse peut être mise en défaut.

- A mesure que l'on s'éloigne du radar, l'altitude du faisceau croît et sous le faisceau des modifications peuvent se produire : intensification des précipitations ou au contraire évaporation. Dans certains cas, le faisceau peut même se trouver au-dessus de la zone pluvieuse.

- Hildebrand (18) pour sa part note l'effet des vents horizontaux qui déplacent le point de chute des précipitations.

- Enfin, l'existence de mouvements ascendants, suffisante pour empêcher la chute des gouttes d'eau est parfois constatée.

A de faibles distances du radar, les échos de sol sont provoqués par la rencontre du faisceau avec des obstacles situés à terre. Ils sont donc assez aisés à détecter (voir figure 1.5).

4 - Le principe de la mesure

Nous rattachons à cette catégorie les erreurs provoquées par une modification des propriétés du faisceau incident :

- les masques dûs au relief derrière lesquels le radar devient aveugle en sont l'exemple.

- la propagation anormale ou exceptionnelle : à la suite de phénomènes atmosphériques la trajectoire du faisceau n'est plus rectiligne, les échos reçus peuvent alors provenir d'une zone totalement différente de celle visée. Par exemple, la variation d'indice de réfraction provoquée par une inversion de température entraîne une modification de la trajectoire du faisceau.

- l'atténuation de la puissance du faisceau : nous l'avons jusqu'ici considérée comme négligeable. Or, il arrive dans certains cas, derrière une cellule pluvieuse très intense entre autre, que l'énergie soit réduite de façon sensible et par conséquence les mesures faussées.

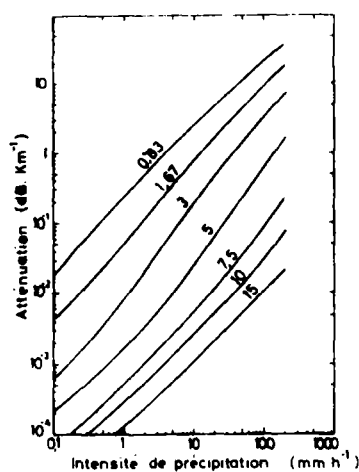


Figure 1.4 : Atténuation par la pluie calculée en fonction de l'intensité de précipitation pour diverses valeurs de la longueur d'onde pour un trajet. (d'après Medhurst, 1965). (tirée de Sauvageot)

Le rapide panorama relatif aux sources d'erreurs consécutives à l'utilisation du radar doit nous inciter à la prudence.

En effet, s'il en existe un certain nombre auxquelles on peut apporter une correction, d'autres telles que les échos de sol, pourront être détectées mais sans que l'on puisse s'y soustraire.

Certaines enfin seront difficiles à reconnaître, ce sont les plus dangereuses : propagation exceptionnelle ou modification des conditions de précipitation sous le faisceau. Dans ce dernier cas, la mise en oeuvre de procédures de correction risque d'accentuer l'erreur en la propageant à des portions d'image non concernées a priori.

La figure ci-dessous constitue un exemple, un peu anecdotique, d'échos de sol provoqués par les tours Eiffel et Montparnasse, situées à 20 km environ du radar.

Nous verrons dans le chapitre suivant (figure 2.14) un exemple de détection de précipitation par le radar sans que le pluviographe correspondant n'enregistre de pluie.

Ces importants échos de sol sont provoqués par les tours Eiffel et Montparnasse suffisamment élevées pour rencontrer le faisceau du radar.

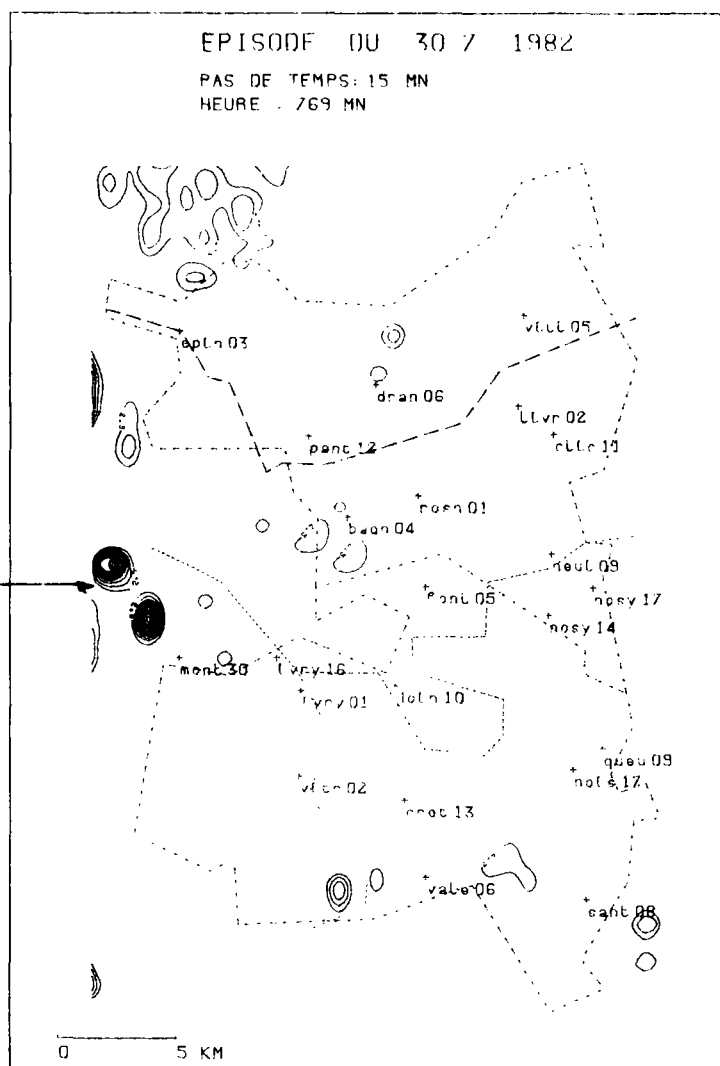


Figure 1.5 : Exemples d'échos de sol

IV - UTILISATION HYDROLOGIQUE DU RADAR METEOROLOGIQUE

1 - Intérêt de la calibration des images radar

Les précipitations constituent l'un des moteurs du cycle de l'eau et l'amélioration des méthodes de mesure reste un objectif important. Pour le satisfaire, nous disposons de deux outils :

- les pluviographes considérés comme de bons instruments de mesure ponctuelle. La mise en place de réseaux de pluviographes donne accès à une représentativité spatiale dont la qualité fluctue selon la densité des appareils, le relief, ou le pas de temps sur lequel la mesure est exploitée.

- le radar météorologique qui apporte, en termes de réflectivités, une information à caractère spatial sur les précipitations, information dont seul un ordre de grandeur peut être déduit immédiatement.

L'association radar pluviographes constitue un moyen séduisant de résoudre les difficultés de mesures, les pluviographes permettant de mieux choisir la relation $Z = AR^b$ et le radar fournissant la méthode d'interpolation spatiale. Cette association, dénommée calibration des images radar a été utilisée dès 1954 par Hirschfeld (Wilson 27).

Cette approche admet donc implicitement que la donnée pluviographique ponctuelle a une représentativité équivalente à la maille radar, indication volumique, qui la recouvre. Cette hypothèse sera pour le cas qui nous concerne discutée dans une partie ultérieure, mais plusieurs paramètres tels que le pas de temps d'intégration influent vraisemblablement sur sa validité.

Nous n'aborderons pas, dans ce paragraphe la description technique des méthodes de calibration qui sera précisée en deuxième partie, et nous nous limiterons ici à l'énoncé de la démarche la plus courante :

- l'une des lois moyennes citées, est utilisée pour transformer les réflectivités en estimation d'intensités pluvieuses (IR)
- l'existence de plusieurs données au sol (IP) donne un ensemble de comparaisons ponctuelles en termes de facteurs de correction ($f_c = IP/IR$) valeurs utilisées pour corriger l'estimation initiale.

On remarque donc qu'il s'agit d'une modification indirecte de la valeur du paramètre A, b restant constant.

- Dans l'hypothèse où A est invariant sur une image, un facteur de correction moyen, issu des comparaisons ponctuelles, est utilisé.
- Si au contraire, on admet la variabilité spatiale du facteur de correction, la procédure de calibration se ramène à un problème d'interpolation appliqué aux facteurs de correction ponctuels.

2 - Utilisation hydrologique des images radar corrigées

L'intérêt de l'utilisation conjointe d'images radar et de pluviographes a été testé dans diverses situations. Dans tous les cas, la solution de référence est représentée par un réseau dense de pluviographes.

Il s'avère généralement que l'association radar-pluviographes apporte une nette amélioration par rapport à l'utilisation du radar seul.

a - Evaluation de lames d'eau moyennes

Il s'agit de la détermination de l'intensité moyenne de la pluie sur une zone géographique au cours d'une séquence pluvieuse. Les études consacrées à ce problème s'intéressent à de vastes superficies, plusieurs milliers de kilomètres carrés, Wilson (27) en a effectué une rapide synthèse. La qualité des résultats obtenus dépend naturellement de plusieurs paramètres : caractéristiques du radar, fréquence d'auscultation, densité des pluviographes calibreurs. Les écarts constatés lors d'une utilisation du radar sans correction, de l'ordre de 45 % à 55 % par rapport à la valeur supposée exacte sont ramenés, après calibration à des niveaux beaucoup plus faibles : 15 % à 25 % selon les expériences et les méthodes choisies.

Cet auteur s'accorde avec Hildebrand (18) pour estimer que l'apport du radar est significatif tant que la densité du réseau pluviographique n'excède pas un appareil pour 250 à 300 km².

b - Expérience du "Dee Weather Radar Project" (8)

Cette expérience s'est déroulée en Grande-Bretagne durant les années 70. Elle a été consacrée à l'évaluation de l'intérêt des mesures de précipitations par radar dans le cadre d'un système d'annonce et de prévision de crues. Un bassin versant de 1 000 km² a été instrumenté à titre de référence, au moyen de 62 pluviographes, le radar se situant pour sa part à une cinquantaine de kilomètres du centre de cette zone.

Le calibrage des images radar a fait l'objet d'une étude de sensibilité qui a permis de tester l'influence des divers paramètres participant à la définition des conditions d'exploitation du radar.

Pour une densité de calibrage faible : un seul appareil au centre du bassin, Collier (5) a ainsi montré les rôles respectifs de la période d'intégration et de la superficie sur laquelle l'intensité moyenne de précipitations était évaluée. Les résultats obtenus, résumés par la courbe ci-dessous, confirment que la qualité d'estimation se dégrade avec la diminution de ces deux paramètres.

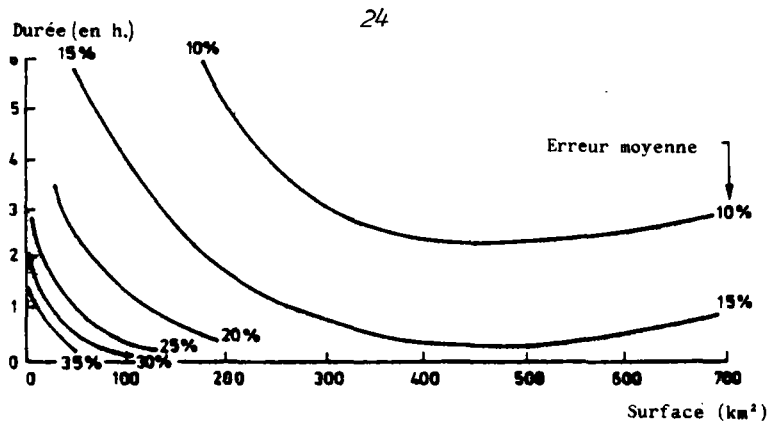


Figure 1.6 : Influence de la durée d'intégration et de la superficie sur la qualité d'estimation radar.

La densité des pluviographes calibreurs joue également un rôle dans la qualité de l'estimation des précipitations à l'aide du radar.

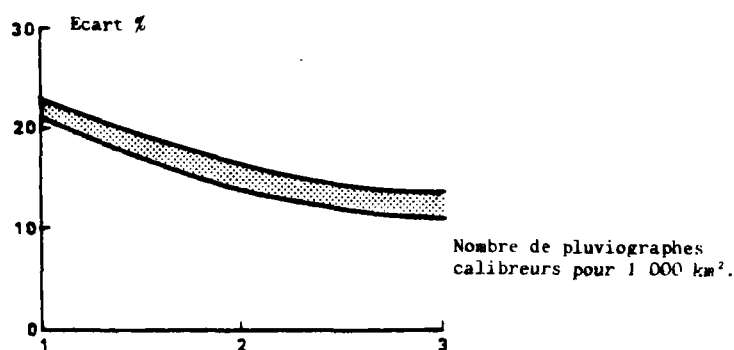


Figure 1.7 : Influence de la densité de calibration sur la précision de la mesure.

Pour leur part, Harrold et al.(15) ont évalué le nombre de pluviographes requis pour obtenir sur un pas de temps horaire la même efficacité que le radar calibré. Ils montrent ainsi que pour des pluies d'averse, ce dernier donne des résultats équivalents à une densité d'enregistreurs de l'ordre de 1 pour 37 km² à 1 pour 62 km² ; pour des pluies stratiformes, la densité comparable est de 1 pour 100 km².

Ces auteurs confirment également que la diminution de la fréquence d'auscultation du radar se traduit par une dégradation de l'estimation radar.

Cette expérience conclut à l'intérêt technique, mais également économique, de l'utilisation conjointe d'un radar et d'un réseau pluviographique pour des bassins versants de superficie supérieure à 3 000 km².

c - Autres expériences

Anderl et al.(1) ont proposé d'utiliser les données issues d'images radar pour améliorer la gestion d'un barrage écrêteur de crues. Ils montrent que les intensités de pluies déduites d'une mesure radar corrigée permettent une simulation correcte des hydrogrammes d'apport à cet ouvrage.

Greene (14) présente une expérience intégrant les images radar à un système de prévision de crues et détaille les exemples où cet instrument permet d'amé-

liorer la qualité de la prévision des débits. Tetzloff (26) paraît, quant à lui plus circonspect quant à l'intérêt du radar pour atteindre un tel objectif.

Collier et al.(5) décrivent un projet très complet visant à fournir, en temps réel et à l'aide du radar une estimation des précipitations destinée à être utilisée dans un système opérationnel de prévision hydrologique.

Barge et Humphries (2) quant à eux, insistent sur l'intérêt que présente le radar pour surveiller et détecter les précipitations sur un bassin versant qui n'est pas instrumenté par un réseau de mesures dense.

Doneaud et al.(9) préconisent une approche originale pour estimer les précipitations provoquées par des orages convectifs. Ils utilisent l'idée selon laquelle l'intensité de pluie produite par une cellule convective est reliée à sa taille et à sa durée de vie. La surveillance radar d'une zone géographique permet alors d'affecter à chaque orage un indice noté IRC exprimé en km^2/heure : $\text{IRC} = \sum_i A_i \cdot \Delta t_i$, i étant étendu à l'ensemble des mailles radar où une pluie a été détectée durant le temps Δt_i . Ils montrent que cet indice de durée peut être convenablement relié au volume total d'eau produit par une averse.

Riley et Austin (23) étudient quant à eux les gradients d'intensité de la pluie à l'aide d'images radar.

Frédéric et al.(11) ont utilisé les images radar pour préciser le coefficient d'abattement des précipitations : rapport entre l'intensité moyenne sur une surface et l'intensité ponctuelle de même occurrence.

L'intérêt du radar en hydrologie urbaine, pour améliorer la connaissance des précipitations, a été abordé par Huff et Towery (20) dans le district urbain de Chicago. Ces auteurs s'intéressent à des lames d'eau moyennes sur de vastes superficies, en adoptant un pas de temps de 30 minutes, et ne travaillent pas à l'échelle de la maille radar.

L'aperçu rapide de quelques études confirme donc l'intérêt porté à une utilisation hydrologique du radar météorologique, à des échelles d'espace et de temps toutefois différentes des besoins de l'hydrologie urbaine, thème qui nous préoccupe plus particulièrement.

V - LE RADAR RODIN

Le paragraphe a pour objet de préciser les caractéristiques techniques du radar Rodin, développé par Thomson pour le compte de la Météorologie Nationale et utilisé pour la campagne de mesures de l'été 1982 que nous décrirons dans le chapitre suivant. Les renseignements sont issus de David (6). Certains d'entre eux ont d'ailleurs déjà été cités à titre d'exemple dans ce chapitre.

1 - Caractéristiques

a - Antenne

- diamètre de l'antenne : 3 m.
- vitesse de rotation : 1 tour en 72 s. ou 1 tour en 144 s, avec une tolérance de 10 %.

- gain de l'antenne : 40 dB.
- ouverture du faisceau à 3 dB :

Dans la pratique, il n'est pas possible de rayonner la totalité de l'énergie dans une direction donnée et une antenne se caractérise par son diagramme d'émission (figure ci-contre) qui donne l'intensité du signal dans une direction définie par son angle avec l'axe de l'antenne.

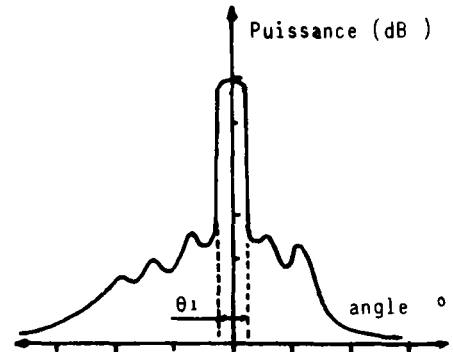


Figure 1.8 : Diagramme d'émission de l'antenne.

L'ouverture du faisceau à 3 dB est constituée par la zone angulaire (θ_1) à l'intérieur de laquelle l'intensité du signal est supérieure à 50 % de l'intensité maximale. Sauvageot note que cette tranche concentre environ 80 % de l'énergie totale.

Pour le radar Rodin, cette ouverture est de 1.3°

b - Emetteur

- fréquence d'émission : 5,6 GHz soit une longueur d'onde de 5,23 cm
- puissance crête du signal : 250 kW
- durée d'une impulsion : 2 μ s
- fréquence de répétition des impulsions : 330 Hz

c - Récepteur

- facteur du bruit introduit par la chaîne de réception ≤ 7 dBZ
- seuil de détection : 8 dBZ à 100 km
- dynamique du signal autorisée par l'amplificateur logarithmique : 70 dB
- correction incorporée de l'effet distance ($\frac{1}{r^2}$) de 5 km à 100 km.

d - Traitement du signal

Ce signal est numérisé dans des cellules en coordonnées polaires. La valeur résultante dans chacune de ces cellules est déduite de la moyenne de

64 tirs consécutifs dans la même direction. Un filtre récursif permet de réévaluer la moyenne au fur et à mesure de la succession des tirs évitant ainsi tout stockage de données. Il est également possible de faire varier la résolution définitive : de 200 à 3 200 m en profondeur et $0,7^\circ$ à $2,8^\circ$ en ouverture.

Les coordonnées de chaque cellule permettent la localisation géographique et l'établissement de sa correspondance à une maille cartésienne. Toutefois, lorsque plusieurs cellules sont affectées à la même maille, à courte distance notamment, il n'est pas effectuée de moyenne sur ces valeurs. Pour éviter le stockage des données, seule la dernière cellule affectée à une maille est alors prise en compte comme valeur représentative.

EXPERIENCE DE L'ETE 1982

Durant les mois de juillet et août 1982, la Météorologie Nationale-CTM de Trappes- a assuré la couverture radar à l'annonce et en présence de précipitations des départements de Seine Saint Denis et du Val de Marne. Cette zone géographique couvre une superficie de 480 km² à l'Est du Radar Rodin utilisé à cet effet. Sa distance au radar est comprise entre 22 km pour le point le plus proche et 50 km environ pour le point le plus éloigné.

L'altitude du Radar, 160 m, reste voisine de l'altitude des deux départements (comprise entre 80 m et 100 m) qui sont en outre dépourvus de relief notable.

Les Services Départementaux de Seine Saint Denis et du Val de Marne gèrent un parc d'enregistreurs pluviographiques regroupant 22 appareils en fonctionnement à cette date. Des bassins versants de superficies variées sont jaugés au moyen de limnigraphes enregistreurs.

Plusieurs séquences pluvieuses d'origines météorologiques diverses ont ainsi pu être suivies grâce à cet ensemble d'appareils de mesure.

Les données recueillies serviront de base à l'évaluation de la capacité du radar météorologique à mesurer les intensités de la pluie sur de courts pas de temps. Ce thème sera développé dans la deuxième partie de ce rapport.

Après avoir décrit cette campagne expérimentale, nous nous attacherons dans ce chapitre à critiquer les données recueillies.

I - DESCRIPTION DE L'EXPERIENCE ET DONNEES RECUEILLIES

1 - Instrumentation

Nous ne prendrons pas en compte dans ce paragraphe le jaugeage des bassins versants qui sera évoqué ultérieurement.

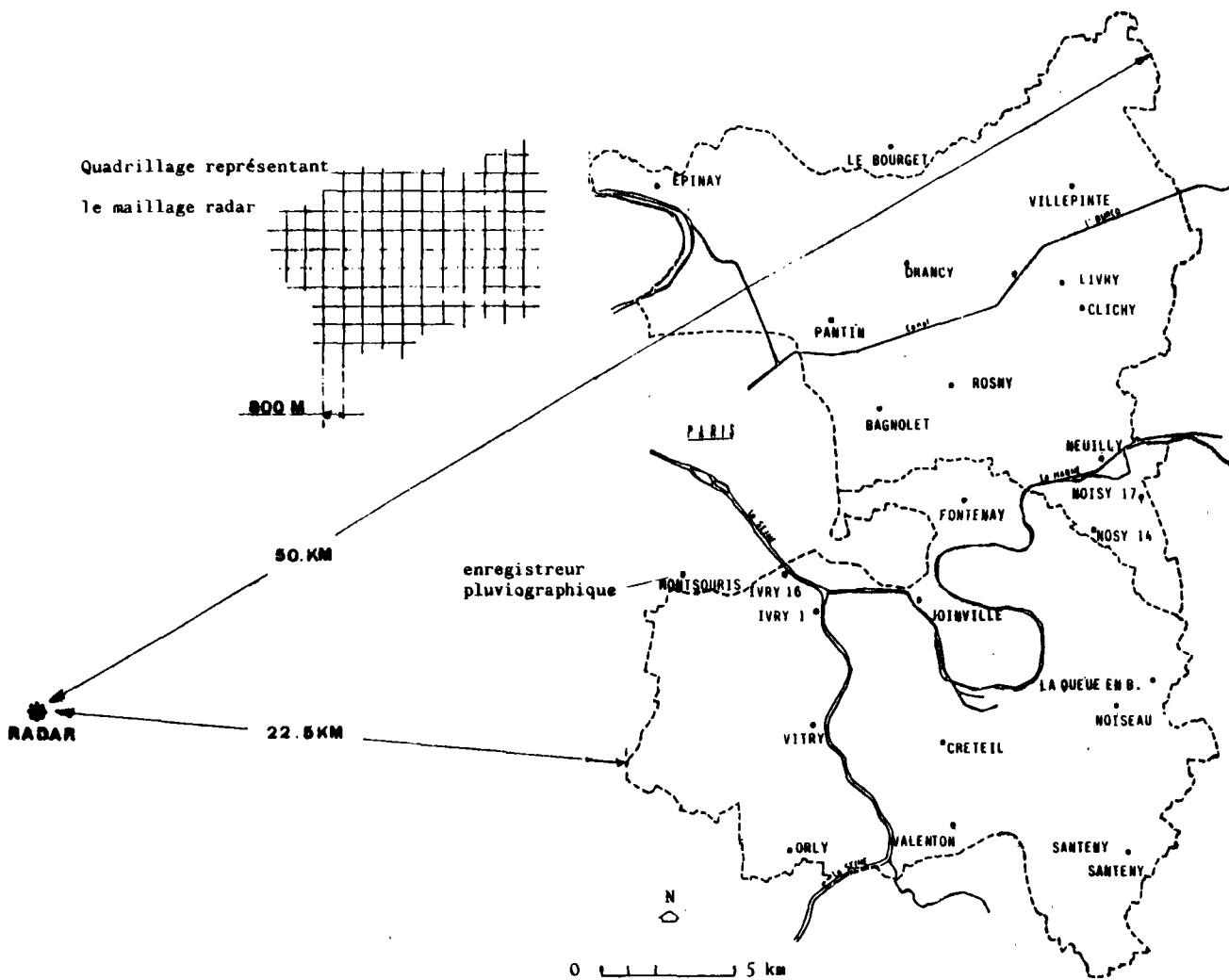


Figure 2.1 : Présentation de la zone d'étude.

a - Les pluviographes

La répartition des 22 appareils sur la zone d'étude est assez régulière. La distance moyenne entre les appareils voisins est de l'ordre de 4,5 à 5 km (avec une dispersion de 2,5 km environ). Tous les appareils sont à augets basculeurs à enregistrement graphique.

Les 11 appareils de la Seine-Saint-Denis sont des R5.302 de Précis-Mécanique et présentent donc, pour une surface de captation de 2 000 cm², un contenu d'auget de 0,1 mm. L'alésage du cône de réception a été porté à 3,5 mm de façon à ne pas écrêter les intensités élevées. La vitesse de déroulement de l'enregistreur graphique : 20 mm/h permet donc une précision théorique de l'ordre de 1 mn 30 s dans le relevé des basculements.

Les 10 appareils mis en oeuvre dans le Val de Marne sont de deux types : R5.302 de Précis Mécanique ou Transducteur de ce même fabricant. La surface de captation de ce dernier : 1 000 cm² se traduit par un contenu d'auget de 0,2 mm. L'alésage des cônes de réception qui n'a pas été modifié est donc respectivement de 2 mm et 3,5 mm pour chaque type d'appareil. Dans les deux cas, la vitesse de déroulement du papier est de 30 mm/h, elle permet donc d'apprécier la minute.

Nous avons adjoint à ces appareils les données de la station de Paris-Montsouris qui sont issues d'un Transducteur avec une vitesse de déroulement de 15 mm/h et du pluviographe à intensité Richard.

b - Le radar

Les principales caractéristiques du radar ont été décrites dans le chapitre précédent. Il a été exploité au cours de cet été dans les conditions suivantes :

- un angle de site de 0,5° a été retenu de façon à sonder les basses couches de l'atmosphère,
- la taille de la maille, résolution spatiale des images radar est de 800 m de côté,
- une vitesse de rotation de 1 tour toutes les 72 secondes a été choisie.

Remarquons toutefois que les images disponibles ne correspondent pas à cette fréquence. En effet les données acquises par le radar sont stockées

dans une mémoire dont le rafraîchissement est continu. Mais le transfert du contenu de cette mémoire sur bande magnétique, continu également, s'effectue moins rapidement et ne peut être terminé pendant la durée d'un tour d'antenne. En définitive, un enregistrement toutes les 110 secondes est disponible en moyenne. Ce décalage se traduit par ailleurs par une incertitude d'un tour, soit une minute environ, sur l'instant de la mesure en chaque point.

c - Conditions de déroulement

Les positions relatives du radar et de la zone d'étude nous placent, vis-à-vis des sources d'erreurs décrites au chapitre précédent, dans une situation favorable.

En effet, du fait de l'absence de relief un angle de site faible a pu être conservé. La distance minimale de 20 km entre le radar et la zone d'étude paraît suffisante pour limiter le risque d'échos de sol.

L'altitude de l'axe du faisceau au droit des deux départements n'excède donc pas 600 m, elle est en moyenne de 400 m. Les risques de modification des précipitations entre le faisceau et le sol paraissent donc réduits, laissant ainsi espérer une représentativité correcte de la mesure.

En outre, à cette distance, le volume de résolution élémentaire du radar est relativement petit. L'hypothèse d'homogénéité des précipitations sera donc plus aisément satisfaite.

Enfin les risques d'erreur consécutifs à l'atténuation du faisceau par l'atmosphère ou à la traversée d'une région pluvieuse sont limités du fait de la proximité du radar et de la zone d'étude.

La principale difficulté a été d'assurer la synchronisation dans le temps entre les pluviographes et avec le radar. Ce point est d'autant plus important que le pas de temps d'interprétation diminue. Il a été convenu d'utiliser l'horloge parlante comme référence de temps commune à la mise en route du radar et au recalage en temps des pluviographes. Pour réduire l'incertitude consécutive à la dérive des enregistreurs graphiques, et dans la mesure du possible, un repère de temps a été porté sur chaque bande pluviographique juste avant et/ou immédiatement après une séquence plu-

vieuse intéressante. Nous verrons que malgré toutes ces précautions des doutes subsistent encore. Les prochaines expérimentations de ce type devront nécessairement bénéficier d'un rapatriement des mesures pluviographiques à un site central ou d'une synchronisation irréprochable de façon à lever toute ambiguïté.

Le dépouillement de l'ensemble des données pluviographiques a été effectué sur une table à digitaliser.

Le contrôle régulier des enregistreurs entraîné par ces précautions a contribué à réduire les défaillances d'appareils qui n'ont jamais concerné plus de deux ou trois pluviographes par séquence pluvieuse.

Le radar de Trappes, qui n'est pas utilisé de façon opérationnelle par la Météorologie Nationale ne dispose pas d'une alimentation électrique autonome. Sa vulnérabilité aux micro-coupures du secteur, fréquentes par temps d'orage, s'est traduite par des arrêts en cours d'enregistrement de plusieurs séquences pluvieuses.

2 - Les données collectées

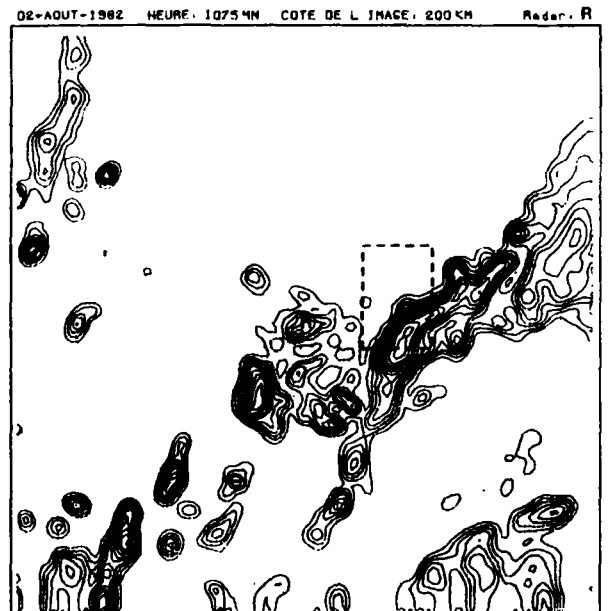
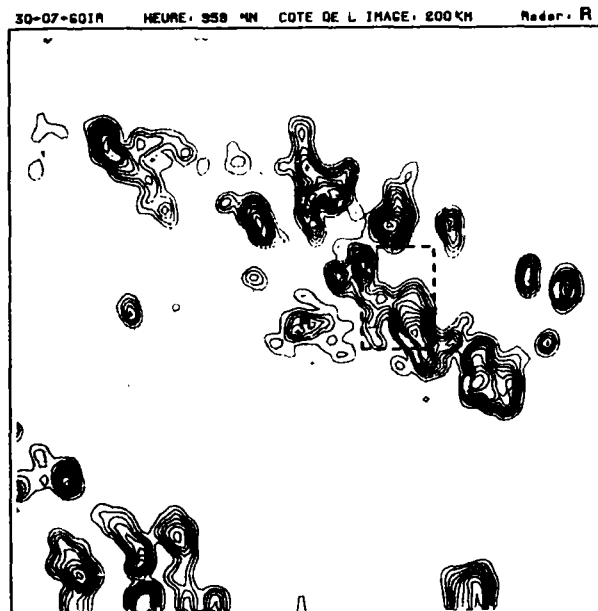
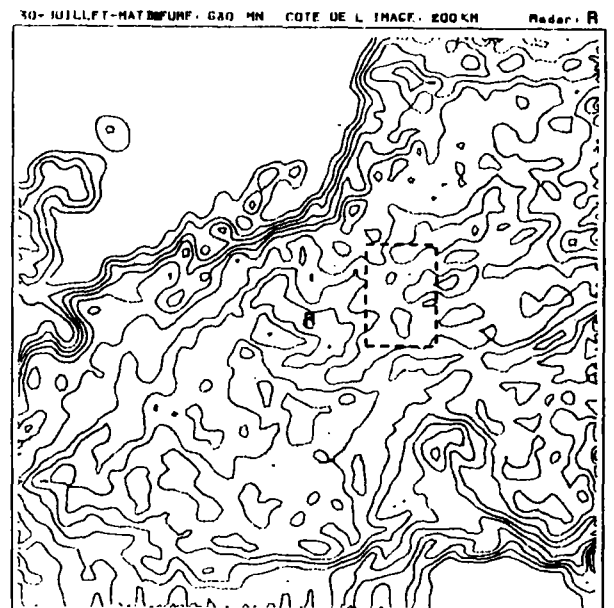
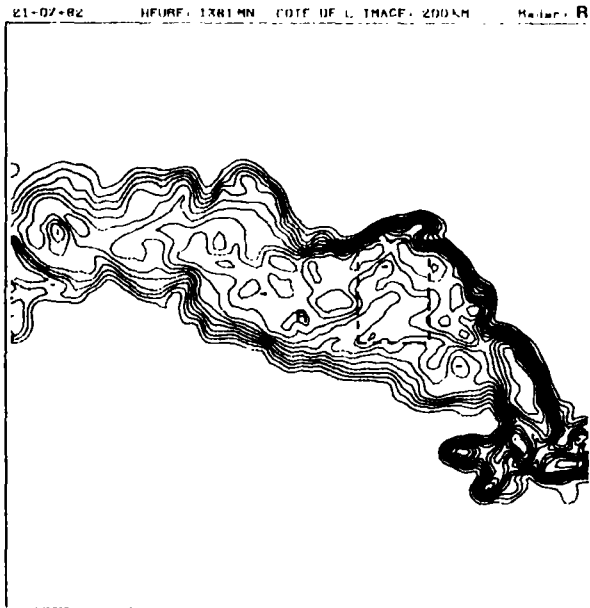
Cette période de deux mois a connu six épisodes pluvieux d'importance diverse. Pour deux d'entre eux, nuit du 2 au 3 juillet, et nuit du 13 au 14 juillet, les coupures d'enregistrement au cours des précipitations sont suffisamment longues pour que l'exploitation des données devienne sans grand intérêt.

Les autres séquences ont fait l'objet d'une saisie satisfaisante. Nous disposons donc de quatre épisodes pluvieux exploitables, soit au total une quinzaine d'heures d'enregistrement. La faiblesse numérique de cet échantillonnage est en partie compensée par la diversité des situations météorologiques qui le constitue. Cette diversité est illustrée par la figure 2.2 qui représente une image radar -à l'aide de courbes isoréfectivités- pour chaque séquence pluvieuse.

- Nuit du 21 au 22 juillet

Cette séquence pluvieuse correspond à un important orage de vastes dimensions se déplaçant d'Ouest en Est à une vitesse voisine de 30 km/h. Pour une durée de pluie de l'ordre de 4 h environ, les hauteurs d'eau atteintes sur la zone d'étude varient de 30 mm à 45 mm. L'importance des précipitations en fait donc tout son intérêt. Le suivi de la première heure de pluie a malheureusement été perturbé par des coupures radar. Nous disposons malgré tout de plusieurs heures d'enregistrement ininterrompu.

...



Les courbes d'isonéfectivités sont tracées tous les 5 dBZ. Chaque image représente un carré de 200 km de côté et la zone en pointillé englobe les deux départements couverts par le réseau de mesure.

Figure 2.2 : Développement spatial des quatre séquences pluvieuses enregistrées durant l'été 1982.

- 30 juillet matin

Très différente de la précédente, cette pluie est la traduction du passage d'un front chaud qui donne lieu à des intensités régulières de deux à trois heures de durée ; les hauteurs d'eau précipitées atteignent environ sept millimètres. Nous disposons ici d'un exemple de situation devant laquelle la gestion automatisée est orientée en direction de la limitation des rejets polluants au milieu naturel et tend donc à maximiser les volumes stockés en début de pluie.

- 30 juillet après-midi

Nous l'avons distingué de la matinée du fait du caractère différent de son origine météorologique. Le passage du front chaud est suivi durant l'après-midi et la soirée de l'apparition d'un grand nombre de cellules convectives à caractère local, certaines se déplaçant en se déformant, d'autres ne bougeant pas. La zone d'étude est touchée successivement par plusieurs d'entre elles.

- 2 août

Les précipitations sont provoquées par des orages locaux d'origine convective et leurs caractéristiques semblent assez proches des précédentes. Les hauteurs d'eautotales atteintes varient de 2 mm à 25 mm.

L'intérêt des deux dernières séquences pluvieuses réside dans leur très grande variabilité dans l'espace et le temps. La brève durée de la pluie qui n'excède jamais une heure, constitue toutefois un handicap dans l'analyse de ces précipitations.

- Remarques

Aucun événement pluvieux d'importance rare ne figure parmi les pluies enregistrées. Avec une lame d'eau précipitée moyenne de 30 mm en 5 heures, la séquence du 21 juillet a une période de retour voisine de 2 ans, en notant une pointe locale à Valenton de fréquence decennale (45 mm d'eau en quatre heures). Prenons en compte des durées plus courtes : 15 minutes en particulier pour laquelle l'intensité d'une période de retour d'un an se situe à 32 mm/h à Paris-Montsouris. Cette valeur est atteinte en 6 stations de mesure le 21 juillet et à 5 reprises durant les deux orages locaux du 30 juillet au soir et du 2 août ; lors de ces deux orages se distinguent les intensités maximales à Pant 12 (69 mm/h) le 30 juillet et Cret 13 (72 mm/h) le 2 août.

II - CRITIQUE DES DONNEES RECUEILLIES

Outre les problèmes relatifs au fonctionnement des appareils, la principale difficulté de cet exercice est de s'assurer de la bonne synchronisation en temps de l'ensemble des appareils. Nous avons une connaissance très imparfaite de la variabilité spatiale des précipitations pour des pas de temps courts. Il est donc exclu de se baser sur des critères statistiques pour accepter ou rejeter en un poste de mesure une série de données qui s'écarterait trop des postes voisins. La tentation est alors grande de valider réciproquement les mesures pluviographiques et les mesures radar au moyen d'une approche simple : concordance des heures de début ou de fin de pluie, des heures d'intensité maximale, ou de la forme des courbes. Cette approche qui en tout état de cause résulte d'une comparaison visuelle difficile à quantifier reste subjective. Dans la mesure où la transformation des réflectivités radar en intensités de la pluie peut se heurter, nous l'avons vu, à certaines difficultés, la valeur de cette démarche n'est que très relative.

1 - Les mesures pluviographiques

La figure 2.4 regroupe pour chaque point de mesure ayant fonctionné les renseignements suivants : hauteur d'eau précipitée, heure de début et durée des précipitations. Le classement des stations, du Nord au Sud, rend d'une certaine façon compte des proximités. Elle traduit la forte hétérogénéité des pluies convectives à caractère local et la régularité de la pluie d'origine frontale. La progression Sud-Nord de la zone pluvieuse constatée par le radar est confirmée par l'évolution des heures de début pour le 30 juillet au matin et le 2 août, ce qui est concordant avec l'observation des images radar.

Nous nous limiterons dans ce paragraphe aux éventuelles erreurs de mesure des pluviographes en distinguant deux origines principales : l'effet du vent et la représentativité des fortes intensités.

a - Effet du vent

Misme (21) a quantifié l'évolution du pouvoir de captation du pluviographe en fonction de la vitesse du vent, les pertes étant consécutives aux turbulences introduites par la présence de l'appareil.

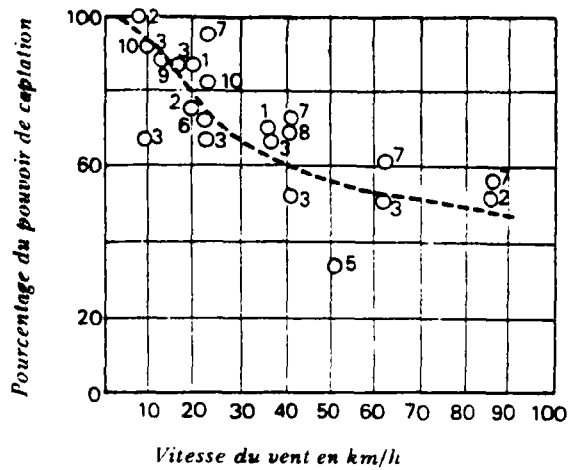


Figure 2.3 : Relation générale entre le pouvoir de captation et la vitesse du vent.

Nous disposons des mesures de vitesse de vent au sol effectuées à la station météorologique d'Orly située dans la partie Sud-Ouest de la zone d'étude.

Cette indication peut être considérée comme représentative pour les précipitations du 21/07 et du 30/07 matin dont l'échelle est beaucoup plus large que notre surface d'intérêt. Il n'en est naturellement pas de même pour les pluies à caractère local.

Le tableau ci-dessous, indique pour 3 séquences pluvieuses la valeur enregistrée du vent maximal moyen (pendant 10 mn) et une estimation du vent moyen pendant la durée de la pluie issue des relevés horaires des observateurs.

Date	21/07	30/07 M	30/07 S
vent maximal moyen km/h	25	12	25
vent moyen km/h	20	7	20

Si le déficit de captation dû au vent paraît négligeable pour la pluie d'origine frontale, il peut atteindre une valeur voisine de 15 % lors de celle du 21 juillet. Cet ordre de grandeur reste également plausible dans le cas des deux séquences pluvieuses convectives à caractère local.

b - Les erreurs de mesure pluviographique

En fonctionnement normal, les incertitudes de mesure sont relatives à l'écart existant entre l'intensité réceptionnée dans le cône et celle prise en compte par l'enregistreur :

- la mise en charge du cône est susceptible de se produire pour les fortes intensités ; elle contribue à les écrêter au niveau de l'enregistrement. Le constructeur donne des intensités de pluie admissibles, par les appareils : 50 mm/h pour le R5.302 alésé à 2 mm, soit environ 120 mm/h pour un alésage à 3,5 mm et 210 mm/h pour le modèle Transducteur.

- le surremplissage des augets : pendant le temps du basculement, l'eau qui continue à s'écouler du cône n'est pas prise en compte. Les intensités sont ainsi sous-estimées.

Une méthode de correction de cette dernière erreur a été préconisée par Oberlin(22).

Pour un pluviographe donné, il propose de définir une courbe d'étalonnage $I_v = f(I_r)$ avec I_v : intensité vraie et I_r : intensité mesurée. Des essais sur plusieurs appareils ont montré que cette courbe prenait la forme d'un arc de parabole.

Un appareil se caractérise alors par son intensité d'équilibre I_e , valeur pour laquelle $I_v = I_r$ et qui détermine l'allure de la courbe.

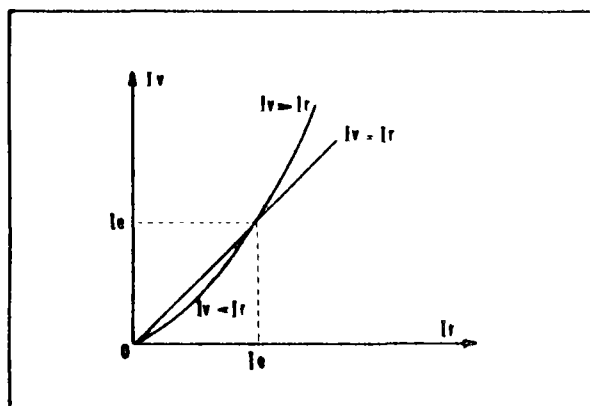


Figure 2.5 : Courbe d'étalonnage d'un pluviographe.

Il en déduit donc, pour le pluviographe R5.302 un réseau de courbes d'étalonnages déterminées par la valeur de I_e .

Dans le cas qui nous concerne, il n'était pas envisageable d'étalonner l'ensemble des appareils. Mais une estimation de l'incertitude de mesure reste possible.

En effet prenons en compte l'enveloppe des courbes d'étalonnage, définie par des valeurs extrêmes de I_e [5 mm/h, 100 mm/h]. Il apparaît que pour les intensités de pluie inférieures à 50 mm/h, cette incertitude n'excède jamais 10 %.

Le graphique ci-dessous (fig.2.6) représente la répartition des intensités de la pluie, sur un pas de temps de 5 mn, en prenant en compte la totalité des séquences pluvieuses enregistrées. Il confirme que la proportion des valeurs supérieures à 50 mm/h reste très faible sur l'ensemble des données.

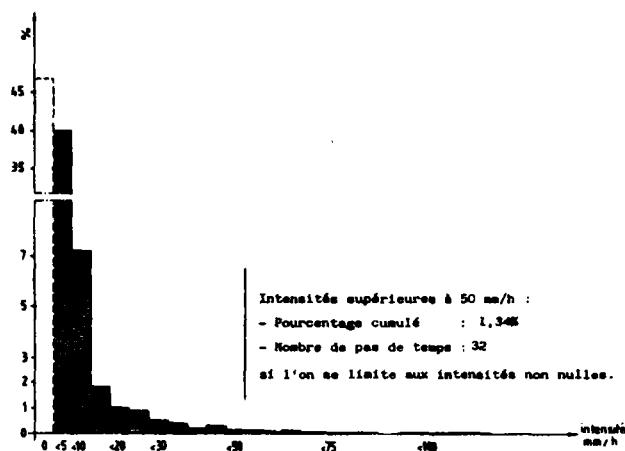


Figure 2.6 : Répartition des intensités - pas de temps 5 mn.

Les risques d'erreur par mise en charge du cône du pluviographe nous paraissent donc réduits.

En conclusion, l'incertitude de mesure pluviographique pour la pluie du 30 juillet au matin ne doit pas excéder 10 %. Pour la séquence du 21 juillet, la présence de vent entraîne certainement une sous-estimation de l'ordre de 10 à 15 % des valeurs mesurées, à laquelle s'adjoint l'incertitude de mesure. Il est vraisemblable que l'incertitude relative aux pluies convectives à caractère local se rapproche de cette dernière.

2 - Les mesures radar

Des perspectives relativement proches d'utilisation des données radar en hydrologie opérationnelle se font jour. L'exploitation de cette nouvelle information devra être précédée de sa validation. Les méthodes issues des techniques de traitement d'images sont susceptibles de fournir des solutions à ce problème.

Ce paragraphe se limitera toutefois à l'évocation de quelques sources d'incertitudes et leurs conséquences à travers quelques exemples. Nous distinguerons par la suite l'incertitude de mesure qui intègre l'influence de la numérisation des images, le problème des échos de sol ou douteux et enfin l'instabilité des images successives. Pour terminer, nous préciserons la démarche utilisée pour passer d'une série d'images à une information utilisable en termes de réflectivités sur un pas de temps. Nous en resterons à une approche très qualitative. En effet, nous ne disposons pas à ce stade d'éléments permettant de préciser l'ampleur des incertitudes relatives à la mesure radar.

a - l'incertitude de mesure

Les incertitudes sur la connaissance des paramètres du radar (gain de l'antenne, puissance d'élimination, angle d'ouverture...) ajoutent leurs effets à l'influence de la chaîne de traitement du signal. David a chiffré cette incertitude résultante sur les réflectivités à une valeur de l'ordre de 3 dBZ pour le radar Rodin. (La gamme de mesure s'étendant de 0 à 62 dBZ). Si la transformation des réflectivités (Z) suit une loi de Marshall-Palmer, la bande d'incertitude sur les réflectivités $[Z-3 ; Z+3]$ devient en termes d'intensités de la pluie (R) $[0,65 \times R, 1,54 \times R]$; son importance croît donc considérablement mettant ainsi en évidence l'influence négative du changement d'unités.

Par ailleurs, les images issues du radar Rodin sont codées sur 16 niveaux de réflectivités, dont un niveau de non-détection et un niveau supérieur de saturation de l'amplificateur. Nous n'avons aucune indication sur les conséquences de ce codage mais il contribue vraisemblablement à accroître l'incertitude sur la mesure des réflectivités. Le tableau ci-dessous développe l'exemple précédent en établissant la correspondance entre les niveaux de réflectivité et l'intensité de la pluie. La ligne inférieure prend en compte l'étalonnage du radar de Trappes qui a conduit nous l'avons vu à déduire 6 dBZ aux mesures de l'été 1982.

Numérisation en 16 niveaux et réflectivités correspondantes																
Niveaux	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Réflectivités	8	13	17	21	25	29	33	36	40	44	48	52	56	59	62	
Intensités d'après la loi $Z = 200 R^{1/6}$																
Intensités mm/h	0.1	0.25	0.4	0.75	1.33	2.4	4.2	6.5	11.5	20.5	36.5	64.8	115.	177.	273.	
Intensités après la soustraction de 6 dBZ																
Intensités mm/h	0.05	0.1	0.18	0.32	0.56	1	1.78	2.7	4.9	8.6	15.4	27.3	48.6	75.	115.	

Tableau 2.7 : Discretisation des réflectivités en 16 niveaux et intervalles correspondants sur les intensités.

L'ensemble des intensités courantes et fortes, intéressantes hydrologiquement (supérieures à 0,5 mm/h) est couverte pour notre cas par 11 valeurs numériques. De plus, l'étendue de chaque niveau s'accroît lorsque les intensités augmentent : l'incertitude de mesure est donc d'autant plus forte que l'intensité de la pluie est élevée.

Une numérisation de ce type paraît donc mal adaptée à une utilisation hydrologique. Il semble souhaitable d'augmenter le nombre de niveaux de réflectivités issus du radar. Dans le cas où des contraintes de stockage ou de rapidité de transfert d'image entreraient en jeu, il serait pour le moins nécessaire d'étudier une nouvelle répartition des 16 niveaux du codage numérique qui prenne mieux en compte les valeurs moyennes et élevées.

Dans le cas qui nous concerne, la correction de 6 dBZ contribue à améliorer un peu la représentation des intensités intermédiaires.

Les éléments négatifs évoqués jusqu'ici doivent cependant être modulés. En effet la réflectivité moyenne sur un pas de temps est déduite du cumul de plusieurs images, et cette intégration se traduit vraisemblablement par une amélioration de la donnée résultante : cette hypothèse reste toutefois à vérifier.

En définitive, nous connaissons mal les incertitudes réelles sur la mesure radar. Seule une étude de sensibilité spécifique, qui prendrait en compte les besoins hydrologiques permettraient de les préciser en débouchant éventuellement sur une nouvelle échelle de numérisation souhaitable pour une utilisation hydrologique du radar Rodin.

b - Les échos de sol ou échos non météorologiques

La localisation de ces échos est relativement aisée à déterminer dans la mesure où ils sont permanents. Nous avons au chapitre précédent pris en exemple ceux créés par les Tours Eiffel et Montparnasse. L'examen de nombreuses images de fin de pluie n'a pas permis d'en détecter d'aussi notables.

L'apparition ponctuelle et instantanée d'échos non météorologiques : avions, ..., est beaucoup plus difficile à mettre en évidence.

c - Variabilité des mesures successives

Les images radar se succèdent au rythme d'environ une toutes les deux minutes. En un point géographique donné, l'évolution des échos traduit donc l'évolution de la zone pluvieuse. Il peut cependant se glisser des échos qui ne sont pas provoqués par les précipitations. Compte tenu du caractère logarithmique de l'échelle des réflectivités, la présence de l'un d'entre deux est susceptible de fausser le cumul d'une série de valeurs. Il serait donc souhaitable de les détecter pour les supprimer. Au stade actuel, il n'est pas envisageable de fixer des critères d'exclusion d'une

donnée ponctuelle. Nous nous sommes donc, dans une première étape, contentés de préciser cette variabilité temporelle pour les quatre pluies disponibles. La partie des images qui a été retenue à cet effet (45x 31 mailles) recouvre les deux départements de la zone d'étude.

Prenons en compte l'ensemble des couples d'images successives (IM, IM+1) exprimées en niveaux de réflectivités. La matrice (IM-IM+1) traduit donc, en chaque point, les variations de réflectivités d'une image à la suivante en termes de différences de niveaux. La répartition de ces écarts au cours d'une séquence pluvieuse est représentative de sa variabilité temporelle.

La figure 2.8 illustre cette répartition pour chaque séquence pluvieuse. Remarquons que l'ensemble des couples (0,0), (0,1), (1,0) et (1,1) ont été exclus de façon à ne prendre en compte que les précipitations effectives.

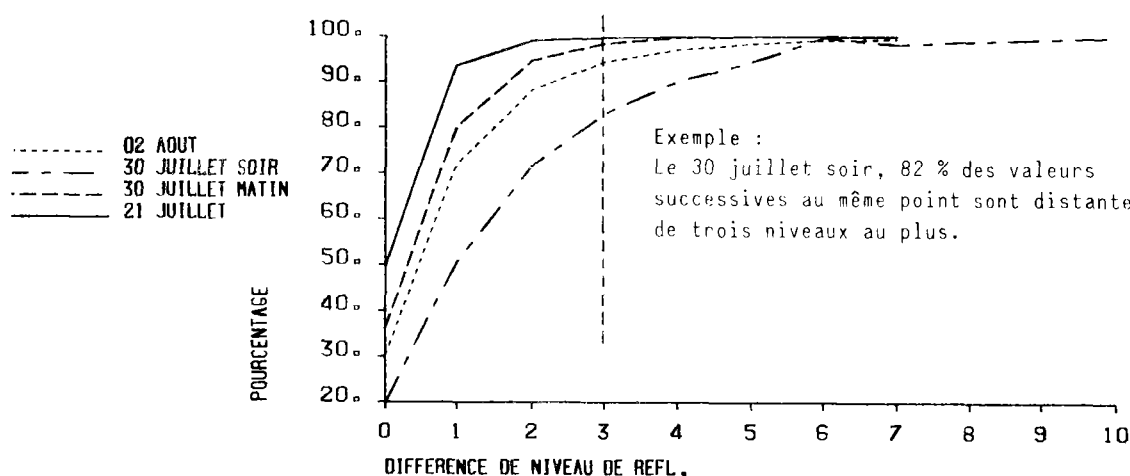


Figure 2.8 : Répartition des écarts entre les valeurs successives des réflectivités au même point.

La forme singulière de la pluie du 21 juillet est certainement consécutive à l'absence de données radar durant le début de la pluie ; période où la variabilité de la pluie est plus affirmée.

Il se confirme que les pluies à caractère local, 30 juillet soir et 2 août, ont une évolution plus rapide que les pluies régulières : les écarts de 3 niveaux de réflectivités et plus y sont plus fréquents. On observe toutefois que des pluies a priori de caractéristiques voisines : le 2 août et le 30 juillet soir ont pourtant vis-à-vis de ce critère un comportement très différent.

Ainsi si l'on fixe arbitrairement le seuil d'anomalie probable à une fréquence au non-dépassement de 99 %, il apparaît que pour les pluies régulières 30/07 matin et 21/07, ce seuil est atteint pour une différence de 4 niveaux entre deux données successives. En ce qui concerne le 2 août, cette limite correspond à une différence de 6 niveaux environ. Lors de la

pluie du 30 juillet soir, plus de 17 % des données successives diffèrent de 4 niveaux et plus et le seuil est atteint pour un écart de 9 niveaux.

Cet exemple illustre la difficulté qui existe dans la localisation d'éventuelles anomalies.

d - La transformation des images radar

Il s'agit pour un pas de temps donné, d'obtenir une image radar résultante, exprimée en réflectivités qui puisse ensuite être interprétée en intensités de précipitations.

- sur ce pas de temps, nous disposons de plusieurs images brutes codées sur 16 niveaux. Le passage aux réflectivités s'effectue en attribuant à chaque niveau la valeur centrale de l'intervalle qu'il représente.

- les images situées à la limite de deux pas de temps ont été prises en compte dans chacun. En effet le rafraichissement permanent de la mémoire de stockage entraîne une incertitude d'une minute sur l'heure d'acquisition de chaque point par rapport au marquage horaire du radar.

- nous admettons que la réflectivité mesurée en un point d'une image est représentative de l'intensité de la pluie pendant l'intervalle de temps qui la sépare de l'image suivante.

Soit Z_i la réflectivité enregistrée par le radar à chacune des n images d'un pas de temps et R_i l'intensité correspondante,

la loi $Z_i = AR_i^b$ reste stable sur la durée du pas de temps. L'intensité de pluie moyenne, (\bar{R}) estimée par le radar sera donc :

$$\bar{R} = \frac{1}{n} \sum R_i$$

que nous pouvons exprimer, pour une relation $Z = AR^b$ donnée :

$$\bar{R} = .1/A^{1/b} .1/n . \sum Z_i^{1/b}$$

Introduisons la notion de réflectivité moyenne au cours d'un pas de temps par la quantité \bar{Z} , telle que $\bar{Z} = A\bar{R}^b$. Il advient :

$$\bar{Z}^{1/b} = \frac{1}{n} \sum Z_i^{1/b}$$

L'évaluation de cette valeur \bar{Z} dépend donc directement du paramètre b .

Pour en terminer, nous avons, lorsque les résultats sont présentés sous la forme de courbes isoniveaux, adopté un lissage de l'image résultante, dont l'absence, l'exemple ci-dessous le confirme rend les figures peu lisibles. La valeur corrigée en un point s'exprime alors :

$$A(i, j) = A(i, j) + \frac{a}{2} [A(i, j+1) + A(i, j-1) + A(i+1, j) - 4 A(i, j)] \\ + \frac{a^2}{4} [A(i+1, j+1) + A(i+1, j-1) + A(i-1, j-1) + A(i-1, j+1) - 4 A(i, j)].$$

A valeur initiale sur la maille i, j

$a \in [0, 1]$ consacre l'importance du lissage, $a \simeq 0,5$ a été prise en compte

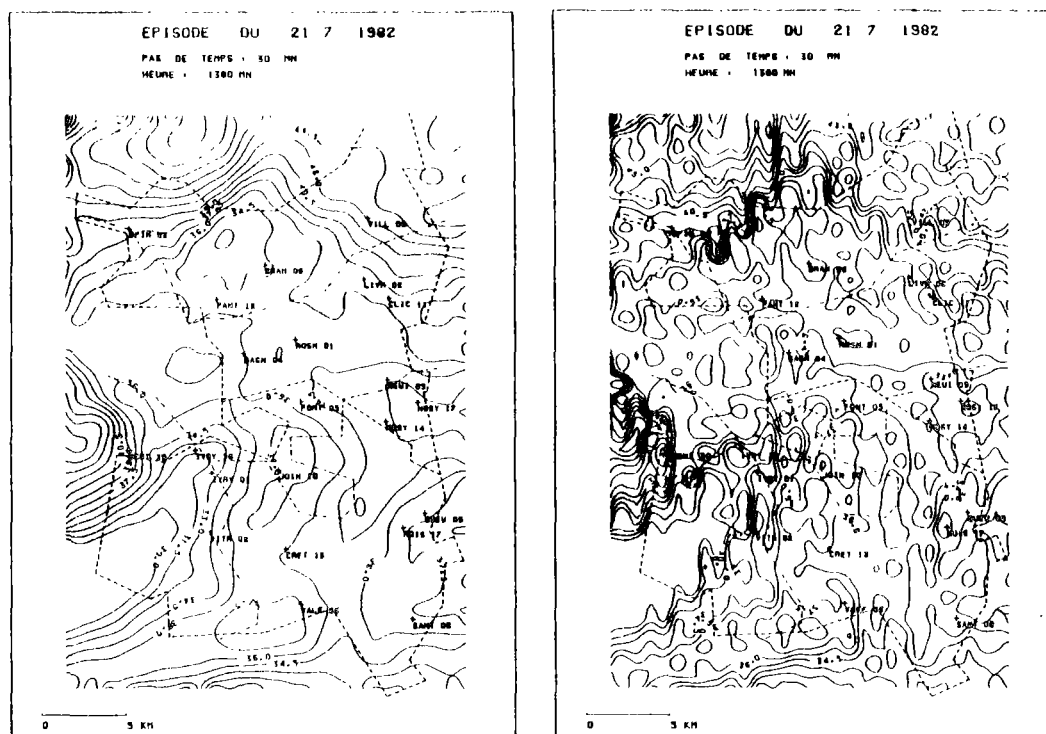


Figure 2.9 : Effet du lissage sur les images visualisées.
(image lissée à gauche).

Cette contrainte est en partie imposée par le logiciel de tracés de courbes. En effet, celui-ci travaille à partir de valeurs ponctuelles effectuées au centre de chaque maille alors que l'image radar fournit des valeurs moyennes pour la surface de chaque maille. Par delà l'aptitude du lissage à dégager les traits principaux d'une image, il conviendrait de s'interroger sur les fluctuations spatiales de petite longueur d'onde et leur correspondance éventuelle avec les précipitations ou avec les discontinuités introduites par la digitalisation des images sur 16 niveaux.

3 - Concordance entre mesures pluviographiques et estimations radar

Nous avons cerné les incertitudes de mesures pluviographiques et les incertitudes de la mesure radar. Il s'agit maintenant de chercher à mettre en évidence des éventuelles incohérences entre les différents capteurs, incohérences qui peuvent être consécutives à des problèmes de synchronisation, à un mauvais fonctionnement des pluviographes, ou à des erreurs dans la mesure par radar (voir chapitre 1).

Le seul moyen à notre disposition réside dans la comparaison d'une intensité pluviographique à une estimation radar équivalente : la valeur de

la maille qui recouvre le pluviographe. Nous admettrons donc en première hypothèse que ces deux quantités ont la même représentativité.

Les critères de comparaison restent purement subjectifs et s'attachent à la correspondance des heures de début et de fin de pluie, ou à la position des intensités maximales ou encore à la similitude des formes d'hyéto-grammes.

Les réflectivités radar ont été transformées en intensités par l'intermédiaire d'une loi moyenne a priori adaptée : loi de Marshall-Palmer pour le 30/07 au matin et loi de Jones dans les autres cas. L'annexe 2 regroupe les courbes comparatives obtenues pour un pas de temps de 15 minutes. Il se dégage de manière générale une surestimation des intensités par le radar malgré la correction de - 6 dBZ.

Effectuons un examen plus détaillé par séquence pluvieuse qui est résumé par le tableau récapitulatif des anomalies détectées.

a - Le 21 juillet

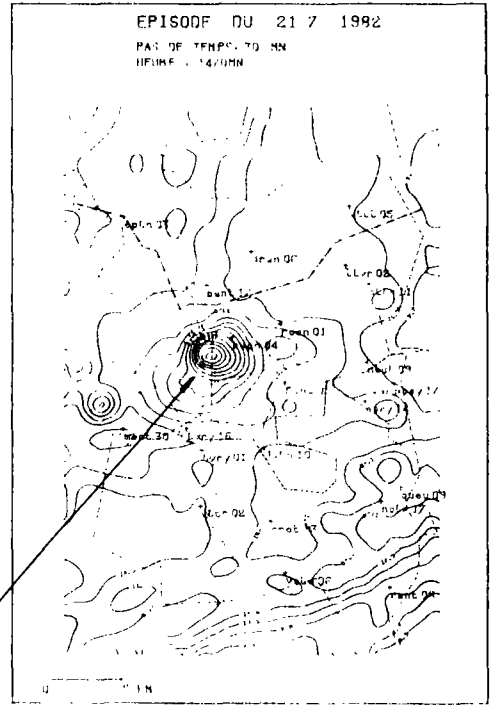
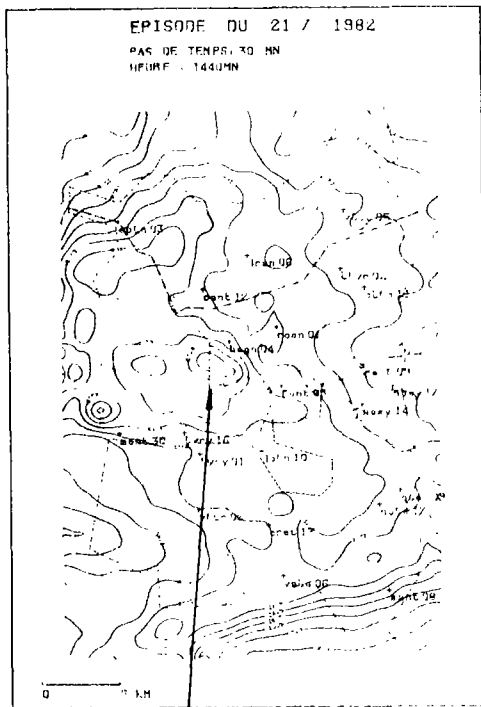
L'absence de données radar au début de la pluie empêche la mise en évidence d'éventuels décalages. La seule anomalie très nette se localise à Bagnolet (Bagn 04). Pour cette station, les formes de courbes diffèrent nettement. L'examen des courbes d'isoréflectivités sur plusieurs pas de temps confirme -figure 2.10- la permanence d'une "cellule" en ce point malgré le déplacement rapide de la zone pluvieuse. Aucun écho de sol n'a été remarqué et ce phénomène qui ne se distingue pas pour les autres pluies, reste inexpliqué. Dans le doute, nous retirerons cette station, pour cette date, de la procédure de calibration et de validation de la mesure radar. A un degré moindre, on remarque pour les stations voisines de Queu 09 et Sant 08 une persistance d'échos importants après la fin de la pluie au pluviographe correspondant.

b - Le 30 juillet au matin

Pour toutes les stations, les échos radar débutent de 15 mn à 30 mn avant le début de la pluie aux pluviographes (figure 2.11). Toutefois les instants de fin de précipitation sont systématiquement concordants ; il en est de même pour l'allure générale des courbes, très bien reproduite par le radar.

Ce décalage initial s'explique vraisemblablement par de faibles précipitations d'altitude qui s'évaporent avant de parvenir au sol.

Pour ces deux séquences pluvieuses qui présentent un caractère régulier dans la mesure où il pleut simultanément sur toute la zone d'étude, peu d'anomalies se dégagent.



bagn 4 21.7.1982

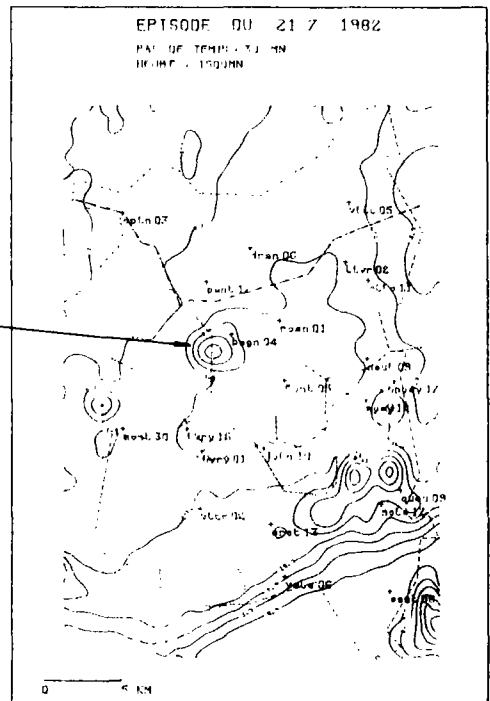
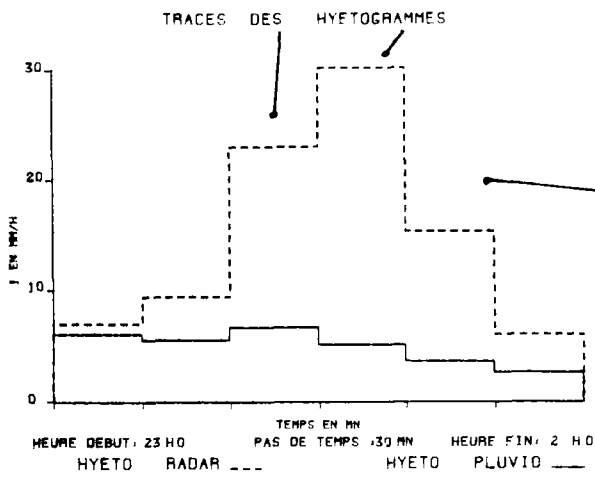


Figure 2.10 : Permanence d'une cellule d'échos importants sur Bagn malgré le déplacement de la zone pluvieuse.

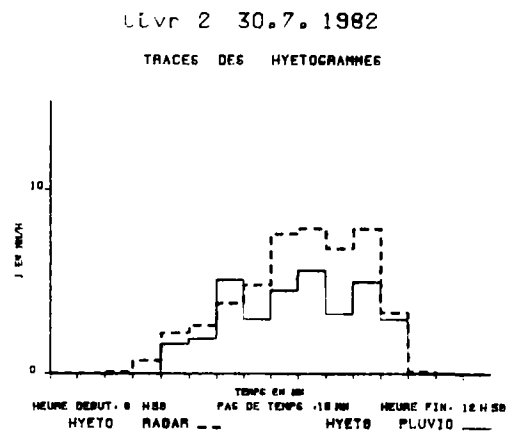
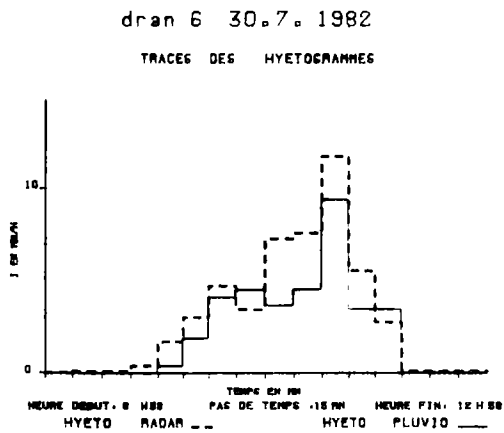


Figure 2.11 : Hyétogrammes du 30 juillet au matin.

c - Le 30 juillet soir

La situation se présente sous un jour différent. En effet, même si l'allure de certaines courbes reste bien reproduite : Clic 11 - Livr 02 - Epin 03, un certain nombre d'anomalies se dégagent. Nous les avons classées au premier abord en trois groupes (tableau 2.13 page suivante).

1 - Le radar et le pluviographe constatent simultanément une averse. Toutefois en début et/ou en fin d'averse, le radar surestime très fortement les précipitations : exemple de Join 10 - (figure 2.12).

2 - Le radar détecte, sur un ou plusieurs pas de temps, une averse que le pluviographe correspondant n'enregistre pas ou très faiblement : Vill 05, Vitr 02 entre autres.

3 - Au contraire, le radar sous-estime fortement les intensités. Ce cas très rare est mis en évidence à Nosy 14, (figure 2.12).

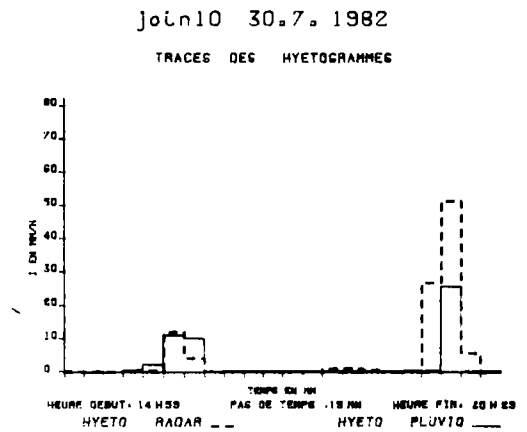
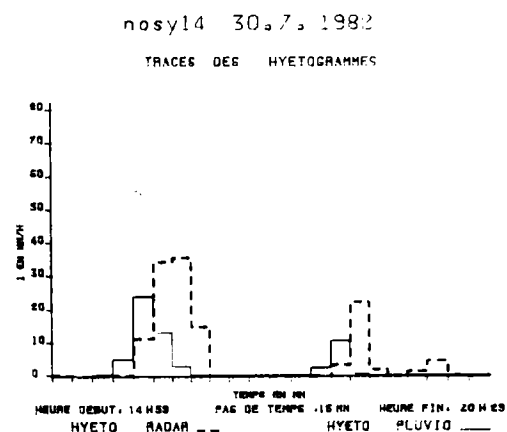




Figure 2.12 : Hyétogramme du 30 juillet soir.

Station	Date			
	21/7	20/7 a	20/7 s	2/8
VILLEPINTE				
EPINAY	abs			
BRANCY				
LIVRY-GARGAN				
CLICHY	abs			
PANTIN				
ROSNY				
BAGNOLET				
NEUILLY				
NOISY 17				
NOISY 14	abs			
MONTSOUSIS				
IVRY 16		abs	abs	abs
IVRY 1				
JOINVILLE				abs
FONTENAY		abs	abs	
LA QUEUE EN BRIE				
NOISEAU			abs	
VITRY				
CRETEIL	abs		abs	
VALENTON				
SANTENY				

abs : non fonctionnement du pluviographe

 forte surestimation radar en début ou fin d'averse

 détection radar sans enregistrement pluviographique


 très forte sous-estimation radar

Figure 2.13 : Anomalies entre indications radar et pluviographiques.

Comment peut-on les expliquer ?

- La structure du phénomène météorologique et le principe de la mesure radar entraînent nous l'avons vu des sources d'incertitudes que nous ne maîtrisons pas,

- le fonctionnement des pluviographes et plus particulièrement la synchronisation entre radar et pluviographes qui a pu être défectueuse (Nosy 14 peut en être un exemple - une défaillance pluviographique ne peut être exclue pour Vale 06).

Pour cette séquence pluvieuse, la présence de deux averses distinctes permet de mieux cerner le problème :

a - En effet, lorsque le radar surestime très fortement un début ou une fin d'averse, il se révèle souvent que les deux instruments enregistrent simultanément les intensités maximales (exemple de Rosn 01).

Ou alors l'anomalie constatée ne se reproduit que pour une seule des deux averses consécutives (Join 10 - Neui 09).

Cette constatation est importante dans la mesure où elle exclut un décalage systématique entre les informations radar et pluviographiques.

b - Le radar sous-estime les intensités ou ne détecte pas une pluie enregistrée par un pluviographe. Cette anomalie très rare se constate à

Nosy 14 et Vill 05 à un degré moindre. Pour la première station nommée, elle se répète lors des deux averses successives ; dans ce cas une défaillance de synchronisation paraît très probable. Cette station sera retirée du traitement ultérieur des données pour cette date.

c - Des averses isolées sont détectées par le radar seulement sans que le fonctionnement du pluviographe soit en cause - Vill 05 en constitue l'exemple (les limnigraphes n'ont pas enregistré d'augmentation de débit).

A un degré moindre Clic 11 et Livr 02 sont concernées.

Un examen plus précis des images, figure 2.14 révèle que cette constatation est effectuée dans une configuration géographique particulière : les enregistreurs se situent en bordure d'un noyau convectif.

Tout se passe donc comme si le radar attribuait aux cellules pluvieuses un diamètre apparent supérieur à leur diamètre au sol.

Il paraît également se confirmer que cette anomalie ne constitue qu'une extension de la première évoquée (surestimations en début ou fin d'averse).

L'exemple de Vittr 02, Ivry 1 est à ce titre révélateur - figure 2.14.

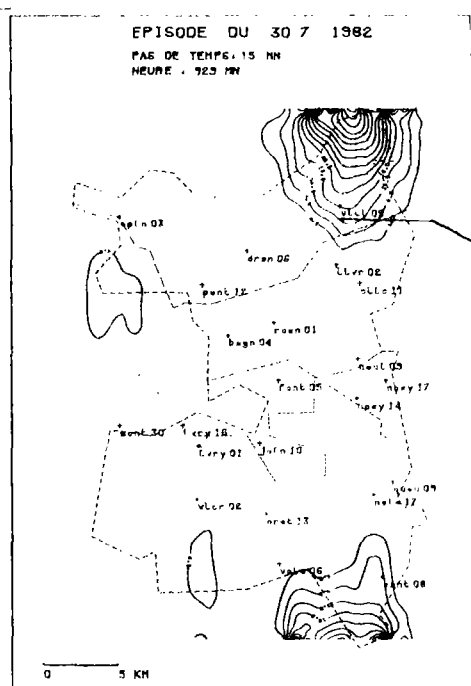
Cette situation se rapproche également de la constatation effectuée en début de pluie le 30 juillet au matin. L'hypothèse de précipitations d'altitude qui n'atteignent pas le sol -500 à 1 000 m- paraît plausible pour expliquer ces anomalies. En effet, nous sommes en été et la température élevée accélère l'évaporation des petites gouttes d'eau (diamètre < 0,2 mm), plus nombreuses en bordure d'orage, et qui ont peu de chances d'arriver au sol. L'influence du traitement du signal qui "étendrait" artificiellement la zone de pluie ne peut toutefois être abandonnée.

d - Le 2 août

Cette situation paraît assez comparable à la précédente et des anomalies similaires peuvent être relevées.

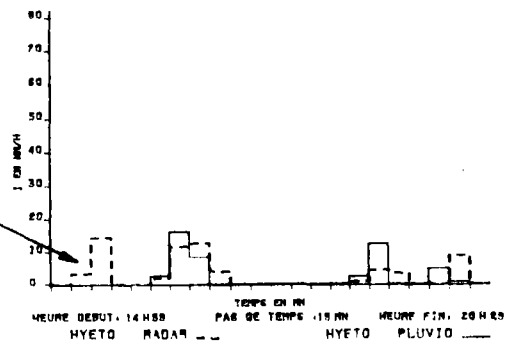
C'est notamment le cas pour les points de mesure Rosn 01, Nosy 17 et à un degré moindre Neui 09 et Nosy 14 où le radar sous-estime fortement les intensités en début de pluie (figure 2.15). Ces quatre points sont proches géographiquement et cette anomalie est simultanément constatée à chacun d'entre eux.

L'hypothèse d'une brutale atténuation du signal transmis provoquée par une cellule pluvieuse intense située sur le trajet du faisceau ne semble pas se confirmer. L'éventualité d'une désynchronisation des données radar et pluviographiques paraît réaliste pour les stations de Nosy 14 et



vill 5 30.7. 1982

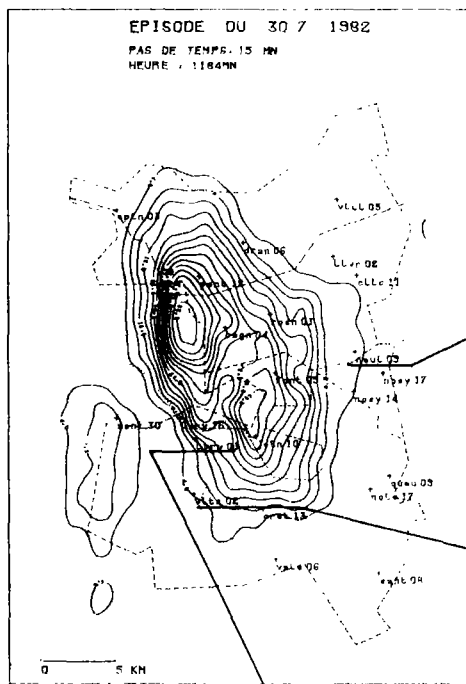
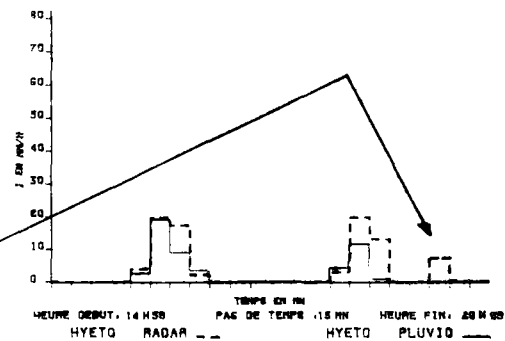
TRACES DES HYETOCRAMMES



Sur les deux exemples présentés, il apparaît qu'en bordure des cellules pluvieuses, les échos radar ne correspondent pas nécessairement à des pluies effectives.

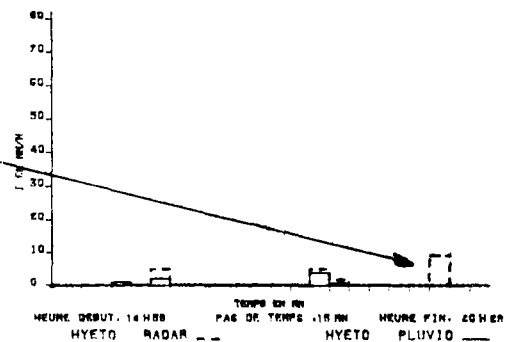
neuf 9 30.7. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES



vitr 2 30.7. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES



lvry 1 30.7. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES

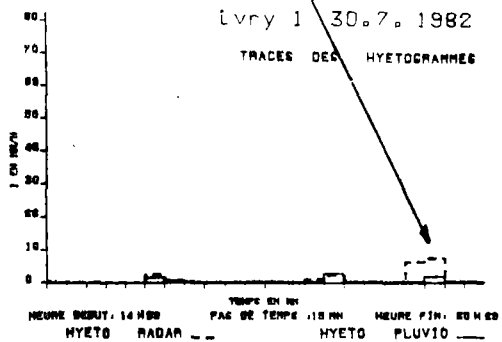


Figure 2.14 : Mise en évidence d'une différence de représentativité entre mesures radar et pluviographique.

Rosn 01. Mais la bonne concordance des intensités maximales à Neui 09 et Nosy 14 ne l'étaient pas. Notons que cet exemple constitue le seul cas où le radar détecte mal une précipitation et ceci pendant un temps très bref. Nous ne pouvons proposer d'explication satisfaisante à ce phénomène, et nous nous trouvons dans un cas où l'incertitude sur les données contribue à cette incapacité.

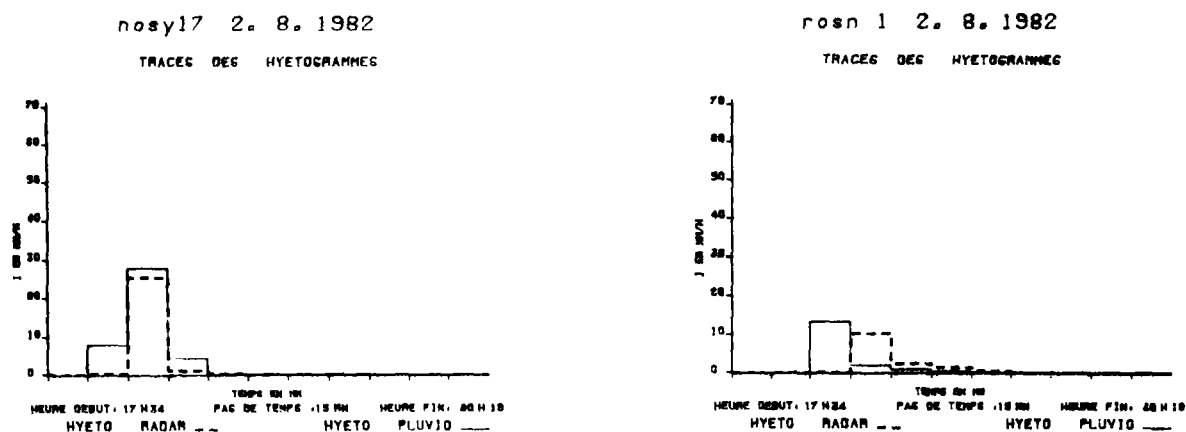


Figure 2.15 : Hyétogrammes du 2 août.

e - Remarques

A l'issue de ce rapide examen comparatif, nous pouvons scinder les séquences pluvieuses disponibles en deux catégories. La première est constituée des pluies du 21 juillet et du 30 juillet au matin, donc de séquences homogènes, ce terme étant entendu dans le sens où la pluie recouvre simultanément toute la zone d'étude. La seconde catégorie regroupe le 30 juillet au soir et le 2 août, pluies hétérogènes : la pluie ne recouvre simultanément qu'une part restreinte de la zone d'étude, et présente un caractère convectif très affirmé : contrairement aux précédentes, leur observation donne lieu à la constatation de nombreuses anomalies qui rendent fragile la mesure des précipitations par radar.

Il est toutefois prématuré de conclure à l'aptitude du radar à suivre tel ou tel type de précipitations. En effet, il semble que la plupart des anomalies sont consécutives à la mise en évidence d'un "effet de bord", qui traduit la difficulté du radar à apprécier le début d'une pluie au sol. Dans ces circonstances, les séquences pluvieuses très localisées sont naturellement beaucoup plus vulnérables. Il serait nécessaire de poursuivre les observations sur des épisodes pluvieux enregistrés au cours

de diverses périodes de l'année pour confirmer ou infirmer ce point.

Ces quelques difficultés ne doivent pas masquer l'étendue des points positifs. Tout d'abord, pour les pluies homogènes, la représentation radar des intensités pluviographiques ponctuelles semble qualitativement très bonne. Ensuite la grande majorité des anomalies semble pouvoir être expliquée ; nous n'avons en particulier constaté aucune aberration : c'est-à-dire de précipitations effectives non détectées par le radar. Ce point nous paraît très encourageant. En effet il confirme d'ores et déjà l'intérêt du radar en tant qu'outil de surveillance et de détection.

III - CONCLUSION

La prochaine partie de cette étude est consacrée à l'évaluation des possibilités du radar comme instrument de mesure des précipitations. Elle devra tenir compte des principaux enseignements de cette critique de données :

- la quantité des données disponibles reste limitée,
- nous ne maîtrisons pas encore l'évaluation de l'erreur moyenne associée à la mesure par radar,
- nous ne sommes pas en mesure d'expliquer définitivement certaines des anomalies constatées entre les données pluviographiques et radar,
- les précautions expérimentales n'ont pas totalement permis de s'affranchir des incertitudes pluviographiques.

La prudence devra donc guider notre démarche ultérieure.

En particulier l'hydrologie urbaine s'intéresse aux précipitations sur des pas de temps très courts, de l'ordre de quelques minutes. Compte tenu des données disponibles, il nous paraît peu réaliste de prendre en compte des durées inférieures à dix ou quinze minutes, cette dernière constituant la base d'analyse pour la suite de l'étude.

DEUXIEME PARTIE :
DETERMINATION DES INTENSITES DE LA PLUIE
PAR AJUSTEMENT DES IMAGES RADAR
A L'AIDE DE PLUVIOGRAPHES

INTRODUCTION

Dans la présentation de cette étude, nous avons évoqué la gestion automatisée du réseau d'assainissement de Seine Saint-Denis, cadre dans lequel nous nous situons. Le suivi permanent des précipitations conditionne le succès de ce projet et implique la mise en place de nouveaux moyens de mesure :

- La préparation des consignes de gestion des ouvrages nécessite que les apports transitant par les collecteurs principaux soient évalués, à l'aide de logiciels de simulation, avec quelques minutes d'anticipation sur les écoulements réels. Cela n'est possible que dans la mesure où, en tout point du bassin versant, et à chaque instant, nous sommes capables d'estimer immédiatement la hauteur d'eau précipitée au cours des cinq ou dix minutes précédentes. Il s'agit donc de suivre en temps réel, c'est-à-dire au fur et à mesure de leur déroulement, l'évolution des intensités de la pluie.

- L'exploitant du réseau doit en outre veiller à ce que les actions préconisées sur les ouvrages du réseau prennent en compte l'évolution probable des débits et donc des précipitations dans un avenir proche. Il peut par exemple être inopportun de remplir un bassin de stockage alors qu'un important orage approche. Il est donc prépondérant que soit élaborée une prévision de l'intensité moyenne de la pluie sur le bassin versant à une échéance de une ou deux heures, de façon à intégrer cette information dans les logiciels d'aide à la gestion.

Dans le domaine de la connaissance des précipitations, nous pouvons donc résumer les besoins consécutifs à l'automatisation de la gestion d'un réseau d'assainissement :

- mesure immédiate des intensités de la pluie à une échelle de surface compatible avec la superficie des bassins versants élémentaires (50 ha à 100 ha),

- prévision des précipitations à court terme.

Les réseaux de mesure pluviographique ne sont pas adaptés pour satisfaire cette demande à laquelle les images radar numérisées paraissent susceptibles de répondre. En effet, le premier chapitre a confirmé l'intérêt du radar dans la localisation des précipitations. En outre, le suivi



continu, en termes de réflectivités, des zones pluvieuses que permet le radar rend possible la prévision de leur déplacement.

Dans les deux cas la principale difficulté réside dans la transformation d'une mesure de réflectivité radar en une hauteur d'eau précipitée. Il s'agit donc tout d'abord d'évaluer l'intérêt du radar dans l'estimation des intensités de la pluie en hydrologie urbaine. C'est à cet objectif que nous nous attacherons durant cette deuxième partie.

Notre démarche sera guidée par quelques lignes directrices :

- Tout d'abord, les contraintes entraînées par la gestion automatisée : le processus d'aide à la gestion s'effectue au fur et à mesure du déroulement d'une séquence pluvieuse de façon à prévenir des dysfonctionnements et dommages éventuels. Le temps joue donc un rôle important, accentué par la rapidité de réponse des bassins versants urbains. Un exemple est significatif à cet égard. La réactualisation des consignes de gestion est envisagée toutes les quinze minutes. Compte tenu du délai nécessaire à la réflexion du pilote et au déclenchement des ouvertures de vannes entre autres, la durée totale de calcul ne doit pas excéder neuf minutes sur un mini-ordinateur rapide. Le temps consacré à l'acquisition des images radar et pluviographiques, la calibration des images radar et l'élaboration d'une prévision ne doit en aucun cas dépasser trois minutes. Cette contrainte nous pousse donc à envisager, sur le plan opérationnel, un schéma dont la demande en temps calcul reste modérée.

- Ensuite nous ne cherchons en aucun cas à remplacer le réseau pluviographique existant par des images radar, mais au contraire à utiliser de façon complémentaire les deux sources d'information. La totalité ou presque des pluviographes participera donc à la calibration et à l'exploitation des images radar. Cette densité de points de référence est donc beaucoup plus conséquente que celle adoptée lors des expériences évoquées au premier chapitre. Elle est justifiée par l'objectif poursuivi : évaluation ponctuelle sur des pas de temps courts et par le caractère très localisé de certaines séquences pluvieuses qui ne recouvrent que très partiellement la zone d'étude.

- La confirmation de l'intérêt du radar conduira à la proposition d'une méthode opérationnelle d'utilisation des données radar. La quantité restreinte de données disponibles et les conclusions du chapitre précédent nous conduisent dans une première étape à privilégier une approche simple et robuste. L'étoffement progressif des séquences pluvieuses observées permettra ultérieurement de compléter cette première approche.

- Toutefois cette volonté de conserver une méthode opérationnelle simple

n'occulte pas la nécessité d'une analyse plus complète des données recueillies au cours de l'été 1982. Nous verrons que la calibration des images radar s'apparente à la mise en oeuvre d'une interpolation de mesures ponctuelles. Plusieurs schémas d'interpolation qui exploitent au mieux l'information disponible ont été proposés et testés en hydrométéorologie (Creutin et Obled 34) ; dans des circonstances très différentes toutefois, leur relative équivalence a été mise en évidence. Notre choix s'est porté sur le krigeage issu de la théorie des variables régionalisées qui s'appuie sur l'identification de la structure spatiale du phénomène étudié. Nous souhaitons à travers cette méthode constituer une sorte de référence à laquelle comparer les approches courantes envisagées pour un usage opérationnel.

Dans une première étape nous présenterons les techniques courantes de calibration des images radar et le krigeage

Le chapitre suivant sera consacré à l'évaluation de l'intérêt du radar dans la mesure des précipitations et à la comparaison des différentes méthodes de calibration. Nous travaillerons en permanence à une échelle quasi-ponctuelle, c'est-à-dire au niveau de la maille radar qui recouvre ici une superficie de 64 hectares.

METHODES DE CALIBRATION DES IMAGES RADAR

I - INTRODUCTION

Pour un intervalle de temps choisi, nous avons une vision spatiale des précipitations sous la forme d'une image radar résultante exprimée en termes de réflectivité radar. La résolution élémentaire du radar correspond pour le cas qui nous intéresse à une maille géographique de 800 m de côté. La transformation d'une réflectivité radar (Z) en une intensité de la pluie (R) met en oeuvre une loi de type $Z = AR^b$. En pratique, il n'est pas possible de choisir a priori un couple de valeurs (A, b) adapté à chacune des situations pluvieuses, ces deux paramètres dépendant des caractéristiques microphysiques des précipitations auxquelles nous n'avons pas accès. Un certain nombre de lois moyennes qui donnent un ordre de grandeur des précipitations ont, nous l'avons vu, été proposées. La seule solution permettant ensuite une amélioration de l'estimation des intensités de la pluie avec le radar réside dans la comparaison entre plusieurs mesures pluviographiques et les mesures radar correspondantes qui permet d'améliorer l'adaptation des paramètres : il s'agit de la calibration des images radar par les mesures pluviographiques.

Cette démarche admet implicitement la satisfaction de plusieurs hypothèses qu'ont formulées Koishinen et Puhakka (40) :

- les pluviographes mesurent convenablement la pluie,
- le radar donne une bonne image des variabilités spatiales et temporelles des précipitations,
- aux points de comparaison, les représentativités respectives des mesures pluviographique et radar sont similaires,
- la validité des comparaisons ponctuelles des mesures radar et pluviographique peut être généralisée à toute la zone d'étude.

Quelle est la réalité de ces hypothèses ?

Nous avons dans le chapitre précédent cerné les incertitudes relatives à la mesure pluviographique.

Accepter la seconde hypothèse suppose que toutes les sources d'erreur propres à la mesure par radar, décrites au premier chapitre peuvent être évitées. Les conditions expérimentales de l'expérience entreprise permettent de nous affranchir de plusieurs d'entre elles. Toutefois la mise en évidence de

quelques anomalies, certainement provoquées par des atténuations sous faisceau montre que cette proposition n'est pas pleinement satisfaite.

La troisième hypothèse appelle quelques commentaires. En effet, nous sommes amenés à comparer deux mesures de natures très différentes. La donnée radar est la traduction d'un sondage instantané et volumique effectué en altitude, dont la projection au sol représente une maille radar; la continuité de l'observation est dans notre cas assurée par la fréquence d'auscultation élevée. Pour sa part le pluviographe offre une information ponctuelle au sol sur le pas de temps choisi, qui ne constitue qu'un échantillonnage restreint de l'intensité moyenne sur la maille, quantité à laquelle nous l'assimilerons. Nous connaissons en fait très mal la réalité de cette proposition. Il est vraisemblable que les caractéristiques des précipitations d'une part et la durée du pas de temps d'autre part influent sur sa validité. Nous tenterons au cours du chapitre suivant d'apporter quelques éléments de réponse sur ce point. Zawadski (48) analysant la différence de représentativité entre les deux mesures propose une technique pour la minimiser.

La notion même de calibration est suspendue à la réalité de la quatrième proposition. Cette hypothèse soulève néanmoins le problème du choix de la calibration à adopter en fonction de la présence reconnue ou non d'une organisation spatiale des paramètres entrant en jeu. Nous tenterons également de prendre cet aspect en compte.

II - LES METHODES COURANTES DE CALIBRATION

Nous aborderons dans ce paragraphe les méthodes de calibration les plus largement utilisées. Elles reposent dans leur majorité sur la notion de facteur de correction, rapport entre une mesure pluviographique et l'estimation par radar de l'intensité que l'on peut lui comparer.

Pour chaque pas de temps plusieurs images sont disponibles. Elles sont regroupées sous la forme d'une image de réflectivités moyennes (\bar{Z}). Les valeurs des paramètres A et b sont choisies a priori en fonction de l'origine météorologique de la séquence pluvieuse. Il est alors possible en tout point de l'image radar d'estimer une intensité de la pluie (IR).

$$IR = \frac{1}{A^{1/b}} \bar{Z}^{1/b}$$

1 - Le facteur de correction moyen (27), (24)

a) n enregistreurs pluviographiques sont localisés dans la zone géographique à laquelle nous nous intéressons. Chacun d'entre eux mesure une in-

tensité IP_k , $k \in (1, n)$ à laquelle on peut comparer la quantité IR_k , estimation fournie par le radar pour la maille qui recouvre le pluviographe.

Le facteur de correction moyen est évalué par :

$$fc = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n \frac{IP_k}{IR_k} \quad \text{qui accorde le même poids à tous les points de comparaison.}$$

$$fc = \left(\sum_{k=1}^n IP_k \right) / \left(\sum_{k=1}^n IR_k \right) \quad \text{où le poids d'un point de référence est proportionnel à l'intensité qu'il enregistre.}$$

Ce facteur de correction moyen est appliqué à l'image des intensités radar estimées. En tout point M de cette dernière la valeur résultante de l'intensité de la pluie (I_M) est alors :

$$I_M = fc \times IR_M$$

b) Remarques

Cette approche très simple de la calibration est très largement utilisée. Elle reste notamment la seule envisageable pour les cas où le nombre de pluviographes de référence reste restreint [(Dee Weather Radar Project (8)), campagne Hydromel (12)].

Sur le plan méthodologique, elle consiste à laisser la valeur de b invariante et à modifier indirectement la valeur du paramètre A par $A' = A/fc^b$ qui reste cependant constante sur l'image.

Sa simplicité n'introduit aucun obstacle à une utilisation en temps réel.

Dans cette optique, la réévaluation du facteur de correction est effectuée pour chaque pas de temps.

2 - Méthode de Smith et Cain (46)

Ces auteurs préconisent une technique de calibration dont l'objectif est d'identifier le couple (A, b) de valeurs le mieux adapté. Comme dans le cas précédent A et b sont considérés comme constants sur l'image ; toutefois, l'influence de b est prise en compte.

Ils cherchent à minimiser une fonction critère notée F_c qui s'exprime :

$$F_c = \sum_{k=1}^n ([IP_k - IR_k]^2 + |IR_k - IP_k|)$$

avec $-IP_k$: mesure pluviographique au point k

$-IR_k$: intensité radar en ce point reliée à la réflectivité Z_k par la relation $IR_k = Z_k / A^{1/b}$

Les auteurs ont retenu cette fonction critère après avoir constaté qu'une

minimisation classique des moindres carrés entraînait une sous-estimation générale des évaluations radar. L'adjonction d'un terme complémentaire ne semble pas procurer un avantage très sensible alors que numériquement la recherche des paramètres A et b en est alourdie.

Ils considèrent toutefois que l'intérêt de leur méthode est limité par deux contraintes :

- la nécessité de disposer d'un nombre élevé de couples de mesures (IP_k, Z_k) de façon à stabiliser les quantités A et b solutions de la fonction critère,

- la durée du calcul : de fait, la prise en compte du paramètre b dans un processus itératif de ce type impose à chaque étape de recalculer les réflectivités moyennes. Cette difficulté pourrait néanmoins être contournée. En effet, l'influence de la valeur de b semble faible lors de l'évaluation de la réflectivité moyenne qui pourrait ainsi être gardée constante (chap. 2).

Elle ne leur paraît, par conséquent, pas adaptée au traitement des données quotidiennes mais reste applicable pour des moyennes mensuelles ou saisonnières. Son utilisation en temps réel est donc exclue.

Ces deux méthodes sont donc bâties sur l'hypothèse que la valeur du facteur de correction ou du paramètre A reste constante sur une image. La seconde montre en outre que l'adaptation du paramètre b accroît considérablement la lourdeur de la procédure de calibration sans que le gain ressorte nettement.

Elles postulent donc indirectement que l'image des réflectivités radar reproduit toute la variabilité des intensités pluvieuses. Or, nous avons vu, au premier chapitre que derrière l'apparente simplicité des lois du type $Z = AR^b$ se dissimulait une réalité complexe, les paramètres A et b dépendant des caractéristiques microphysiques des précipitations qui évoluent en fonction de l'intensité de la pluie. Certains auteurs ont pris en compte cette réalité en essayant de modéliser la variabilité du facteur de correction. Dans tous les cas, cependant, b est considéré comme invariant et sa valeur est choisie a priori.

3 - Méthode de Brandes (28), (31)

a - Présentation

Nous garderons les notations précédemment utilisées. En chaque point de comparaison, il est possible de calculer un facteur de correction ponc-

tuel $f_{c_k} = \frac{I_{p_k}}{I R_k}$, $k \in (1, n)$. La calibration de l'image radar se ramène donc à l'estimation en toute maille de l'image de la valeur du facteur de correction à partir des valeurs disponibles.

Brandes s'attache à le résoudre de la façon suivante :

En tout point M_0 de l'image une première estimation \tilde{f}_{c_0} du facteur de correction est donnée par :

$$\tilde{f}_{c_0} = \left(\sum_{k=1}^{k=n} w_{0k} f_{ck} \right) / \sum_{k=1}^{k=n} w_{0k}$$

$$w_{0k} = \exp(-d_{0k}^2/D^2) \text{ où}$$

d_{0k} = distance entre M_0 et le point de référence k

D : paramètre de réglage relatif à la variabilité du facteur de correction

ρ : rayon d'influence, pour $d_{0k} > \rho$ $w_{0k} = 0$

En un point de référence cette procédure génère \tilde{f}_{c_k} différente de la valeur initiale dans la mesure où celui-ci se situe dans le rayon d'influence d'autres pluviographes calibreurs :

La même démarche est alors appliquée aux écarts $(f_{ck} - \tilde{f}_{c_k})$ avec un nouveau paramètre de réglage $D' = D/2$.

Au point M_0 , nous avons en définitive :

$$f_{c_0} = \tilde{f}_{c_0} + \frac{\sum_{k=1}^{k=n} w'_{0k} (f_{ck} - \tilde{f}_{c_k})}{\sum_{k=1}^{k=n} w'_{0k}}$$

$$w'_{0k} = \exp(-d_{0k}^2/D'^2)$$

L'intensité résultante I_0 en ce point est alors $I_0 = f_{c_0} \cdot I R_0$.

L'auteur ne propose cependant aucun moyen permettant le choix de D et ρ . Pour l'évaluation de lames d'eau sur la durée d'une séquence pluvieuse et avec une densité de pluviographes calibreurs de 1 appareil tous les 900 km², Brandes préconise $D^2 = 300$ km² et $\rho = 70$ km. Huff et Towery (20) prennent en compte pour leur part des bassins versants de 600 km² à 1 600 km² sur lesquels ils recherchent l'intensité moyenne en 30 mn. Avec une densité de pluviographes de 1 pour 25 km² ou 50 km² ils adoptent $\rho = 12$ km et $D^2 = 81$ km².

b - Remarques

Cette méthode de calibration s'appuie sur une pondération des me-

sure ponctuelles en fonction de la distance, complétée par une itération sur les écarts constatés. Sur le plan pratique, elle reste donc d'un accès aisé. Elle semble d'ailleurs avoir connu un très large succès.

- Le fait d'itérer sur les écarts constatés consiste en fait à ne pas admettre d'incertitude dans l'évaluation du facteur de correction et à expliquer toute variation par des fluctuations de courte longueur d'onde, ($D' = D/2$) pour lesquelles le réseau de mesure se révèle trop lâche. Dans le cas qui nous concerne, cette démarche semble discutable compte tenu de notre vulnérabilité aux écarts de représentativité entre radar et pluviographes susceptibles de se traduire par des facteurs de correction erronés. L'auteur tente de s'affranchir de ce risque en excluant les pluviographes n'ayant enregistré que de très faibles hauteurs d'eau. Certains utilisateurs (Hildebrand.18) refoulement pour leur part toutes les valeurs du facteur de correction qui se situent à l'extérieur de l'intervalle (0.1,10).

- En cas de variation rapide du facteur de correction, les valeurs élevées sont privilégiées du fait de la dissymétrie de ce paramètre comme le confirme l'exemple ci-dessous, pour lequel le facteur de correction à mi-distance des deux points de référence reste très influencé par le plus élevé d'entre eux.

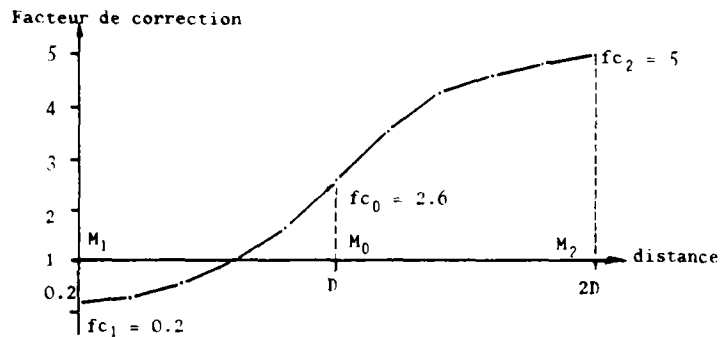


Figure 3.1 : Variation du facteur de correction entre deux points.

4 - Méthode de Koishinen et Puhakka (40)

Nous serons très brefs sur cette approche qui constitue une modification de la précédente basée sur les observations des auteurs :

- Lors de certaines séquences pluvieuses la mise en évidence d'une corrélation significative entre le facteur de corrélation (fc) évalué en un point et sa distance (r) au radar les conduit à proposer une loi de régression entre ces variables :

$$fc = \alpha + \beta \log r$$

Il convient de s'interroger sur la signification physique de cette relation qui tend à indiquer que la valeur du facteur de correction en un point se dé-

fini par sa distance au radar alors que cette quantité, indirectement liée à la distribution du diamètre des gouttes d'eau et leur vitesse de chute, dépend principalement des caractéristiques de la zone pluvieuse. La présence d'une atténuation du faisceau incident à la traversée des zones précipitantes peut néanmoins justifier cette constatation.

- La répartition des pluviographes calibreurs peut être très hétérogène sur la zone d'étude, et les parties de celle-ci où leur densité est forte prennent un poids excessif sur tout leur voisinage. Ils introduisent donc un paramètre $D_p(M) = \sqrt{\frac{a_p(M)}{p}}$ où $a_p(M)$ est la superficie autour du point M qui contient p pluviographes. $D_p(M)$ est une appréciation de la distance moyenne entre les instruments de mesure au voisinage du point M ; en pratique, ils utilisent cette relation avec $p = 5$.

Ils préconisent ainsi de calculer le facteur de correction fc_0 au point M_0 à partir de l'expression suivante :

$$fc_0 = fr_0 + ws_0 [\tilde{F}c_0 - fr_0]$$

avec - $fr_0 = \alpha + \beta \log r_0$ r_0 : distance de M_0 au radar
 - $ws_0 = \exp(-D_5/D_0)$, D_0 : paramètre qui dépend de l'évolution des coefficients de corrélation entre les facteurs de correction selon leur distance
 - $\tilde{F}c_0$: résultat du premier passage de la méthode de Brandes.

L'introduction de notions intéressantes : mise en évidence de la structure spatiale du facteur de correction, prise en compte de la densité locale des points de référence se traduit cependant par une mise en oeuvre très alourdie sans que l'efficacité de la démarche s'appuie sur des résultats concrets.

5 - Autres méthodes

Ce rapide aperçu des méthodes de calibration n'est pas exhaustif, mais il reprend les procédures les plus couramment utilisées. Leur utilisation fait parfois l'objet d'améliorations.

Ainsi, Collier et al.(32) se fondent sur une calibration par facteur moyen pour déterminer les intensités de la pluie, en temps réel, sur un pas de temps d'une heure. Mais sur une même image, il préconise de définir plusieurs secteurs, homogènes météorologiquement, bénéficiant d'une calibration

propre. En outre, il évalue des facteurs de correction intermédiaires, toutes les quinze minutes, qui contribuent au calcul de la valeur résultante horaire.

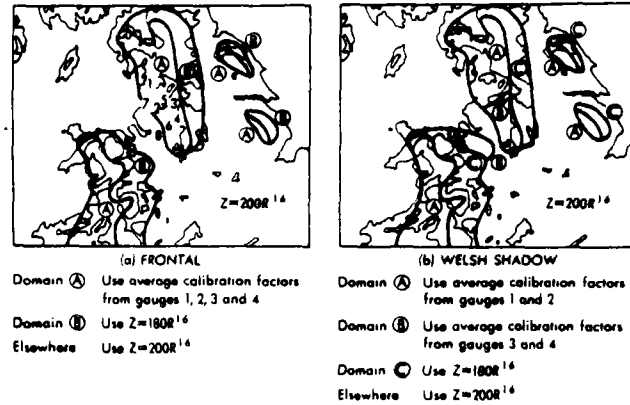


Figure 3.2 : Calibration constante par secteurs homogènes.

Des méthodes de calibration plus complexes ont également été proposées.

- Ninomiya et Akiyama (43) raisonnant sur le facteur de correction proposent une approche qui s'apparente aux méthodes d'analyse variationnelle utilisées en mécanique.

- Brady (30) et Crawford (33) suggèrent une procédure dans laquelle l'intensité de la pluie s'exprime comme une combinaison linéaire des mesures pluviographiques ponctuelles et des estimations radar correspondantes. La pondération de chaque terme s'effectue à partir de l'analyse de la structure spatiale des phénomènes : matrices des covariances relatives aux mesures pluviographiques et radar, covariance croisée de ces paramètres. Cette méthode peut être rapprochée du krigeage que nous décrivons dans le paragraphe suivant ; elle paraît toutefois d'une mise en oeuvre très lourde.

Nous remarquerons simplement que ces auteurs ne prennent pas en compte les variations du paramètre b .

Par ailleurs, Greene et al. (38) ont proposé de comparer l'efficacité de diverses méthodes de calibration à partir de leur aptitude à reconstituer des champs pluvieux générés fictivement.

6 - Remarques

L'utilisation conjointe d'images radar et de mesures pluviographiques a pour but de rechercher directement ou indirectement la valeur des paramètres A et b introduits dans la relation $Z = AR^b$ dont l'influence est prépondérante dans la transformation d'une réflectivité radar en intensité de la pluie.

De façon générale, b est gardé invariant. La solution la plus simple consiste alors à choisir une valeur de A , ou du facteur de correction, constante sur toute l'image. Elle ne constitue qu'un pas particulier de l'étape suivante qui prend en compte la variabilité de ce paramètre. L'estimation de l'intensité de la pluie en tout point est alors le résultat de la superposition d'une mesure de réflectivité d'une part, et d'une estimation de A ou du facteur de correction d'autre part. Ces dernières quantités sont obtenues à partir de l'interpolation de mesures ponctuelles (points de calibration) identiques aux points de mesure pluviographique. Nous en revenons donc en apparence à une situation assez comparable à celle prévalant lorsque seules les données pluviographiques étaient disponibles.

Le choix de la procédure de calibration se ramène donc à la sélection d'une méthode d'interpolation. La plus simple d'entre elles, le facteur moyen de correction postule que cette valeur est constante sur toute l'image ; Brandes adopte a priori une forme de pondération en fonction de la distance. Delhomme (36) a effectué une synthèse de nombreuses méthodes d'interpolation proposées dans divers domaines.

Nous distinguerons à ce stade, les méthodes courantes que nous avons évoquées, d'usage immédiat et donc bien adaptées à un usage en temps réel, d'une approche plus complète de l'estimation et donc de la calibration susceptible de nous aider à analyser et exploiter au mieux l'information disponible. Le krigeage permet une telle démarche et sa présentation fait l'objet du prochain paragraphe.

III - LE KRIGEAGE : METHODE D'INTERPOLATION OPTIMALE

1 - Définitions et présentation

a - Variable régionalisée

La théorie des variables régionalisées développée par Matheron (42) est notamment consacrée à l'étude des phénomènes qui, se déroulant dans l'espace en manifestant une certaine structure, sont perçus de façon incomplète à travers un nombre limité de mesures.

La fonction $f(x)$ ou $x = (u,v)$ qui décrit un tel phénomène sur le domaine D est appelée une variable régionalisée.

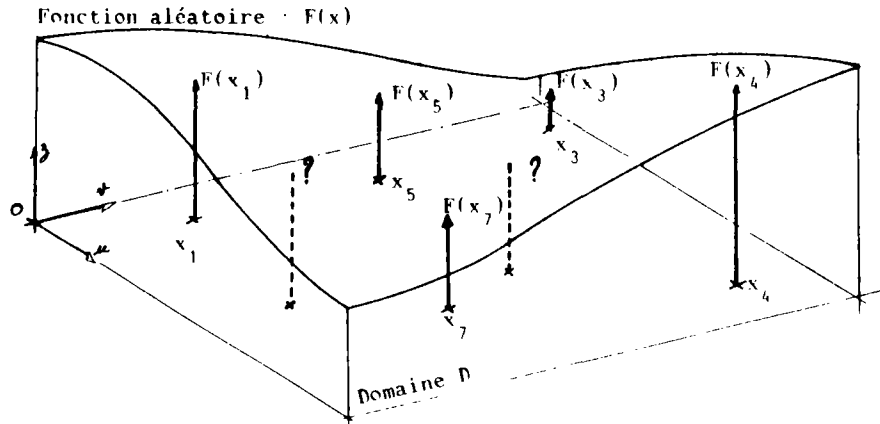


Figure 3.3 : Schématisation d'un champ spatial mesuré en quelques points.

Les objectifs poursuivis par la théorie des variables régionalisées sont :

- la détermination des caractéristiques structurales du phénomène,
- la résolution du problème posé par l'estimation de ce phénomène à partir de l'échantillonnage fragmentaire disponible.

b - Fonction aléatoire et variable régionalisée

Dans une première étape, Matheron détaille une solution géométrique du problème de l'estimation. Mais l'aspect chaotique de certains phénomènes naturels et le caractère limité de l'information accessible, restreignent la possibilité d'une description déterministe générale du phénomène étudié. La prise en compte d'hypothèses complémentaires s'avère donc nécessaire : lissage et continuité de fonctions expérimentales entre autres. Elles équivalent à ses yeux à l'introduction d'une interprétation probabiliste déguisée. Il propose donc de reformuler le problème en s'appuyant explicitement sur la théorie des fonctions aléatoires.

Une fonction aléatoire est la généralisation de la notion de variable aléatoire. En chaque point de mesure $(x_i, i \in [1, n])$ du domaine D étudié, l'observation de la quantité $f(x_i)$ peut être considérée comme une réalisation d'une variable aléatoire ϕ_i . Pour l'ensemble des points de mesure, nous constituerons donc une famille F de variables aléatoires, $F = (\phi_i, i \in [1, n])$ qui présentent une certaine dépendance entre elles dans la mesure où elles traduisent un phénomène structuré dans l'espace. Si nous augmentons l'ensemble des points x_i jusqu'à couvrir la totalité des points constitutifs du domaine D , la famille F est alors formée du regroupement d'une infinité de variables aléatoires sur le domaine D . F sera appelée une fonction aléatoire.

Nous considèrerons par la suite qu'une variable régionalisée f_k est le résultat d'un tirage d'indice k de la fonction aléatoire F

En tout point x de D $f_k(x) = [F(x), k]$

Intéressons nous à titre d'exemple aux intensités des pluies journalières sur un bassin versant. La mesure à une station précise est le résultat d'un tirage dans une variable aléatoire, la variable régionalisée correspondante décrit les intensités en chaque point du bassin versant durant la même journée.

c - Inférence statistique

La théorie des variables régionalisées se propose de décrire la structure spatiale d'une telle fonction aléatoire pour en proposer une modélisation. L'identification de cette structure jointe aux mesures effectuées lors d'une réalisation permettra ensuite de résoudre le problème de l'estimation.

Il s'agit donc de reconstituer la loi de probabilité de la fonction aléatoire en déterminant ses premiers moments : cette démarche est appelée inférence statistique. Comme pour le cas simple d'une variable aléatoire, elle n'est possible qu'à partir de l'observation d'un nombre suffisant de réalisations de la fonction aléatoire. L'exemple des intensités moyennes journalières offre cette possibilité. Mais certains processus naturels sont uniques et ne se reproduisent pas. C'est notamment le cas des teneurs en minerai dans un gisement (cette application étant d'ailleurs à l'origine de la théorie des variables régionalisées), ou de la piézométrie d'une nappe d'eau souterraine (Delhomme) . L'observation d'une seule réalisation est alors possible.

Des hypothèses complémentaires relatives aux propriétés de la fonction aléatoire ont été formulées pour permettre l'inférence statistique dans une telle situation. Elles doivent présenter un caractère aussi peu restrictif que possible pour rester satisfaites par le plus grand nombre de phénomènes naturels.

d - Hypothèse intrinsèque

La stationnarité de la fonction aléatoire reste l'hypothèse la plus couramment formulée. Elle consiste à admettre l'homogénéité sur tout le domaine d'étude D de la loi de probabilité qui la décrit et par conséquent de ses moments. De plus on considère que chaque réalisation observée suffit à rendre compte de l'ensemble des réalisations éventuelles, le phénomène se répé-

tant dans l'espace : c'est la propriété d'ergodicité.

Généralement une stationnarité d'ordre 2, limitée aux deux premiers moments est prise en compte. Dans ce cadre :

- l'espérance mathématique est constante sur tout le domaine D

$$E [F(x)] = m, \text{ pour tout } x$$

Elle peut donc être estimée en effectuant la moyenne spatiale des différentes mesures.

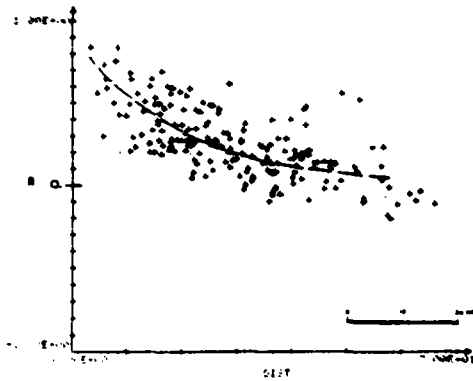
- la covariance entre deux points x et y , $cov(x,y)$, est indépendante de la position des points d'appui, et ne dépend que de leur distance, $x-y$,

$$cov(x,y) = E[(F(x)-m).(F(y)-m)] = g(x-y)$$

En particulier $cov(x,x) = \sigma^2$ est constante

et $cov(x,y) = \sigma^2 r(x,y)$, $r(x,y)$: coefficient de corrélation entre x et y .

Il est alors possible de dégager une fonction de structure sous la forme d'un corrélogramme qui traduit l'évolution du coefficient de corrélation en fonction de la distance.



Stations cévenoles. Evolution de la corrélation des intensités horaires avec la distance.

Figure 3.4 : Exemple de corrélogramme (Tourasse 47)

Il est cependant des cas où ces hypothèses se révèlent inadaptées car trop contraignantes. Par exemple la présence d'un effet orographique se traduit par un accroissement des valeurs moyennes des précipitations.

L'hypothèse intrinsèque formulée par Matheron (42) propose un cadre moins strict. Elle considère que seuls les accroissements de la fonction aléatoire sont stationnaires d'ordre 2, c'est-à-dire que pour deux points x et $x + h$ distants de h :

$$\begin{cases} E [F(x + h) - F(x)] = m(h) \\ \text{var} [F(x + h) - F(x)] = 2 \gamma(h) \end{cases}$$

La fonction $\gamma(h)$ est dénommée le demi-variogramme de la fonction aléatoire $F(x)$,

l'appellation de variogramme est généralement utilisée. La fonction $m(h)$ est appelée la dérive linéaire.

2 - Variogramme et structure spatiale

a - Présentation

Dans tout ce paragraphe, nous nous placerons dans le cas simple qui fera l'objet d'une application au chapitre suivant et pour lequel l'espérance de la fonction aléatoire est considérée comme constante sur le domaine d'étude.

Dans cette situation, nous n'avons pas de dérive :

$$E [F(x+h)] = E [F(x)] = m \text{ soit } E [F(x+h)-F(x)] = 0$$

Exprimons alors le variogramme $\gamma(h)$

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E [F(x+h)-F(x)]^2$$

Le variogramme est la fonction de structure de la fonction aléatoire F qui satisfait l'hypothèse intrinsèque. Il traduit l'évolution de l'écart quadratique moyen entre deux points en fonction de leur distance. Sa forme exprime la façon dont l'information contenue dans une mesure ponctuelle se dégrade au fur et à mesure que l'on s'en éloigne.

Dans ce cas d'absence de dérive, l'hypothèse intrinsèque reste moins restrictive que la stationnarité d'ordre 2 ; elle n'impose pas en effet une variance constante sur D , une variance infinie n'étant d'ailleurs pas exclue.

Dans le cas d'une fonction aléatoire stationnaire de variance σ^2 , il est possible de relier variogramme et fonction de covariance.

En effet

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E [F(x+h)^2] + E [F(x)^2] - 2 E [F(x+h) \cdot F(x)]$$

que nous exprimons

$$2\gamma(h) = E [F(x+h)^2 - m^2] + E [F(x)^2 - m^2] - 2 E [(F(x+h)-m) \cdot (F(x)-m)]$$

Prenant en compte les définitions de la variance et de la covariance, nous obtenons en définitive :

$$\gamma(h) = \sigma^2 - \text{cov}(h)$$

Dans ce cas le variogramme est donc borné.

b - Estimation du variogramme

Notons f la réalisation observée en n points x_i , $i \in \{1, n\}$ du domaine D de la fonction aléatoire F .

Le dénombrement de l'ensemble des couples de points (x_i, y_i) pour lesquels f prend une valeur différente de zéro est effectué. Il donne lieu à un regroupement des couples situés dans la même tranche de distance centrée sur la valeur h et d'étendue Δh ; $N(h)$ est le nombre de $(x_i, y_i = x_i + h)$

La valeur estimée du variogramme à cette distance est :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [f(x_i+h) - f(x_i)]^2$$

$N(h)$ doit être suffisamment grand pour assurer la représentativité de l'estimation obtenue. Une alternative consiste à prendre en compte des classes de même importance et à calculer pour chacune d'entre elle (\bar{h}) correspondant à la distance moyenne (\bar{h}) . Nous avons procédé de cette façon lors de l'étude entreprise.

Le variogramme expérimental est ainsi estimé à partir d'une seule réalisation.

Pour certaines applications, notamment dans le domaine pluviographique, plusieurs réalisations sont généralement disponibles. Il peut alors être envisagé de regrouper celles présentant des caractéristiques communes : de même origine météorologique, ou observées au cours d'une même période de l'année (Bastin et al.29), de façon à dégager un variogramme moyen ou climatologique (Créutin 35). Delhomme (36) note en outre que ces regroupements peuvent être imposés par le manque de représentativité consécutif à une quantité trop restreinte de données.

Enfin des anisotropies éventuelles peuvent être détectées en étudiant les variogrammes relatifs à des directions précises.

c - Interprétation du variogramme

La forme du variogramme revêt une signification importante. En effet à travers la régularité de la fonction aléatoire, elle nous renseigne sur la qualité de l'estimation qui sera obtenue par l'utilisation ultérieure du krigeage. Un grand intérêt sera notamment porté au comportement du variogramme à l'origine et à l'infini.

c1 - Comportement à l'origine

Remarquons tout d'abord, qu'en pratique, il n'est pas toujours facile

...

à apprécier. En effet si le réseau de mesures est régulier, la courbe expérimentale ne présente pas ou peu de points pour des distances inférieures à l'écartement moyen des points de mesure. Nous verrons dans le chapitre suivant l'importance de ce point.

D'après la définition du variogramme, nous avons $\gamma(0) = 0$

Le comportement de la courbe à l'origine est révélateur de la régularité et de la continuité de la fonction aléatoire. Matheron distingue quatre types (42) - figure 3.5

- comportement parabolique

La courbe est tangente à l'axe des distances : les variations de la fonction aléatoire sont très régulières.

- comportement linéaire

La tangente à l'origine est oblique. La fonction aléatoire reste continue mais elle présente un caractère beaucoup moins régulier.

- effet de pépité

La courbe présente une discontinuité à l'origine. La fonction aléatoire n'est pas continue. Delhomme (36) attribue deux explications possibles à l'existence d'un effet de pépité :

- la traduction de fluctuations de petite échelle que le réseau de mesure n'est pas apte à représenter,
- l'existence d'incertitudes de mesure.

Il note à titre d'exemple que le variogramme relatif à la répartition des précipitations journalières sur un bassin versant présente un effet de pépité.

- variogramme horizontal

Il est significatif de l'absence totale de structure de la fonction aléatoire

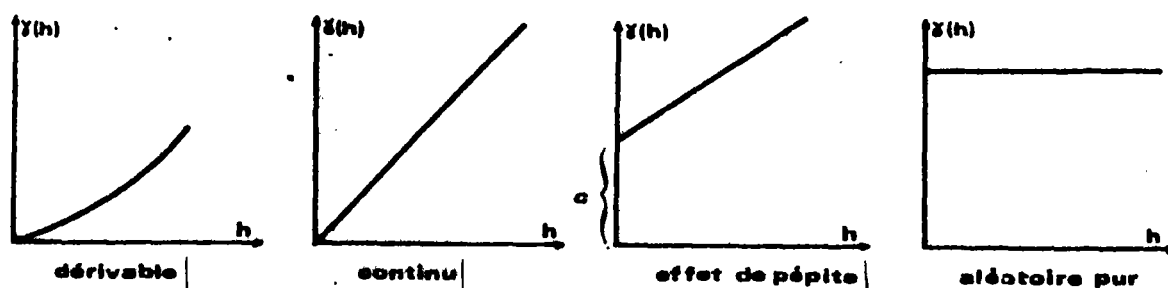


Figure 3.5 : Comportement du variogramme à l'origine (d'après Delhomme).

c2 - Comportement à l'infini

- Une croissance continue est la caractérisation d'une fonction aléatoire sans variance finie (a).

- l'existence d'une portée (b).

Au-delà d'une certaine distance : la portée, le variogramme devient horizontal et garde une valeur constante : le palier. La corrélation entre deux points éloignés d'une distance supérieure à la portée est nulle. Nous avons alors :

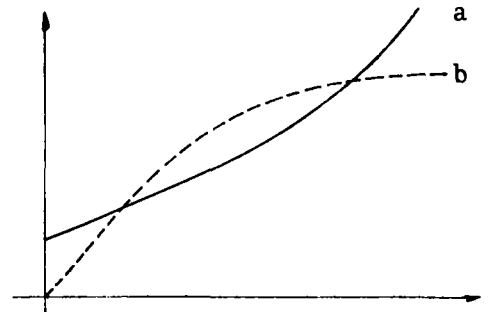


Figure 3.6 : Comportement du variogramme à l'infini.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} [\text{var } F(x+h) - F(x)] = \sigma^2$$

Nous sommes dans des conditions qui satisfont les hypothèses de stationnarité d'ordre deux. Nous avons donc :

$$\gamma(h) = \sigma^2 - \text{cov}(h)$$

La figure 3.7 montre deux exemples de variogramme avec et sans palier. Il s'agit de la courbe relative aux réflectivités moyennes sur 15 minutes pour une pluie convective à caractère local (portée) et régulière (absence de portée à l'échelle qui nous intéresse)

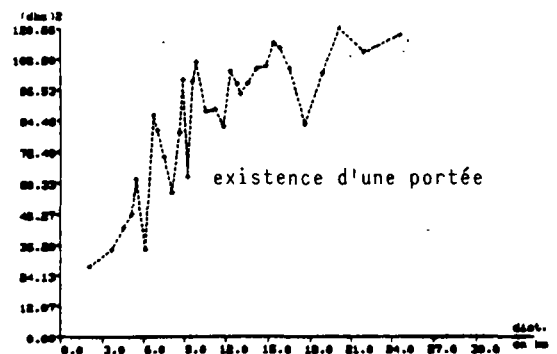


Figure 3.7 : Exemples de variogrammes expérimentaux.

d - Modélisation du variogramme expérimental

Il s'agit de représenter le variogramme expérimental par une courbe théorique qui sera utilisée dans la procédure d'estimation : le krigeage.

Nous verrons que l'estimateur F sera du type : $F = \sum \lambda_j F(x_j)$.

La fonction choisie pour modéliser le variogramme devra notamment garantir que la variance de toute estimation reste positive. Matheron

montre que cette contrainte conduit à ne retenir que les fonctions de type positif, c'est-à-dire qui vérifie la condition suivante :

Pour tout ensemble de n points (x_1, \dots, x_n) et tout système de n coefficients $(\lambda_i, i \in \{1, n\})$ tel que $\sum_i \lambda_i = 0$, on a : $\sum_{i,j} \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i - x_j) \geq 0$

Plusieurs familles de fonction ont été proposées : parmi les plus courantes, nous retiendrons :

- les courbes $\gamma(h) = \omega h^\alpha$ pour $\alpha < 2$
- le modèle sphérique utilisé pour représenter un variogramme à palier

$$\left| \begin{array}{l} \gamma(h) = \omega \left[\frac{3}{2} \frac{h}{a} - \frac{1}{2} \frac{h}{a}^{3/2} \right] \text{ pour } h \leq a \\ \gamma(h) = \omega \text{ pour } h > a \end{array} \right.$$

- la traduction d'un effet de pépite s'effectue en ajoutant une constante C au modèle pour les distances non nulles. Son estimation pratique s'effectue en prolongeant la courbe expérimentale jusqu'à son intersection avec l'axe vertical.

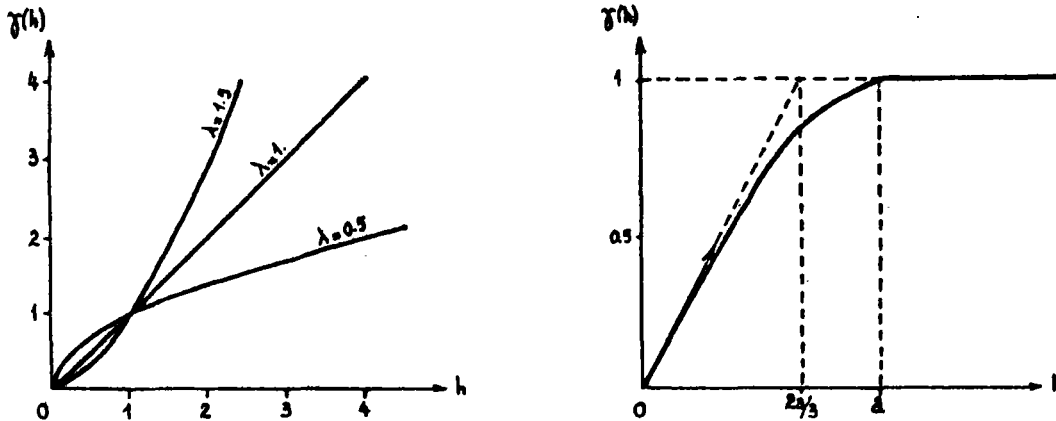


Figure 3.8 : Modèles en h^λ et sphérique de variogramme (tiré de Delhomme).

3 - Le krigeage simple

a - Présentation

Le variogramme nous permet de caractériser la structure spatiale d'un phénomène. Il s'agit maintenant de proposer une méthode d'estimation qui tire le meilleur parti de l'information disponible : les mesures ponctuelles et une fonction de structure. C'est cet objectif que poursuit le krigeage. De même que nous n'avons étudié le variogramme qu'en l'absence de dérive -espérance mathématique constante-, nous présenterons le krigeage simple

...

qui se place dans ce cadre. Nous verrons ultérieurement que les applications envisagées satisfont cette hypothèse.

Rappelons que n points de mesure x_i , $i \in [1, n]$ localisés sur le domaine D permettant l'observation d'une variable régionalisée f , réalisation d'une fonction aléatoire F .

b - Estimation ponctuelle (Delhomme 36)

Nous souhaitons estimer $f_0 = f(x_0)$, valeur prise par la variable régionalisée au point x_0 , soit \hat{f}_0 cette estimation qui sera recherchée sous la forme

$$\hat{f}_0 = \sum_{i=1}^{i=n} \lambda_i f(x_i)$$

En adoptant une notation probabiliste, l'estimateur \hat{F}_0 sera une variable aléatoire exprimée :

$$\hat{f}_0 = \sum_{i=1}^{i=n} \lambda_i F(x_i)$$

Nous recherchons les poids λ_i , $i \in [1, n]$ tels que :

- . l'estimateur soit sans biais : $E[F(x_0) - \hat{F}_0] = 0$
- . l'estimateur minimise l'erreur quadratique c'est-à-dire : $E[(F(x_0) - \hat{F}_0)^2]$ minimale.

Nous avons également

$$\text{var} [F(x_0) - \hat{F}_0] = E[(F(x_0) - \hat{F}_0)^2] - E^2[F(x_0) - \hat{F}_0]$$

Les deux conditions deviennent, compte tenu de l'hypothèse d'espérance constante

$$\begin{cases} E[F(x_0) - \hat{F}_0] = 0 \\ \text{Var}[F(x_0) - \hat{F}_0] \text{ minimale} \end{cases}$$

. La première d'entre elles s'exprime

$$\begin{aligned} E[F(x_0) - \hat{F}_0] &= E[F(x_0) - \sum_{i=1}^n \lambda_i F(x_i)] \\ &= E[F(x_0)] - \sum_{i=1}^n \lambda_i E[F(x_i)] \\ &= (1 - \sum_{i=1}^n \lambda_i) m \text{ ou } m - E[F(x)] \quad \forall x \in D \end{aligned}$$

La condition d'estimateur sans biais impose donc

$$\sum_{i=1}^{i=n} \lambda_i = 1$$

. La deuxième condition s'exprime alors

$$\text{var} [F(x_0) - \hat{F}_0] = \text{Var} \left[\sum_{i=1}^{i=n} \lambda_i (F(x_0) - F(x_i)) \right]$$

Après quelques calculs, il est possible de montrer que cette quantité s'écrit également (Creutin 35).

$$\text{Var}[F(x_0) - F_0^v] = - \sum_{i=1}^{i=n} \sum_{j=1}^{j=n} \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i - x_j) + 2 \sum_{i=1}^{i=n} \lambda_i \gamma(x_i - x_0)$$

ou $\gamma(x_i - x_j) = \gamma_{ij}$ est la valeur du variogramme entre les points de mesure x_i et x_j ; nous avons donc $\gamma_{ij} = \gamma_{ji}$ et $\gamma_{ii} = 0$.

$\gamma(x_i - x_0) = \gamma_{i0}$ est la valeur du variogramme entre x_i et x_0 point où l'estimation est recherchée.

Nous rechercherons donc les valeurs de λ_i qui minimisent la forme quadratique $Q = \text{Var}[F(x_0) - F_0^v]$ sous la contrainte $E \left(1 - \sum_{i=1}^n \lambda_i \right) = 0$.

La solution est obtenue, après l'introduction d'un multiplicateur de Lagrange, μ , par l'annulation des dérivées partielles de la quantité $Q + \mu E$ par rapport à chaque λ_i .

Le système de krigeage simple s'exprime donc :

$$\forall i \in \{1, n\} \quad \sum_{j=1}^{j=n} \lambda_j \gamma_{ij} + \mu' = \gamma_{i0} \quad \text{avec} \quad \mu' = -\frac{\mu}{2}$$

$$\sum_{j=1}^{j=n} \lambda_j = 1$$

soit, en utilisant une écriture matricielle :

$$\Gamma \cdot \Lambda = \Gamma_0$$

$$\begin{pmatrix} \gamma_{11} & & & \\ & \gamma_{ij} & & \\ & & \gamma_{nn} & \\ & & & 1 \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_j \\ \lambda_n \\ \mu' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \gamma_{10} \\ \gamma_{i0} \\ \gamma_{n0} \\ 0 \end{pmatrix}$$

Le vecteur des poids recherchés est donc :

$$\Lambda = \Gamma^{-1} \Gamma_0$$

Le report de ces valeurs dans l'expression de f_0^v nous donne l'estimation recherchée. La qualité de cette estimation est traduite par la variance de l'erreur de krigeage $\sigma_0^2 = \text{Var}[F_0^v - F(x_0)]$ que nous pouvons écrire :

$$\sigma_0^2 = - \sum_{i=1}^{i=n} \lambda_i (-\mu' + \gamma_{i0}) + 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma_{i0}$$

$$\sigma_0^2 = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma_{i0} + \mu'$$

c - Estimation moyenne sur une surface S_0 .

Il ne s'agit plus de rechercher la valeur prise par f en un point x_0 , mais une moyenne de f sur une surface S_0 , S_0 pouvant être une maille lorsqu'on travaille sur un quadrillage régulier.

soit $\hat{f}_0 = \frac{1}{S_0} \int_{S_0} f(x) dx$ cette quantité.

La condition de non biais reste naturellement inchangée.

L'expression de la variance devient alors : (Delhomme)

$$\text{Var}\{F(x_0) - \hat{F}_0\} = - \sum_{i=1}^{i=n} \sum_{j=1}^{j=n} \gamma_{ij} \lambda_i \lambda_j + 2 \sum_{i=1}^{i=n} \lambda_i \gamma_{iS_0} - \gamma_{S_0S_0}$$

γ_{ij} gardant la même signification

$\gamma_{iS_0} = \frac{1}{S_0} \int_{S_0} \gamma(x_i - x) dx$: valeur moyenne du variogramme entre le point de mesure x_i et la surface S_0 .

$\gamma_{S_0S_0} = \frac{1}{S_0^2} \int_{S_0} \int_{S_0} \gamma(x-x') dx dx'$: valeur moyenne du variogramme entre deux points de S_0 .

Le système de krigeage garde alors la même forme, les γ_{iS_0} remplaçant les γ_{i0}

La variance de krigeage $\sigma_{S_0}^2$ s'exprimant :

$$\sigma_{S_0}^2 = \sum_{i=1}^{i=n} \lambda_i \gamma_{iS_0} + \mu' - \gamma_{S_0S_0}$$

4 - Krigeage et calibration des images radar

Au cours des dernières années, des travaux ont été consacrés à l'évaluation de l'intérêt du krigeage pour la détermination des intensités pluvieuses (Creutin et Obléd 34, Bastin et al. 29).

Nous avons vu précédemment que calibration des images radar et interpolation de données pluviographiques relevaient d'une même démarche. Nous pouvons donc envisager d'utiliser le krigeage comme procédure de calibration des images radar. Nous considérons pour cela, en accord avec les méthodes de calibration évoquées, que le paramètre b reste invariant au cours d'une même séquence pluvieuse et que la situation météorologique détermine le choix de cette valeur. En chaque point où sont disponibles une mesure pluviographique (IP) et la réflectivité correspondante (Z), il est possible d'évaluer la valeur $\log A = \log Z - b \log IP$, sous réserve des hypothèses déjà énoncées.

L'application du krigeage au paramètre $\log A$ constitue alors la procédure de calibration. Nous travaillerons effectivement sur les valeurs logarithmiques pour lesquelles les amplitudes de variations restent plus limitées, et

...

sont plus à même de satisfaire l'hypothèse d'homogénéité du phénomène étudié.

En toute rigueur, il existe une différence entre la quantité que nous dénommons A , et le paramètre intervenant dans la loi $Z = AR^b$ qui a un sens microphysique. En effet, nous intégrons implicitement à ce dernier d'autres sources d'erreur potentielles : étalonnage défectueux du radar par exemple. Nous conserverons toutefois cette notation pratique et ne chercherons en aucun cas à donner une interprétation physique aux valeurs obtenues.

DETERMINATION DES INTENSITES PLUVIEUSES PAR CALIBRATION DES IMAGES RADAR

I - REPRESENTATIVITE COMPAREE DES MESURES PLUVIOGRAPHIQUES ET RADAR

1 - Cohérence des mesures radar et pluviographiques et caractérisation des séquences pluvieuses

a - Introduction

Quatre séquences pluvieuses ont été enregistrées dans de bonnes conditions durant l'été 1982. Elles sont issues de situations météorologiques variées et cette diversité paraît se retrouver au niveau de l'organisation spatiale des intensités (figure 2.2 - chapitre 2) et de la forme du hyétogramme en un point d'enregistrement pluviographique (annexe 2). Au cours de ce paragraphe nous confirmerons cette diversité.

Deux moyens de mesure ont été utilisés pour suivre l'évolution des précipitations : le radar météorologique et un réseau dense de pluviographes. Ces deux capteurs ont une appréciation différente de l'intensité pluvieuse (chapitre 3-1). Pourtant toutes les méthodes de calibration des images radar se fondent sur leur utilisation conjointe. Dans une première étape se pose donc le problème de la cohérence des deux sources d'information dont nous disposons. En effet, l'usage complémentaire des données pluviographiques et des images radar ne conserve un sens que si les deux capteurs saisissent de façon proche le phénomène pluvieux. Il est donc nécessaire de vérifier cet aspect qui conditionne la légitimité de la calibration des images radar.

La comparaison de mesures pluviographiques et des réflectivités qui les coiffent a été entreprise au chapitre 2 en superposant pour chaque point de mesure les hyétogrammes issus des deux instruments. Elle a montré une assez bonne concordance des courbes assortie de plusieurs anomalies parfois inexplicables. Cette démarche n'est cependant pas exempte d'ambiguïté : la transformation des réflectivités en intensités introduit des paramètres qui dépendent eux-mêmes de l'intensité (chapitre 1). Une vérification complémentaire et la confirmation de ces premières impressions peuvent être envisagées

sous une autre forme, en adoptant une approche indirecte qui, s'appuyant sur la structure des précipitations, généralise la comparaison de courbes ponctuelles. Chaque "réseau" de mesure permet de décrire, à l'aide d'une fonction de structure, la variabilité d'une pluie dans l'espace et dans le temps. Des courbes expérimentales issues respectivement des données radar et pluviographiques sont ainsi obtenues. Nous admettrons que ces deux types de capteurs donnent des informations de même nature, donc comparables si ces fonctions de structure sont proches. En toute rigueur la concordance de ces courbes n'est qu'une condition nécessaire à la démonstration de la cohérence entre radar et pluviographes. Seules des courbes divergentes seront alors significatives d'une disparité entre les capteurs. Ces comparaisons nous permettront néanmoins de mieux cerner cette cohérence.

Le variogramme sera utilisé pour décrire la structure des intensités dans l'espace et dans le temps. Ces deux aspects seront par ailleurs traités indépendamment, par souci de simplicité, alors qu'en réalité ils sont très liés notamment dans le cas de zones pluvieuses qui se déplacent.

Il est nécessaire d'homogénéiser les mesures pluviographiques (IP) et les estimations radar (IR) issues d'une loi de type $Z = AR^b$. L'application à ces dernières d'un facteur de correction moyen (fc), constant sur toute une séquence pluvieuse a été adoptée : $fc = (\sum_{ij} IP_{ij}) / (\sum_{ij} IR_{ij})$ où j est l'indice de pas de temps et i l'indice de station. En outre, nous utiliserons uniquement les données radar rattachées à un point de mesure pluviographique ayant effectivement fonctionné lors de la séquence pluvieuse étudiée.

b - Structure temporelle des intensités

En un point géographique x_i et pour un pas de temps Δt donnés une séquence pluvieuse se présente comme une succession de valeurs $\{I(x_i, t + j\Delta t), j \in (1, p)\}$ t étant l'origine des précipitations et p le nombre d'intervalles de temps pluvieux. Le variogramme retracera donc l'évolution des écarts entre deux intervalles de temps en fonction de la durée qui les sépare. Le regroupement des points de mesure permet de dégager un variogramme moyen significatif d'une averse donnée. Pour un décalage de k intervalles de temps, il prendra la valeur (avec $t = 0$) :

$$\gamma_t(k\Delta t) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^{i=n} \frac{1}{N_i(k\Delta t)} \sum_{j=1}^{j=p} [(I(x_i, (j+k)\Delta t) - I(x_i, j\Delta t))^2]$$

...

où $N_i(k\Delta t)$ est le nombre d'observations non nulles séparées de k intervalles de temps sur la $j^{\text{ème}}$ station et n le nombre de stations de mesures.

Le regroupement des pluies convectives à caractère local du 30 juillet après-midi et du 2 août, de caractéristiques voisines a été effectué de façon à améliorer la représentativité de la courbe estimée.

Les courbes relatives aux données pluviographiques d'une part et radar d'autre part ont été évaluées pour chaque séquence pluvieuse et plusieurs pas de temps. La figure 4.1 regroupe certaines d'entre elles (5 et 15 minutes).

La diversité des séquences pluvieuses est clairement mise en évidence. La pluie du 30 juillet au matin, la plus régulière, reste néanmoins assez proche de celle du 21 juillet. Les pluies convectives se distinguent par leur très grande variabilité et se révèlent très différentes des précédentes. Dans tous les cas, l'accroissement du pas de temps se traduit par une diminution de valeur du variogramme, consécutif au lissage ainsi opéré.

- 21 juillet

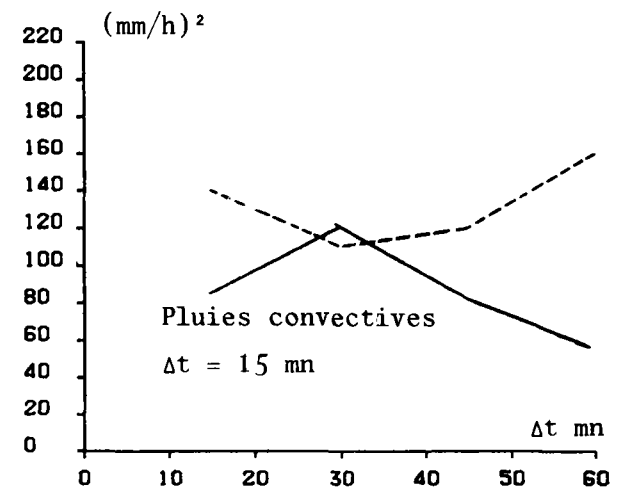
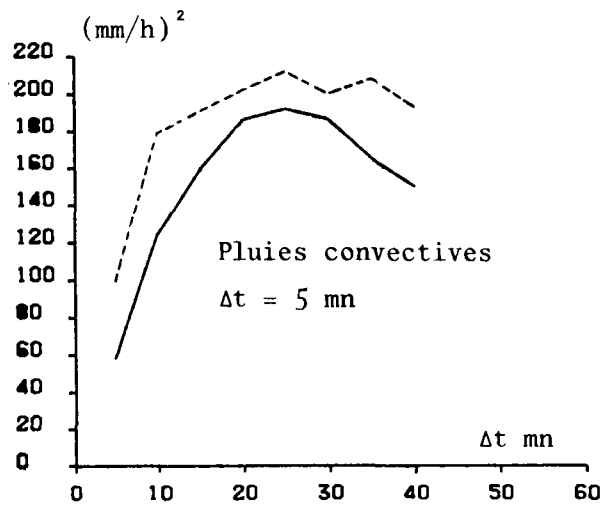
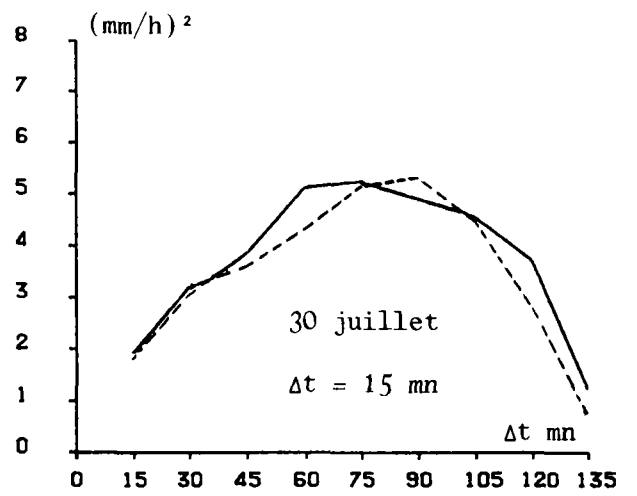
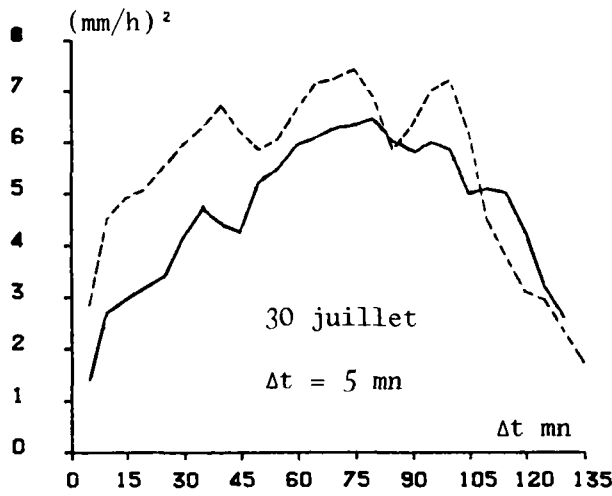
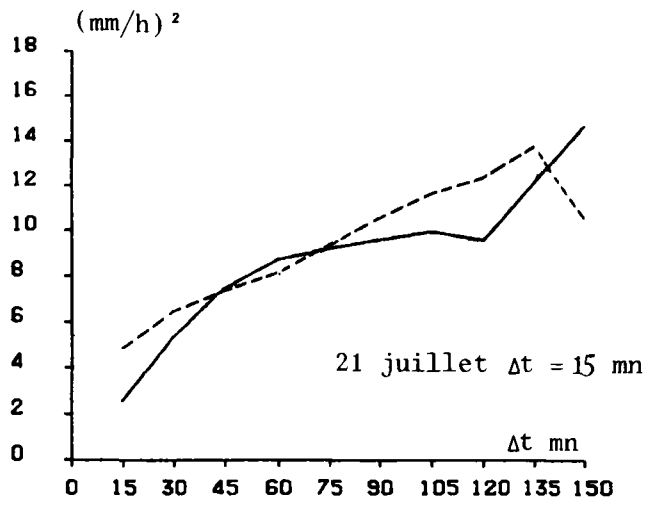
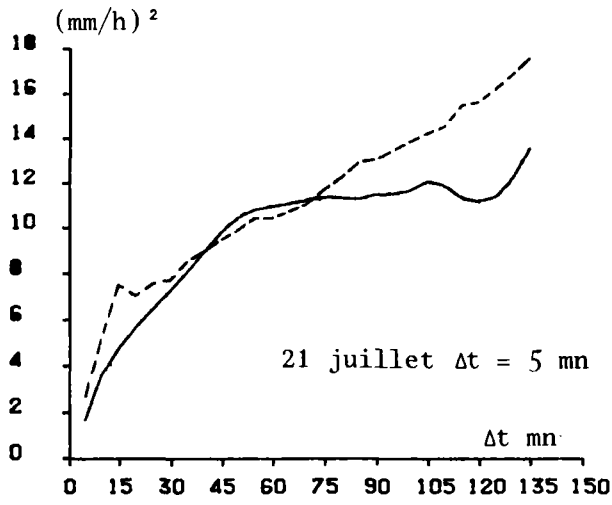
Les courbes radar et pluviographique restent proches pour tous les pas de temps. Elles divergent néanmoins à partir d'un décalage de 10 minutes que l'on retrouve pour tous les pas de temps. Les mesures pluviographiques ont une variabilité plus affirmée sur les décalages inférieurs à 40 minutes ; cette observation n'est pas vérifiée pour $\Delta t = 30$ minutes.

- 30 juillet au matin

Les pas de temps de 5 et 10 minutes confirment l'observation précédente relative à la variabilité plus affirmée des mesures pluviographiques en début de courbe. Dans tous les autres cas, la concordance apparaît comme très bonne en particulier pour $\Delta t = 15$ minutes. Anecdote, mais peut-être significative est la correspondance des minimas relatifs constatée sur les courbes des 5 minutes. La décroissance du variogramme pour les grands décalages correspond à la fin de la zone pluvieuse aux faibles intensités se rapprochant de celles de début de pluie.

- 30 juillet au soir et 2 août

Les deux courbes correspondent bien pour un pas de temps de 5 minutes. Le nombre réduit de points limite toute interprétation sur des durées de 15 et 30 minutes.



———— : radar - - - - - : pluviographes

Figure 4.1 : Comparaisons de variogrammes temporels radar et pluviographique.

c - Structure spatiale des intensités pluvieuses

En raisonnant d'après les définitions du chapitre précédent, nous considérerons comme une réalisation l'observation des intensités de la pluie sur la zone d'étude au cours de chaque intervalle de temps de durée Δt . Une séquence pluvieuse se constitue donc d'une succession de réalisations. Un variogramme moyen par séquence pluvieuse sera déterminé, nous souhaitons en effet garder un aperçu global de chaque pluie observée. Implicitement, il est admis que l'allure du variogramme se conserve pendant la durée d'une séquence pluvieuse. Les intensités très faibles, inférieures à 0,2 mm/h ne seront pas prises en compte. La justification du calcul des variogrammes spatiaux sera précisée dans le prochain paragraphe. Dans ce cas également, les deux pluies convectives à caractère local seront regroupées. Cette démarche a été appliquée aux mesures pluviographiques et aux estimations radar directement comparables. La figure 4.2 regroupe les courbes expérimentales obtenues pour chaque séquence pluvieuse en prenant en compte trois pas de temps : 15, 30 et 60 minutes.

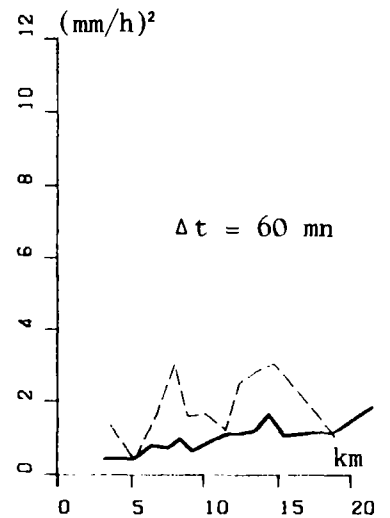
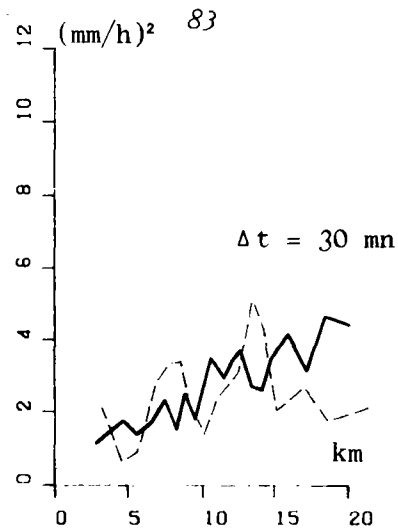
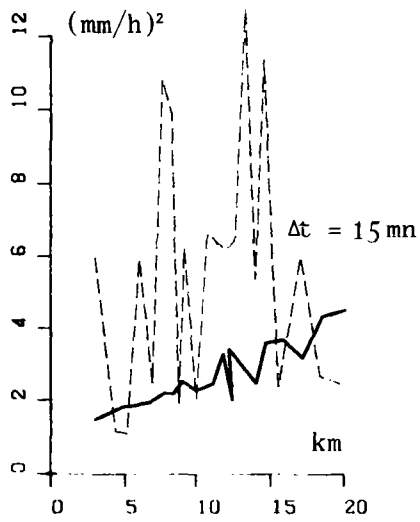
Remarquons immédiatement les grandes différences de variabilité existant entre les séquences pluvieuses. La pluie d'origine frontale demeure pour tous les pas de temps la plus régulière ; les pluies convectives à caractère local se distinguent par l'ampleur des fluctuations spatiales, de vingt à trente fois supérieures à cette dernière. Ces indications confirment les impressions qui se dégagent de la visualisation des images radar (fig. 2.2- chap. 2). La variabilité décroît toujours lorsque le pas de temps augmente.

- le 21 juillet

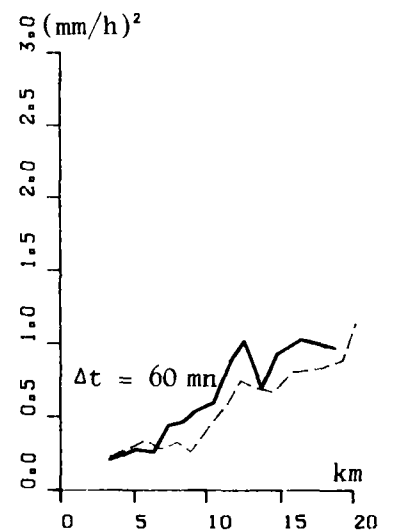
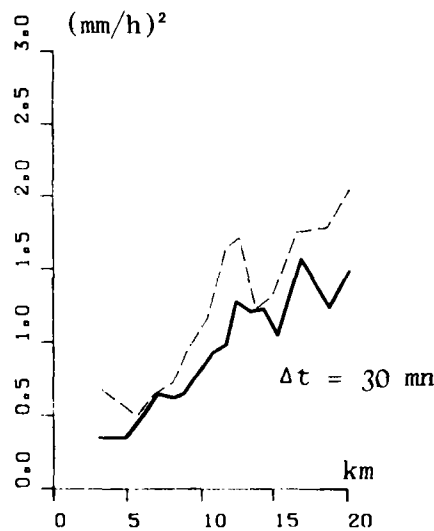
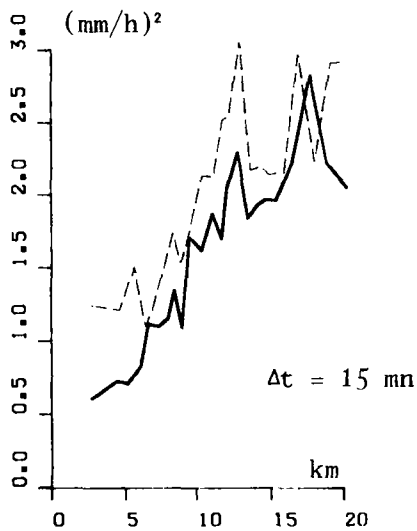
Le comportement de cette séquence pluvieuse est surprenant. En effet, elle est la seule pour laquelle les mesures pluviographiques ne permettent pour aucun pas de temps de dégager une structure spatiale. Il apparaît surtout que les variogrammes radar et pluviographiques présentent des allures très différentes. Cette constatation semble un peu surprenante dans la mesure où elle n'est pas confirmée par les fonctions de structure temporelles comparées précédemment. Nous sommes donc dans un cas où la cohérence entre les deux sources d'information peut être mise en doute.

- 30 juillet matin

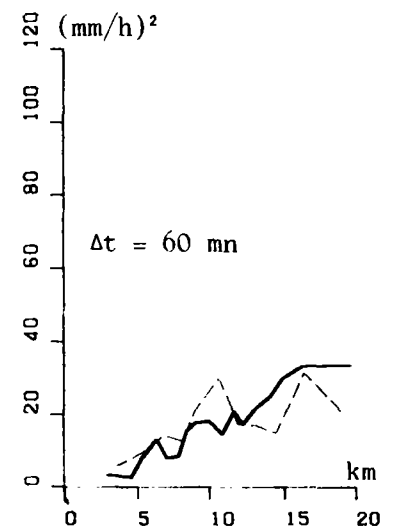
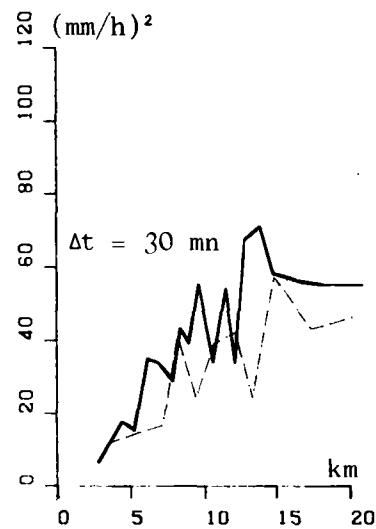
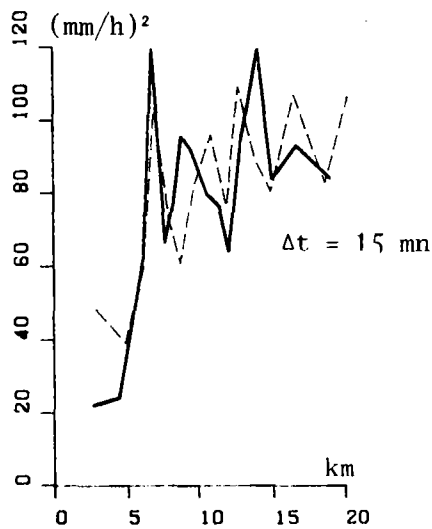
Les données pluviographiques permettent de dégager une structure spatiale pour tous les pas de temps. Un effet de pépite qui représente une part non négligeable de la variance des intensités est notée sur les courtes durées ;



21 juillet



30 juillet matin



Pluies convectives (30 juillet soir et 2 août)

Figure 4.2 : Comparaison des variogrammes spatiaux issus de mesures radar (—) et pluviographiques (-----)

cet effet est moins affirmé pour les estimations radar. La similitude des variogrammes radar et pluviographique plaide en faveur d'une bonne cohérence entre les capteurs ; des points de détail (coïncidence de certains maxima et minima relatifs) influent également dans ce sens. En dehors de Δt 60 minutes, il semble que les estimations radar sont plus régulières, la validité de cette constatation étant conditionnée par la représentativité du facteur de correction utilisé.

- 30 juillet soir et 2 août

De même que dans l'exemple précédent, nous constatons que les courbes d'origine pluviographique et radar sont pour tous les pas de temps comparables ; une certaine cohérence existe également entre les différents capteurs. Une portée est nettement mise en évidence. Sa valeur s'accroît avec le pas de temps. Pour des durées de 15 minutes, elle peut ainsi être estimée à une distance voisine de 9 km environ, contre une quinzaine de kilomètres pour 30 minutes. Le palier associé traduit la grande variabilité des champs pluvieux.

L'interdistance des points de mesure, de l'ordre de 5 km reste, sur un pas de temps de 15 minutes, assez proche de la distance de décorrélation des intensités. Il nous apparaît donc que le réseau pluviographique existant actuellement n'est pas apte à décrire, pour de telles durées, des intensités provoquées par des orages convectifs locaux. La situation s'améliore sur des pas de temps de 30 minutes et plus.

d - Remarques

Ce rapide aperçu des structures spatiale et temporelle des précipitations observées confirme tout d'abord leur grande diversité consécutive à des origines météorologiques variées. Même si nous ne montrons pas l'équivalence entre une mesure radar et une mesure pluviographique, il ressort que les deux capteurs structurent de façon voisine les précipitations dans l'espace et le temps. Sur cette base, leur utilisation conjointe sera envisagée, avec précaution toutefois.

Sous certaines hypothèses les fonctions de structure relatives à chaque capteur peuvent être reliées. L'intensité de la pluie pendant Δt est une fonction continue qui sera exprimée $I(x)$ en tout point x : le pluviographe situé en x perçoit donc cette quantité. Sur une maille de superficie S_x qui englobe x , le radar évalue donc :

$$J(x) = \frac{1}{S_x} \int_{S_x} I(x + u) du$$

u décrivant le domaine S_x .

...

Admettons que le champ des intensités est stationnaire d'espérance \bar{I} , de variance σ_I^2 et raisonnons de façon équivalente en termes de covariance :

$$\text{Tout d'abord } E[J(x)] = \frac{1}{S_x} E\left[\int_{S_x} I(x+u)du\right] = \frac{1}{S_x} \int_{S_x} E[I(x+u)]du = \bar{I}$$

La covariance pluviographique entre deux points x et y est :

$$C_P[I(x), I(y)] = E[(I(x)-\bar{I})(I(y)-\bar{I})]$$

La covariance radar entre les mailles S_x et S_y coiffant x et y s'exprime :

$$\begin{aligned} C_R[J(x), J(y)] &= E\left[\left(\frac{1}{S_x} \int_{S_x} I(x+u)du - \bar{I}\right) \cdot \left(\frac{1}{S_y} \int_{S_y} I(y+v)dv - \bar{I}\right)\right] \\ &= E\left[\frac{1}{S_x} \int_{S_x} (I(x+u)-\bar{I})du \cdot \frac{1}{S_y} \int_{S_y} (I(y+v)-\bar{I})dv\right] \\ &= E\left[\frac{1}{S_x} \cdot \frac{1}{S_y} \int_{S_x} \int_{S_y} (I(x+u)-\bar{I}) \cdot (I(y+v)-\bar{I}) dudv\right] \end{aligned}$$

En considérant l'intégration comme une somme infinie :

$$C_R[J(x), J(y)] = \frac{1}{S_x} \cdot \frac{1}{S_y} \int_{S_x} \int_{S_y} E[(I(x+u)-\bar{I}) \cdot (I(y+v)-\bar{I})] dudv.$$

En définitive :

$$C_R[J(x), J(y)] = \frac{1}{S_x} \cdot \frac{1}{S_y} \int_{S_x} \int_{S_y} C_P[I(x+u), I(y+v)] dudv.$$

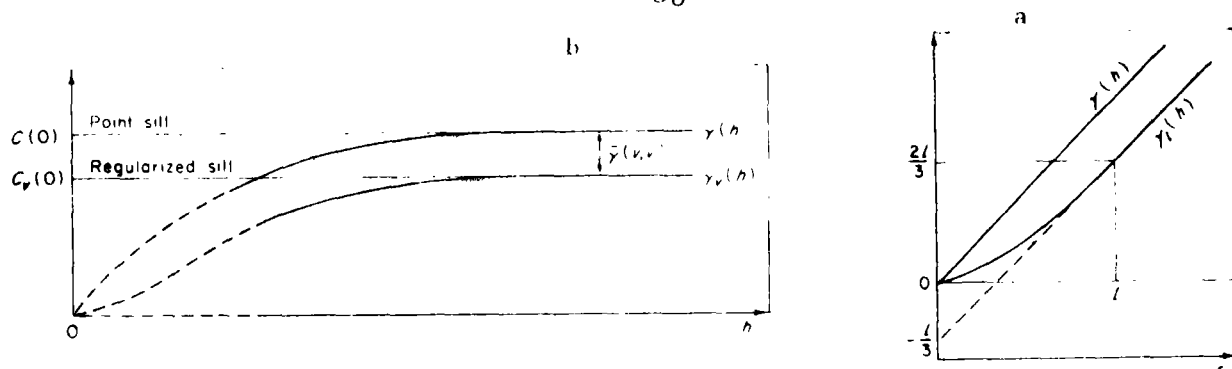
La covariance entre deux mailles radar est donc la régularisée de la covariance entre deux mesures pluviographiques qu'elles coiffent : c'est la covariance moyenne entre l'ensemble des points décrivant les deux mailles. En revenant au variogramme, cela doit se traduire par un variogramme radar plus régulier (figure 4.3). Les courbes du 30 juillet au matin sur 15 et 30 mn peuvent satisfaire cette interprétation ; il en va autrement pour la pluie du 21 juillet.

Ce raisonnement reste valable pour la structure temporelle et l'on peut proposer une expression générale qui intègre les deux aspects.

Pour un décalage de k pas de temps entre deux points x et y il vient alors :

$$C_R[J(x, t + k\Delta t), J(y, t)] = \frac{1}{S_x} \cdot \frac{1}{S_y} \int_{S_x} \int_{S_y} C_P[I(x+u, t + k\Delta t), I(y+v, t)] dudv$$

...



a : γ_1 est la régularisée du variogramme linéaire avec effet de pépite

b : γ_v est la régularisée du variogramme à palier.

Figure 4.3: Exemple de variogrammes régularisés. (Journel et Huijbregts, 39)

2 - Représentativité d'une mesure pluviographique

Dans la suite de l'étude, l'évaluation des paramètres de calibration s'effectuera en identifiant la mesure pluviographique en un point à l'intensité moyenne sur la maille radar qui le coiffe, à une superficie de 64 hectares. Comment cette quantité est-elle représentée par le pluviographe et quelle est l'erreur moyenne consécutive à cette assimilation ?

a - Etudes effectuées et première estimation

Une démarche rigoureuse consisterait à instrumenter largement la superficie d'une maille d'instruments de mesure de façon à appréhender la dispersion de données ponctuelles par rapport à la valeur moyenne en fonction du pas de temps ou de l'origine météorologique des précipitations.

Un réseau dense de mesures pluviographiques (9 postes sur 300 ha) a été exploité de 1978 à 1980 à Rungis et a donné lieu à plusieurs études relatives à la répartition spatiale des précipitations à petite échelle : Philippe (44), Desbordes (37).

L'évaluation du coefficient d'abattement spatial pris en compte dans le dimensionnement des réseaux d'assainissement pluviaux était recherché.

Pour un intervalle de temps donné, le coefficient d'abattement (α) se définit par (Desbordes)

$$\alpha = \frac{I_0}{I_{\max}}$$

I_0 : intensité moyenne estimée sur la surface considérée.

I_{\max} : valeur maximale des diverses mesures ponctuelles disponibles.

Le tableau ci-dessous traduit l'évolution du coefficient d'abattement moyen

en fonction du pas de temps.

pas de temps mn	5	15	30	60	120	240
α moy.	0.682	0.83	0.92	0.96	0.97	0.98

Ces résultats peuvent nous aider sous certaines conditions à estimer la dispersion de mesures ponctuelles. La différence de superficie entre le réseau expérimental et la maille radar ne sera pas prise en compte. Nous admettrons que l'intensité moyenne minimale mesurée pour un point s'exprime $I_{min} = I_0 \cdot \alpha$. Tout se passe donc comme si l'intensité moyenne sur le site était déduite de quelques mesures pluviographiques dont sont connues les valeurs minimale et maximale... L'écart-type (S) d'une petite population x d'effectif q peut être approché par la formule $S = \frac{x_{max} - x_{min}}{mq}$, mq paramètre dépendant de l'effectif q (45).

Il vient dans notre cas : $\sigma_I = \frac{1}{mq} \left(\frac{1}{\alpha} - \alpha \right) I_0$ avec $mq = 2.74$

Cette approche très sommaire nous donne une première estimation de l'erreur moyenne consécutive à l'assimilation d'une mesure ponctuelle à une intensité moyenne (notée σ_ϵ)

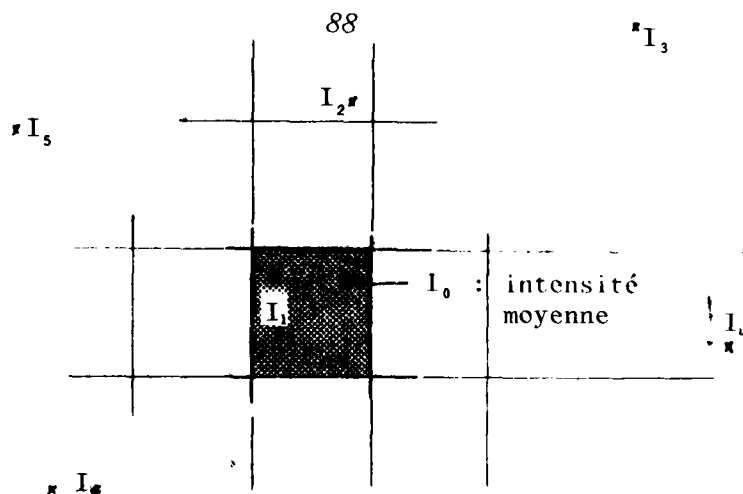
pas de temps mn	5	15	30	60	120	240
σ_ϵ	$0.29I_0$	$0.14I_0$	$0.06I_0$	$0.03I_0$	$0.02I_0$	$0.02I_0$

Sur un pas de temps de 15 minutes, cette erreur moyenne serait voisine de 15 %. Tentons de confirmer ces quantités.

b - Autre estimation

Le krigeage présenté au chapitre précédent peut nous aider à approcher la différence de représentativité entre une mesure ponctuelle et une intensité moyenne. La mise en oeuvre détaillée de cette méthode d'estimation, décrite dans un prochain paragraphe, ne sera pas abordée.

Il est en effet possible d'estimer l'intensité moyenne I_0 sur une maille sur une surface correspondant à une maille radar en prenant simultanément en compte le pluviographe localisé sur cette maille (I_1), dont l'influence reste prépondérante, et les points de mesure avoisinants.



La comparaison entre I_0 et I_1 nous donne un ordre de grandeur de l'erreur recherchée. Cette approche a été appliquée sur divers pas de temps à l'ensemble des données disponibles. Le tableau ci-dessous retrace les résultats obtenus sur divers pas de temps exprimés en termes de coefficient de variation (écart quadratique moyen ramené à la moyenne des intensités) :

pas de temps	21-07	30-07	30/7 S et 2/8
10	0.38	0.30	0.45
15	0.36	0.20	0.39
20	0.32	0.17	0.34
30	0.22	0.11	0.31
60	0.16	0.065	0.15

Remarquons que cette seconde estimation conduit à une écart moyen toujours supérieur à la précédente. Elle confirme en outre l'influence, sur ces écarts, de l'origine météorologique de la séquence pluvieuse. Ces résultats, obtenus artificiellement avec une méthode d'interpolation dont la mise en oeuvre pose parfois quelques difficultés, restent purement indicatifs.

3 - Conclusion

Ces tentatives de caractérisation d'une erreur moyenne ou de comparaison de fonctions de structure montrent principalement notre incapacité partielle à apprécier finement le phénomène pluvieux et à interpréter les mesures issues de différentes sources d'information qui parfois concordent mal. Seules des expérimentations spécifiques nous aideront à progresser dans ce domaine. En tout état de cause, la calibration des images radar à partir de données pluviographiques reste un thème à aborder avec prudence.

...

II - KRIGEAGE ET DETERMINATION DES INTENSITES PLUVIEUSES PAR CALIBRATION DES IMAGES RADAR

Introduction

Au cours du chapitre précédent, nous avons présenté le krigeage, méthode d'interpolation linéaire optimale et préconisé son application à la calibration des images radar. Dans ce cadre, la variable régionalisée prise en compte est le paramètre $\log A$, qui peut être évalué à tous les points où se juxtaposent des mesures d'intensité pluviographique et de réflectivité radar, b étant considéré comme invariant.

Nous nous intéressons à la répartition des intensités sur la zone d'étude au cours des intervalles de temps de durée Δt . Nous avons appelé réalisation l'observation des intensités, réflectivité et indirectement $\log A$ pendant chacun d'entre eux. Les réalisations successives qui constituent une séquence pluvieuse seront traitées indépendamment par souci de simplicité.

Les conclusions qui seront tirées de l'étude de quatre séquences pluvieuses variées ne seront naturellement pas généralisées. Il sera néanmoins possible de préciser l'intérêt du radar pour évaluer les intensités pluvieuses et de cerner les problèmes qui se posent de façon à les appréhender de façon complète lors d'expérimentations ultérieures.

Dans une première phase, nous nous intéressons à la structure spatiale du paramètre $\log A$ durant les pluies enregistrées, et les intensités de la pluie déduites d'une calibration par krigeage sur $\log A$ seront appréciées à l'aide des critères définis dans ce but. L'influence du second paramètre b ne sera qu'approchée sommairement.

Calibration des images radar et interpolation de mesures pluviographiques se fondent sur les mêmes méthodes. L'application comparative du krigeage à chacune nous permettra donc, dans une deuxième phase, d'évaluer le gain permis par l'utilisation d'images de réflectivités radar en complément des mesures pluviographiques.

Les reconstitutions ponctuelles en quelques points de mesure ne valorisent que très partiellement l'information radar disponible qui se présente sous forme d'image. Aussi dans une troisième phase, notre intérêt se portera

sur la répartition des intensités sur l'ensemble de la zone d'étude. Le dernier paragraphe de ce chapitre sera consacré à la comparaison de méthodes simples de calibration dont les performances seront notamment évaluées par rapport à une calibration par krigeage; il se conclura par la proposition d'une première méthode opérationnelle dans le cadre du projet Seine Saint-Denis.

1 - Variogramme et structure spatiale de log A

a - Détermination d'un variogramme moyen

Une même approche sera adoptée pour le paramètre log A et les intensités pluviographiques. Le pas de temps Δt fixé, nous rechercherons un variogramme moyen par séquence pluvieuse, le nombre de points de mesure étant trop faible pour permettre le tracé d'une courbe propre à chaque intervalle de temps. Il est donc admis implicitement que la forme du variogramme se conserve pendant la durée totale d'une séquence pluvieuse.

Déterminons donc le variogramme moyen, noté $\bar{\gamma}$, en établissant son lien avec la courbe γ_k relative à la variable régionalisée f_k de la k ième réalisation, γ_k étant utilisée dans la procédure d'estimation.

Delhomme (36) propose d'identifier $\bar{\gamma}$ à partir du regroupement de l'ensemble des données disponibles. Il vient alors :

$$\bar{\gamma}(h) = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^{k=n} \frac{1}{2N_k(h)} \sum_x [f_k(x+h) - f_k(x)]^2$$

Il suppose en outre que la courbe γ_k se déduit de $\bar{\gamma}$ par la relation :

$$\gamma_k(h) = \frac{S_k^2}{\bar{S}^2} \bar{\gamma}(h)$$

où - S_k^2 : variance des observations de cette réalisation k

- \bar{S}^2 : moyenne des S_k^2

Il est également possible de raisonner en termes de variables régionalisées normées. Dans cette optique, $\bar{\gamma}(h)$ est un variogramme unitaire (Lebel 41)

$$\text{et} \quad \left\{ \begin{array}{l} \bar{\gamma}(h) = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^{k=n} \frac{1}{2N_k(h)} \cdot \sum_x \left[\frac{f_k(x+h) - f_k(x)}{S_k} \right]^2 \\ \gamma_k(h) = S_k^2 \bar{\gamma}(h) \end{array} \right.$$

Remarquons que dans les deux cas le système de krigeage propre à chaque réalisation n'est pas modifié par l'adoption du variogramme moyen, les coefficients de proportionnalité intervenant lors du calcul de l'erreur de krigeage. Il n'est pas de notre sujet de comparer ces deux approches du variogramme moyen. Notons toutefois que la deuxième citée accorde la même importance à chaque réalisation, la première privilégiant quant à elle les fortes variations. Nous avons adopté l'approche de Delhomme après avoir vérifié que lors de chaque pluie, les valeurs successives de S_k restaient sensiblement du même ordre de grandeur, rendant ainsi voisines les deux approches. Un regroupement par classes d'effectifs égaux a été adopté, les distances étant calculées de centre de maille à centre de maille.

La valeur de $\log A = \log Z - b \cdot \log IP$ n'a pas de sens lorsque l'intensité pluviographique IP est nulle. Nous ne retiendrons donc que les mesures de précipitations excédant 0.25 mm/h.

Nous avons présenté le krigeage dans le cas simple d'une variable régionalisée dont l'espérance spatiale est constante. L'absence de relief et l'occupation homogène du sol sur la zone d'étude (habitat pavillonnaire), limitent les risques d'effets locaux et rendent cette hypothèse justifiée pour les intensités de la pluie. Il est plus hasardeux de se prononcer quant à $\log A$, paramètre mettant en jeu les caractéristiques microphysiques des précipitations.

Dans le cadre des données disponibles, nous avons vérifié que cette hypothèse ne pouvait être rejetée (tableau ci-dessous)

Station	log A	σ_a	Effectif
Bagn 04	3,05	0,43	29
Ivry 01	3,08	0,30	29
Livry 02	2,89	0,36	30
Dran 06	2,95	0,39	28
Neui 09	2,98	0,30	28
Nois 17	3,13	0,51	26
Nosy 17	2,90	0,40	27
Pant 12	3,03	0,53	31
Rosn 01	2,92	0,32	29
Vale 06	2,91	0,40	29
Vitr 02	3,06	0,31	28
Sant 08	2,88	0,43	27
Vill 05	2,97	0,45	26
Queu 09	3,17	0,35	26

Le test de Welch compare les moyennes de deux populations supposées normales et d'écart type non nécessairement égaux. Si (m_1, s_1) et (m_2, s_2) sont les estimations de ces valeurs, il introduit la fonction discriminante R :

$$- R = \frac{m_1 - m_2}{\sqrt{s_1^2/n_1 + s_2^2/n_2}} \text{ qui est apprécié d'après un}$$

domaine de refus défini par l'intervalle de confiance et

$$- B = \frac{s_1^2/n_1}{s_1^2/n_1 + s_2^2/n_2}$$

L'application du test à l'ensemble des couples de stations montre que le refus de l'hypothèse d'homogénéité au seuil de 0,05 reste très marginal et concerne les doublets : Ivry 01|Vale 06, et centré sur la station Queu 09, Queu 09|Rosn 01, Queu 09|Vitr 02, Queu 09|Nosy 17, Queu 09|Sant 08 (ce qui ne manque pas de soulever le problème de sa représentativité).

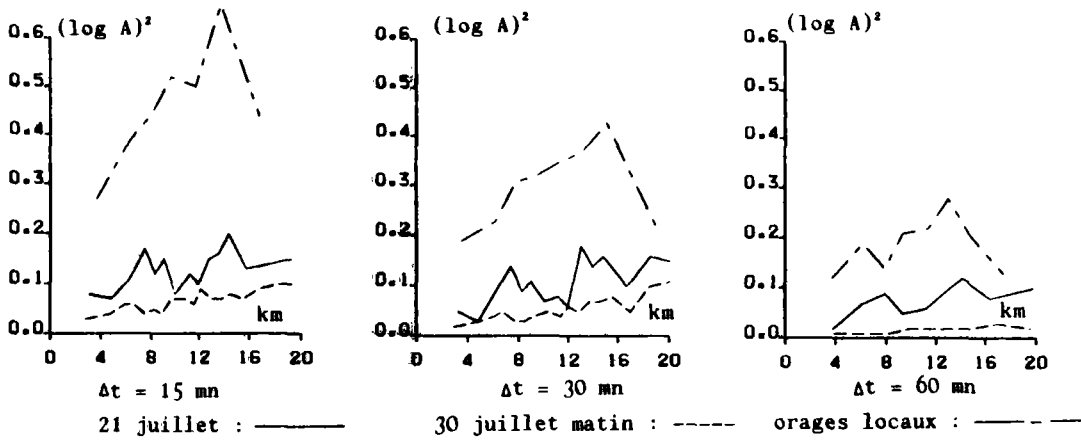
L'hypothèse d'homogénéité des valeurs $\log A$ paraît raisonnable.

Tableau 4.4 : Homogénéité du champ $\log A$

Enfin les deux pluies convectives à caractère local ont également fait l'objet d'un regroupement.

b - Variogrammes expérimentaux

La figure illustre, lors de chaque séquence pluvieuse les courbes expérimentales décrivant les variations de $\log A$ sur des pas de temps de 15, 30 et 60 minutes. La valeur $b = 1,6$ a été adoptée pour la pluie frontale et $b = 1,37$ dans les autres cas. Le tableau joint indique les valeurs moyennes de $\log A$ durant les séquences pluvieuses et permet de mieux situer l'amplitude des variations de ce paramètre.

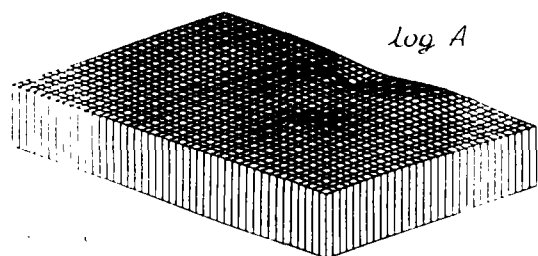
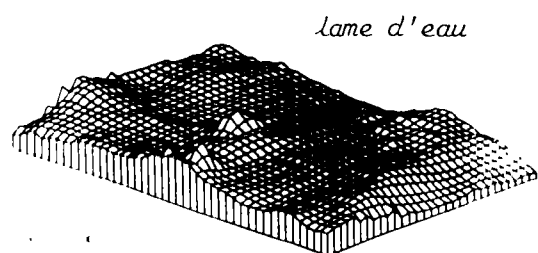


Date	21/07	30/07 M	30/07 S	2/08
$\log \bar{A}$	2.67	2.92	2.72	2.66

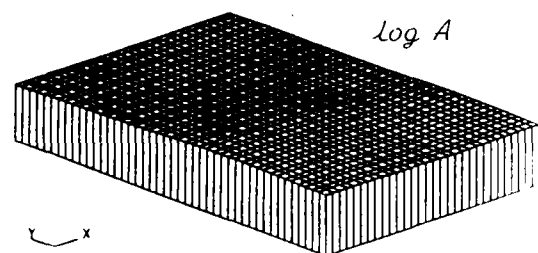
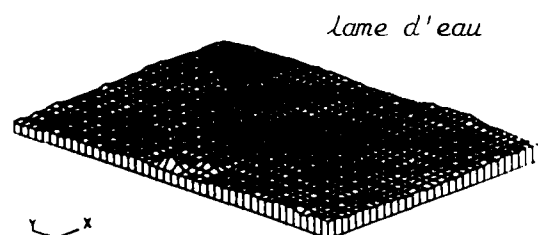
Figure 4.5 : Variogrammes expérimentaux relatifs à $\log A$.

Il apparaît tout d'abord que le paramètre $\log A$ est structuré dans l'espace lors de chacune des séquences pluvieuses. Cette constatation est très importante car elle justifie une calibration des images radar prenant en compte les effets locaux. Nous utiliserons de façon pratique cette organisation spatiale sans nous interroger sur son origine. Il ne semble pas que $\log A$ et l'intensité de la pluie varient de façon conjointe (figure 4.6), aucune corrélation significative n'ayant été mise en évidence entre ces variables.

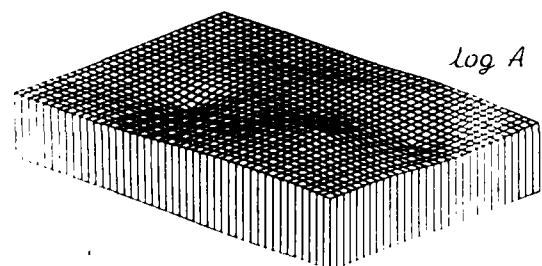
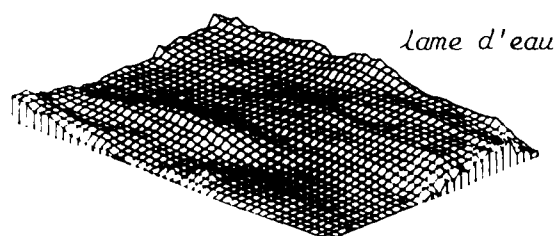
Le comportement du paramètre $\log A$ est très différent d'une pluie à l'autre. En particulier, la grande régularité constatée lors de la pluie frontale contraste avec la très forte irrégularité qu'il connaît durant les orages lo-



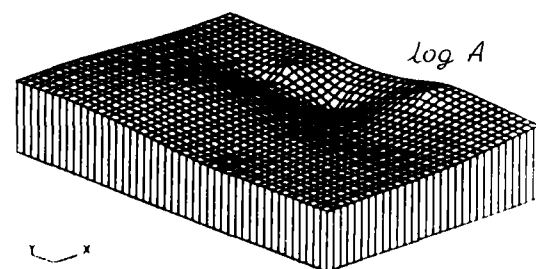
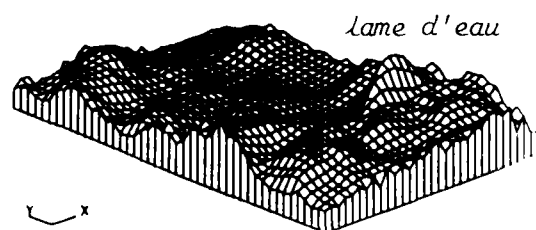
21 juillet



30 juillet matin



30 juillet soir



2 août

Ces graphiques représentent la répartition des lames d'eau précipitées au cours de chaque séquence pluvieuse (calibration par facteur moyen) et l'estimation par interpolation des variations du paramètre $\log A$. Il ne se dégage pas de cohérence entre les deux paramètres. Le tableau ci-dessous qui indique pour un pas de temps de 15 mn le coefficient de corrélation entre intensités pluviographiques et $\log A$ confirme cette impression.

date	21/07	30/07 M	30/07 S et 02/08
coeff. de corrélation	0.31	0.4	0.16

Figure 4.6: Répartition spatiale des intensités de la pluie et du paramètre $\log A$ en cours de chaque séquence pluvieuse.

caux. Les fluctuations spatiales de $\log A$ sont donc directement liées à l'origine météorologique des précipitations. Sensible pour les pas de temps de 15 minutes et à l'occasion des pluies locales, l'effet de pépite qui apparaît peut être expliqué par la différence de représentativité entre les deux capteurs.

La distinction des directions Est-Ouest et Nord-Sud parallèles et perpendiculaires au déplacement des zones pluvieuses n'a pas permis de mettre en évidence une anisotropie notable.

c - Modélisation des variogrammes expérimentaux

Dans chaque cas, nous avons opté pour un modèle linéaire avec effet de pépite, sans nous attarder sur une portée éventuelle.

$$\gamma(h) = \omega h + c$$

Les coefficients ω et c ont été déterminés empiriquement. Seule l'étude de nombreuses situations permettrait d'affiner les modèles théoriques adoptés ici. Les fluctuations des courbes expérimentales relatives au 21 juillet rendent incertains les coefficients retenus pour cette date.

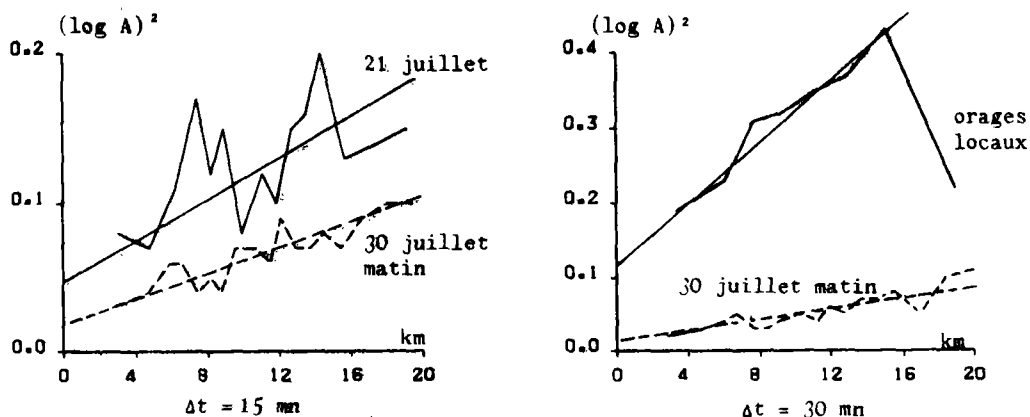


Figure 4.7 : Modélisation linéaire de variogrammes expérimentaux.

d - Influence du paramètre b sur l'allure du variogramme

Les deux paramètres $\log A$ et b sont liés par la relation $\log Z = \log A - b \log IP$ et les courbes précédentes ont été établies avec b constant. Cherchons à voir à travers un exemple de quelle façon une modification de la valeur de b influe sur la forme du variogramme expérimental. Sur un pas de temps $\Delta t = 15$ mn, les courbes expérimentales issues de plusieurs valeurs de

b ont été comparées lors de chaque séquence pluvieuse. (Figure 4.8).

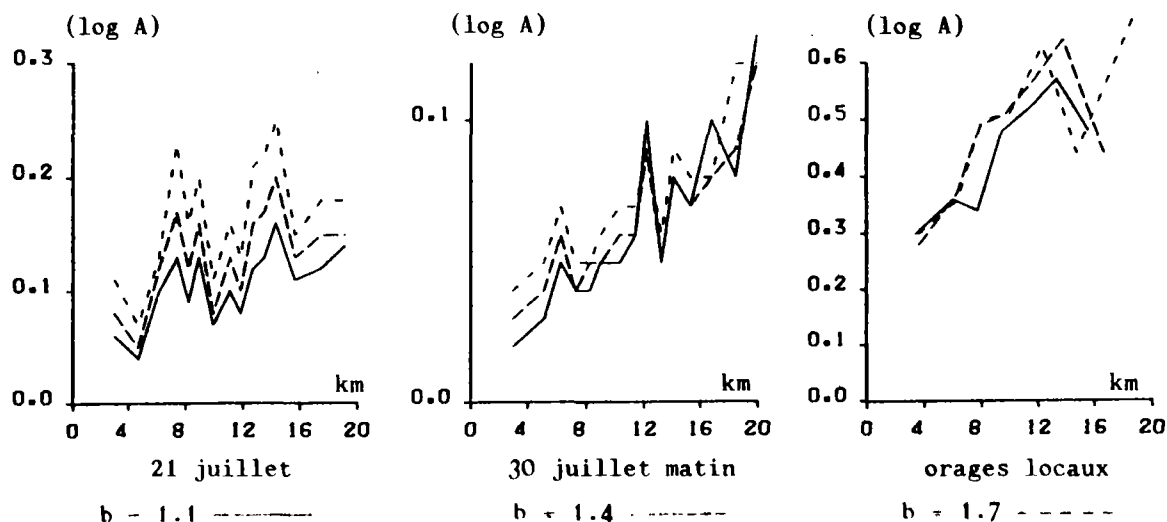


Figure 4.8 : Influence de b sur l'allure du variogramme.

De façon générale, la variabilité de $\log A$ augmente légèrement avec b . L'influence de ce dernier paramètre est pratiquement négligeable sur les variogrammes des pluies convectives disponibles. Elle est plus affirmée pour ce qui concerne la pluie du 21 juillet ; son impact sur le modèle adopté reste néanmoins difficile à quantifier du fait du caractère tourmenté de la courbe expérimentale. L'influence de b se dégage plus nettement lors de la pluie frontale et se traduit dans ce cas par une modification de l'effet de pépité qui peut être retenue dans le modèle proposé. La sensibilité du variogramme à b s'estompe si l'on prend en compte des durées de 30 minutes et plus.

Il n'est donc pas possible de se forger un avis définitif quant à l'impact de b sur la forme du variogramme. En première approximation et sauf pour le 30 juillet au matin, nous garderons les mêmes fonctions de structure pour étudier la sensibilité de la méthode de calibration à ce second paramètre.

2 - Evaluation de la calibration des images radar par krigeage sur $\log A$

a - Critères d'appréciation des résultats obtenus

Ce paragraphe et les suivants sont consacrés à l'évaluation de plusieurs méthodes de calibration des images radar. Il convient donc de se fixer un critère permettant de juger la qualité des résultats obtenus. Rappelons que nous nous intéressons à l'intensité de la pluie à l'échelle d'un petit bassin versant urbain, c'est-à-dire une superficie voisine de la maille radar.

Les seuls points de référence envisageables sont donc ceux où une estimation radar peut être comparée à une mesure pluviographique. La densité de points de mesure exclut l'éventualité d'un réseau test de vérification. Nous procéderons donc par validation croisée, c'est-à-dire par reconstitution successive des hyétogrammes en chaque point de mesure, l'image radar étant calibrée à partir des autres pluviographes. Les stations périphériques, dont la reconstitution est effectuée en extrapolation ne seront pas retenues par cette procédure : il s'agit de Vill 05, Epin 03, Sant 08, Mont 30.

Le calcul en tout point de vérification, de l'écart entre une mesure pluviographique et l'estimation radar calibrée correspondante nous aidera à apprécier la qualité de cette dernière. Plusieurs indicateurs d'erreur sont disponibles ; le krigeage étant fondé sur la minimisation d'une somme de carrés d'écarts, le choix de l'erreur quadratique semble le plus indiqué. D'autres éléments sont cependant à prendre en compte. Nous appréhendons la qualité de reconstitution en comparant une mesure pluviographique à une évaluation radar, or nous avons constaté certaines différences de représentativité entre les deux capteurs, différences de représentativité qui peuvent expliquer pour partie certains écarts calculés. Aussi plus qu'un écart moyen ou qu'une erreur moyenne, nous chercherons à préciser le degré de cohérence entre les indications issues des deux instruments de mesure. Dans cette optique, l'écart quadratique paraît mal adapté ; en effet, il accorde un poids important aux écarts les plus forts sans que nous soyons persuadés que ceux-ci correspondent entièrement à des erreurs effectives. Un indicateur (noté E) assez neutre a donc été retenu : il s'agit de la moyenne de la valeur absolue des écarts normée par l'intensité moyenne de la pluie.

$$E = \frac{\frac{1}{np} \sum_{i,j} |IP(i,j) - IR(i,j)|}{\frac{1}{np} \sum_{i,j} IP(i,j)}$$

IP(i,j) : intensité pluviographique mesurée au point i et pendant le j^{ème} pas de temps

IR(i,j) : reconstitution radar correspondante

i et j décrivent les p pas de temps et n stations de mesure.

Pour compléter cette évaluation, il est souhaitable d'appréhender la dispersion des intensités reconstituées à l'aide du radar. La démarche suivante a ainsi été adoptée :

- Pour une séquence pluvieuse et un pas de temps donnés, les reconstitutions ponctuelles sont classées par écart relatif $\frac{|IP-IR|}{IP}$ croissant.

- L'indicateur d'écart est calculé pour les 10 % des intensités les mieux reconstituées, les 20 % des valeurs les mieux reconstituées et ainsi de suite jusqu'à ce que la totalité des estimations soient prises en compte; nous obtenons alors la valeur calculée par la formule précédente.

La courbe résultante strictement croissante retrace l'évolution de l'indicateur d'écart selon la qualité des valeurs d'intensités estimées. Horizontale, elle signifie que toutes les erreurs relatives sont égales. Sa convexité est d'autant plus affirmée qu'une proportion importante de l'indicateur d'écart est expliquée par une part réduite des valeurs calculées.

Il sera ainsi possible de compléter la comparaison des techniques d'ajustement des images radar (exemple figure 4.9).

b - Résultats obtenus par krigeage

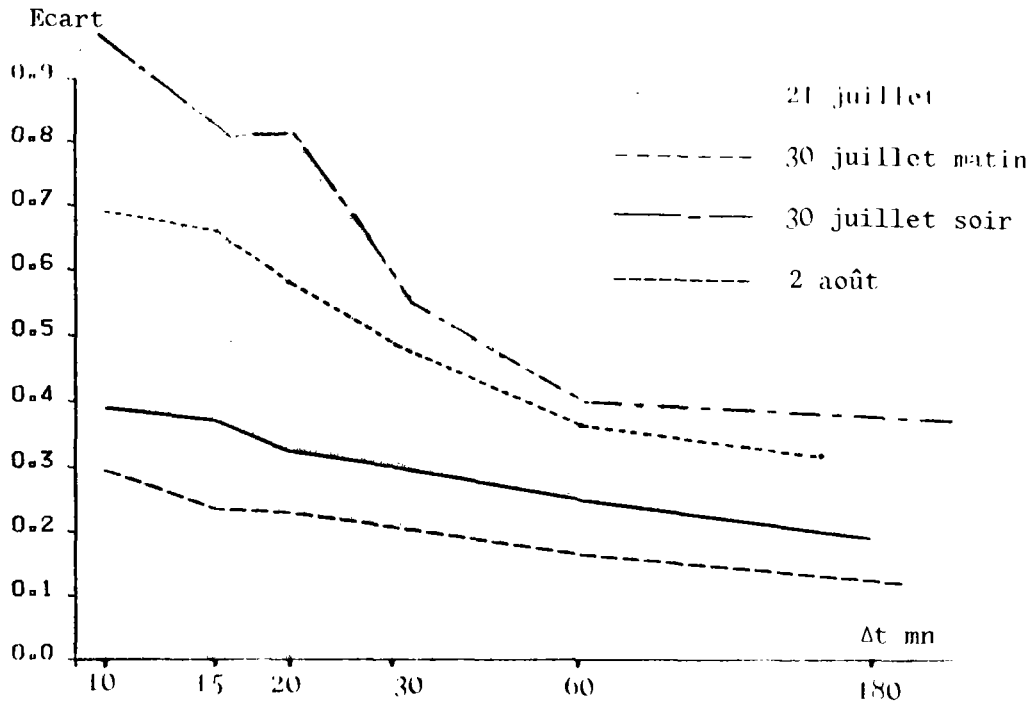
L'appréciation de la quantité $\log \tilde{A}$ au point de la validation est obtenue par krigeage. L'évaluation de l'intensité de la pluie (IR) sur une maille nous est alors donnée par $I\tilde{R} = (Z/\tilde{A})^{1/b}$, Z réflectivité mesurée par le radar en ce point.

Le déroulement des séquences pluvieuses a été suivi en retenant plusieurs pas de temps : 10,15,20,30,60 minutes et la lame d'eau précipitée.

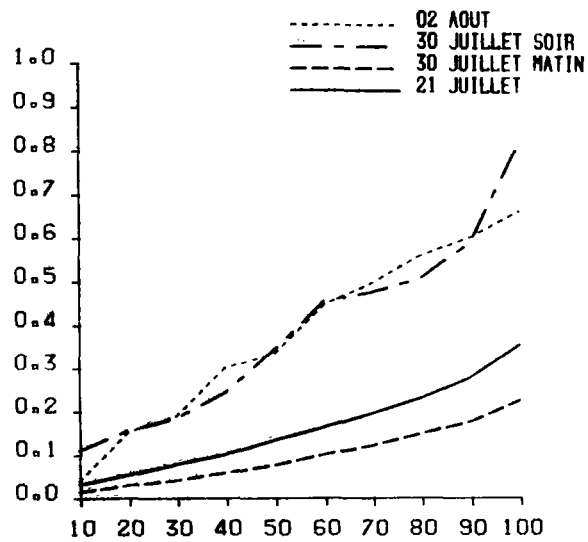
La figure 4.9 regroupe ainsi les résultats obtenus pour chaque séquence pluvieuse enregistrée et traduit l'évolution de l'écart en fonction du pas de temps.

Des exemples de hyétogrammes reconstitués lors de chaque séquence pluvieuse sont présentés figures 4.11 à 4.14.

Il apparaît tout d'abord que la qualité de reconstitution varie considérablement d'une séquence pluvieuse à l'autre et dépend donc de l'origine météorologique des précipitations. Intéressons nous aux pas de temps courts, en particulier $\Delta t = 15$ minutes qui reste notre référence. La distinction est très nette entre les pluies que nous avons qualifiées d'homogènes : 21 juillet, 30 juillet au matin dont les intensités ponctuelles sont correctement, voire bien reproduites à l'aide du radar, et les pluies convectives locales qui procurent des résultats plus incertains. Nous remarquons cependant que lors de la pluie du 30 juillet au soir, 10 % des valeurs sont à l'origine d'une importante dégradation de l'indicateur d'écart et donc que les résultats obtenus, moins négatifs qu'il ne paraît, sont voisins de ceux du 2 août. A une échelle moindre, il en est de même le 21 juillet. La figure 4.10 qui représente



Evolution de l'indicateur d'écart selon le pas de temps et la séquence pluvieuse.



Courbe des écarts croissants pour chaque pluie en retenant un pas de temps de 15 minutes.

Figure 4.9 : Qualité de reconstitution des intensités ponctuelles à l'aide du radar.

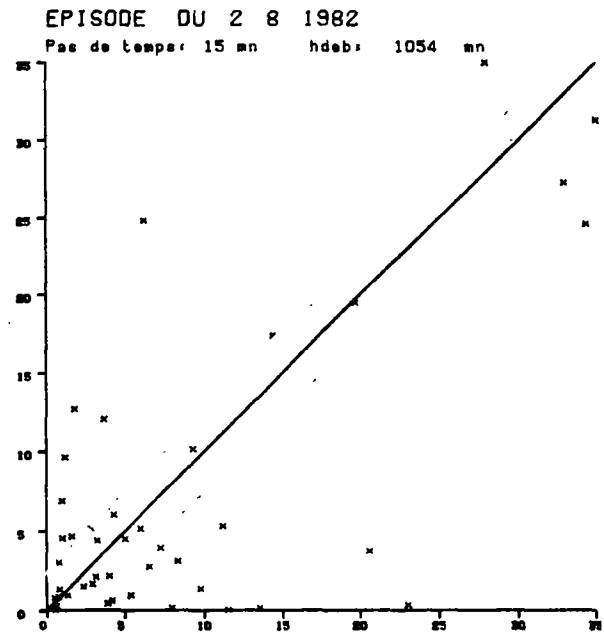
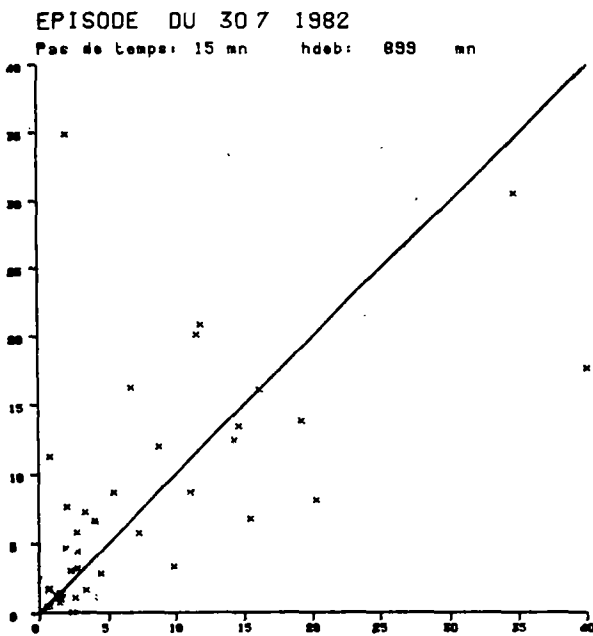
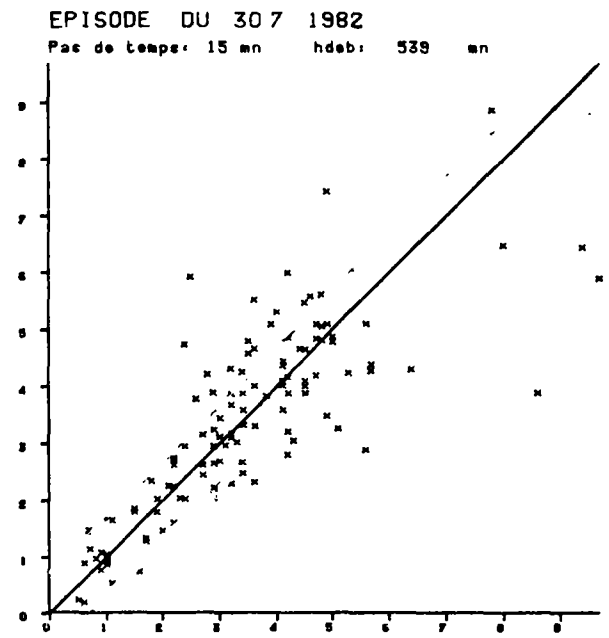
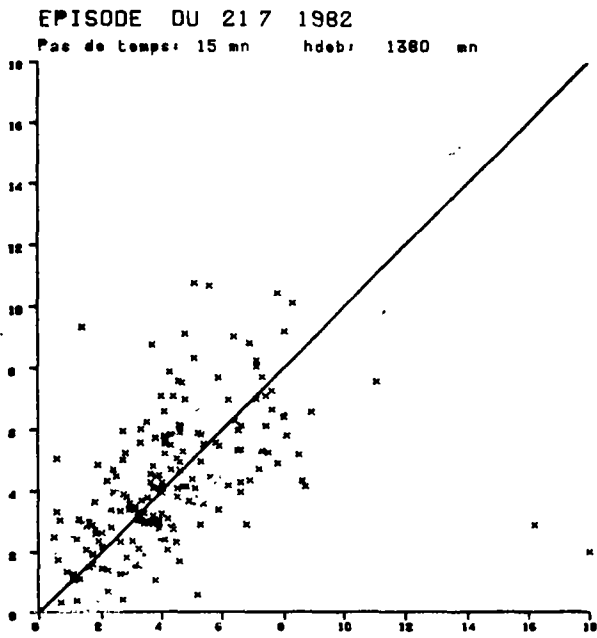
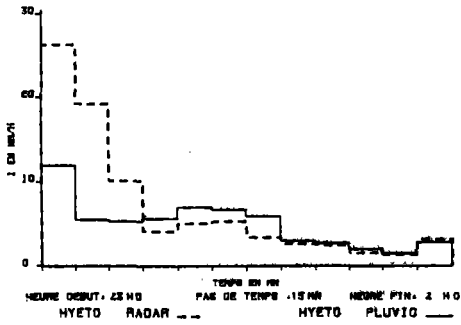


Figure 4.10 : Nuage de points intensités pluviographiques mesurées (IP) intensités radar (IR).

vlll 5 21.7.1982

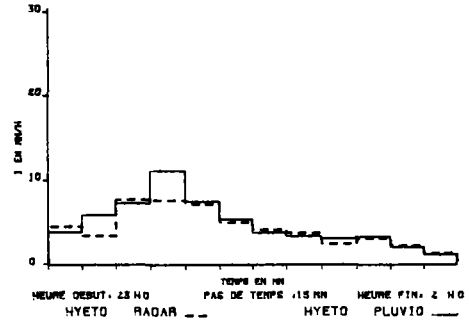
TRACES DES HYETOGRAMMES



100

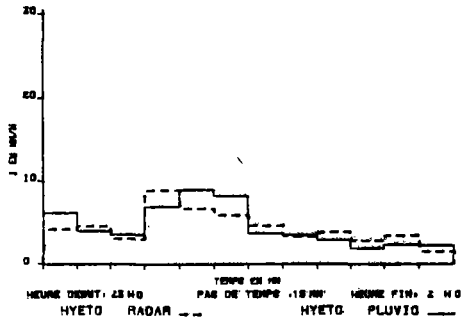
dran 6 21.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



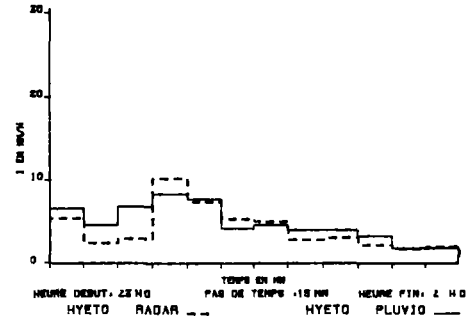
llvr 2 21.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



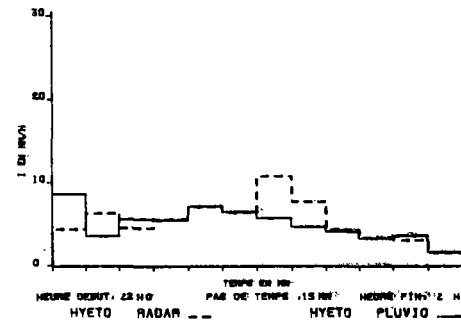
pant12 21.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



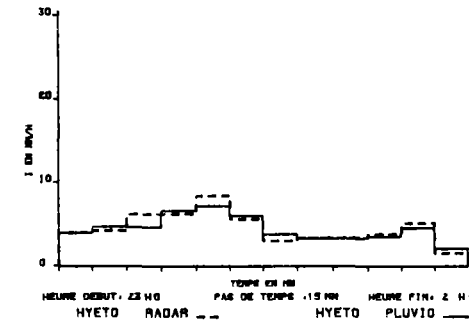
bagn 4 21.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



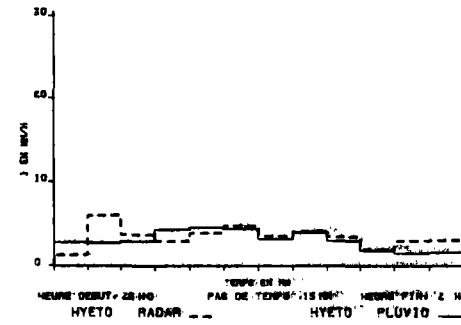
rosn 1 21.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



neul 9 21.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



nosy17 21.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES

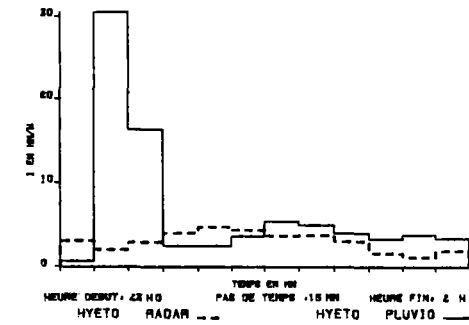
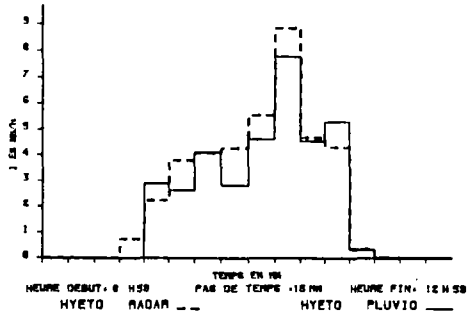


Figure 4.11 : Intensités reconstituées le 21 juillet.

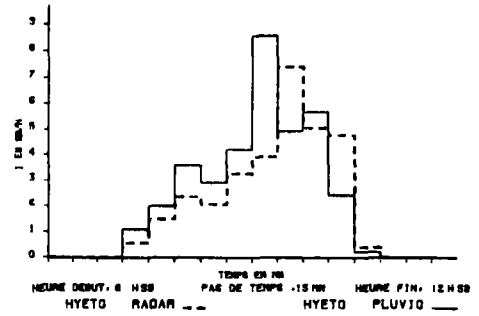
neul 9 30.7. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



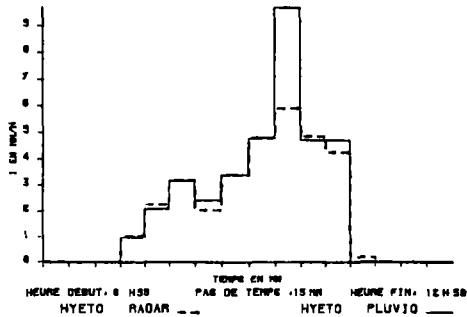
nosy14 30.7. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



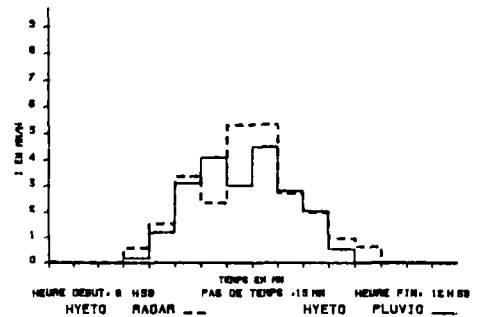
nosy17 30.7. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



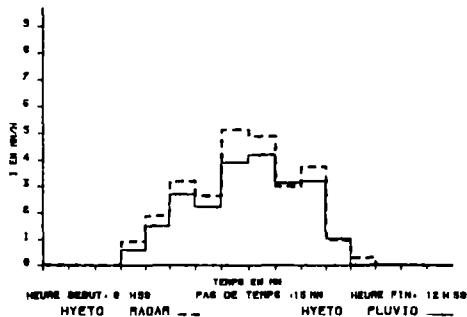
mont30 30.7. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



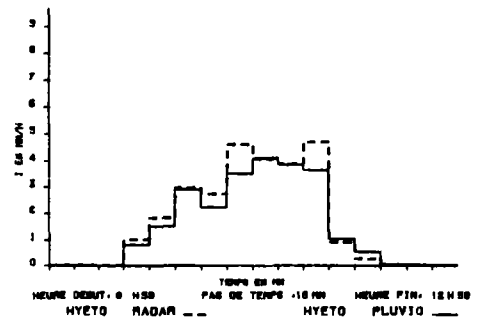
lvry 1 30.7. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



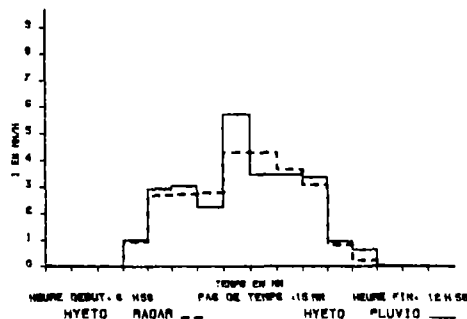
joen10 30.7. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



crot13 30.7. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



vitr 2 30.7. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES

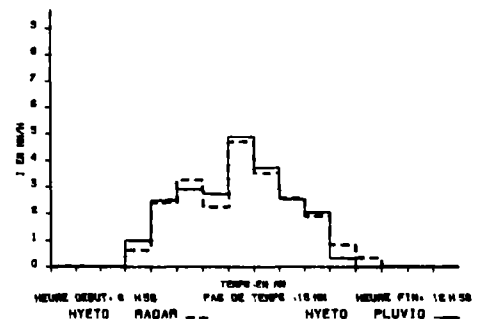
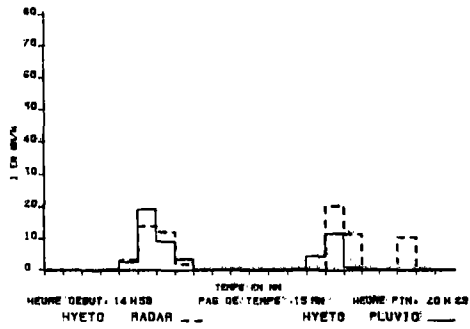


Figure 4.12 : Intensités reconstituées le 31 juillet matin.

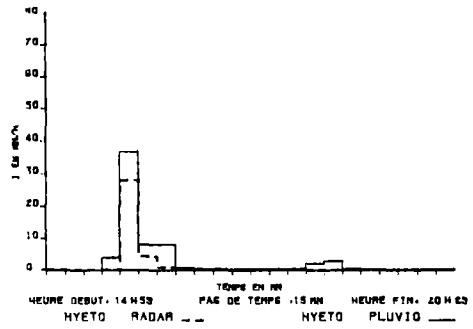
neut 9 30.7.1982

TRACES DES HYETOCGRAMMES



sant 8 30.7.1982

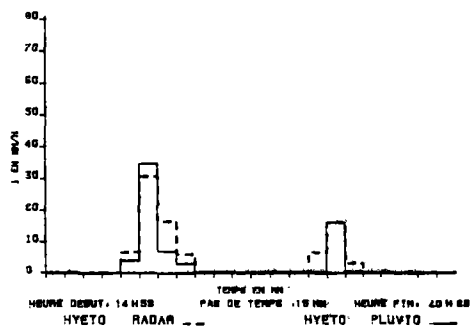
TRACES DES HYETOCGRAMMES



102

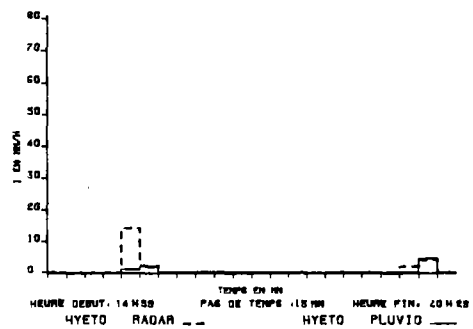
nosy17 30.7.1982

TRACES DES HYETOCGRAMMES



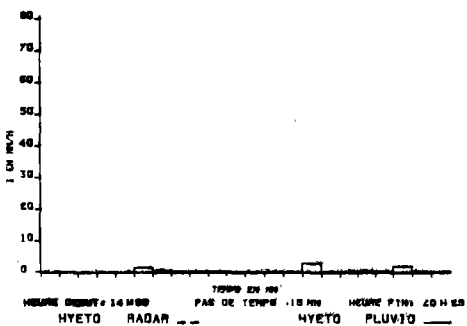
mont30 30.7.1982

TRACES DES HYETOCGRAMMES



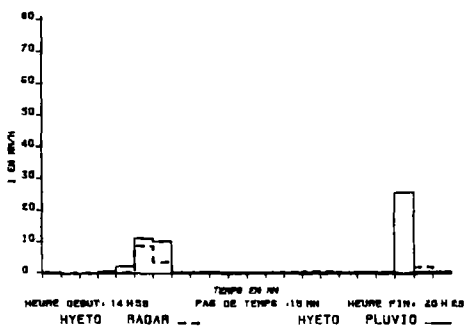
lvry 1 30.7.1982

TRACES DES HYETOCGRAMMES



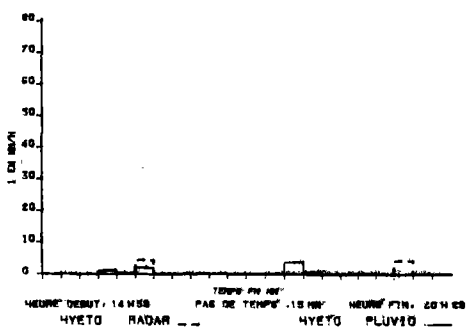
joen10 30.7.1982

TRACES DES HYETOCGRAMMES



vitr 2 30.7.1982

TRACES DES HYETOCGRAMMES



queu 9 30.7.1982

TRACES DES HYETOCGRAMMES

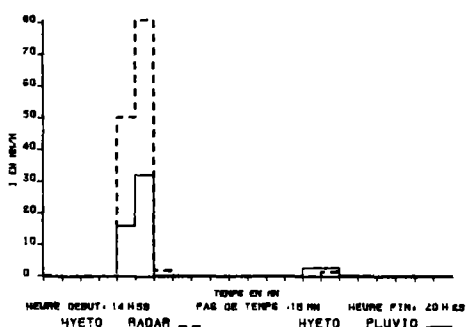
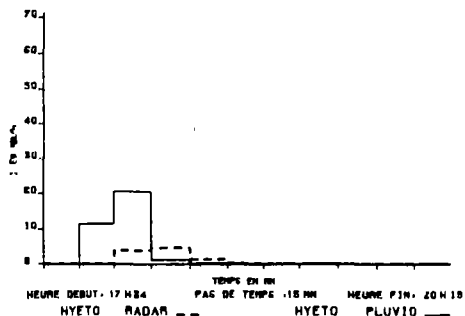


Figure 4.13 : Intensités reconstituées le 30 juillet soir.

neul 9 2. 8. 1982

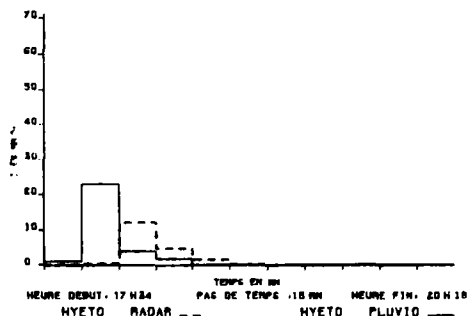
TRACES DES HYETOGRAMMES



103

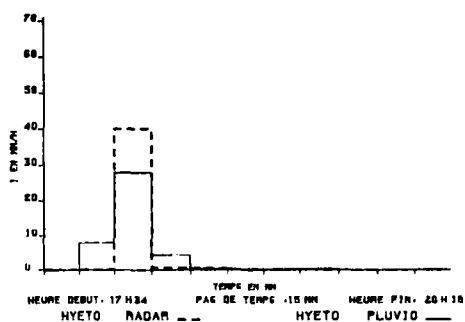
nosy14 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



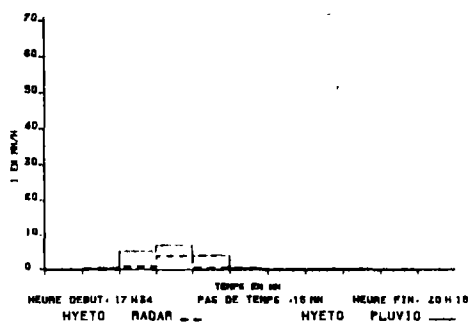
nosy17 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



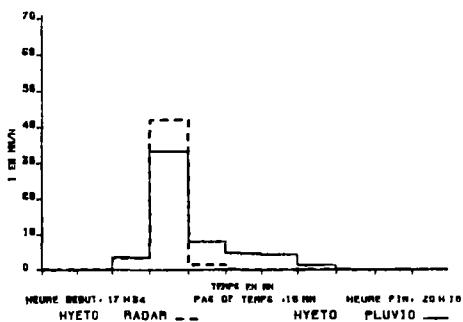
font 5 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



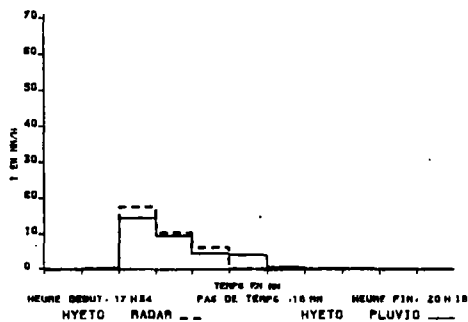
mont30 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



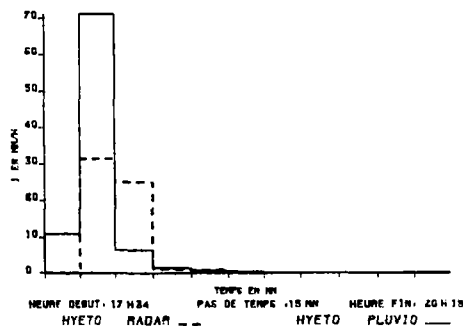
lvry 1 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



cret13 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



vitr 2 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES

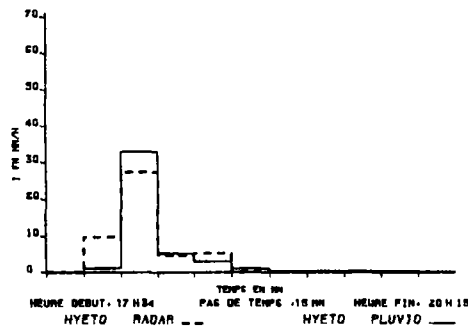


Figure 4.14 : Intensités reconstituées le 2 août.

les nuages de points intensités mesurées-intensités radar calibrées correspondantes confirme ces impressions et souligne la dispersion des résultats relatifs aux pluies locales.

c - Interprétation

Les variogrammes expérimentaux montrent clairement que la variabilité des paramètres descriptifs retenus (intensités pluviographiques ou log A) est beaucoup plus grande dans le cas des précipitations à caractère local. De plus, compte tenu de leurs dimensions réduites, les cellules pluvieuses intéressent rarement plus de sept ou huit points de mesure simultanément. Ce nombre nous paraît alors insuffisant pour modéliser correctement le phénomène suivi, la méthode d'interpolation préconisée ne pouvant alors être mise en oeuvre dans des conditions favorables. Cette observation vaut tant pour la calibration des images radar que pour l'interpolation pluviographique. Il en va différemment lors des pluies homogènes.

Les pluies à caractère local ont donné lieu à quelques larges surestimations des intensités par le radar, peut-être consécutives à des évaporations sous faisceau. Ce phénomène surtout perceptible en bordure de cellules pluvieuses confirme la différence de représentativité parfois sensible entre les mesures radar et pluviographiques. Les valeurs de log A obtenues aux points concernés intègrent cette différence. En définitive, nous travaillons donc sur un paramètre dont la signification physique évolue à l'intérieur de la zone d'étude, il est alors légitime de s'interroger sur la pertinence de la calibration des images radar basée sur l'interpolation de cette variable. Dans cette situation la calibration des images radar devient donc très complexe.

Dans l'état actuel, il ne nous apparaît pas de moyen simple permettant de résoudre les difficultés mises en évidence lors des orages convectifs locaux. Ce problème peut être formulé de façon plus générale en termes d'évaluation des intensités de la pluie dans la zone de transition d'une situation de pluie à une situation de non-pluie. Il devra faire l'objet d'études plus approfondies à l'occasion de prochaines expérimentations consacrées à la calibration des images radar.

d - Influence du paramètre b

Le second paramètre, b, considéré comme invariant est choisi a priori

selon les conditions météorologiques. Il reste indirectement partie prenante de la procédure de calibration des images radar et donc susceptible d'exercer une influence sur la cohérence des résultats observés. Il est donc souhaitable d'apprécier dans quelle mesure la qualité des intensités calculées est sensible à ses variations. Le cumul des images radar, leur calibration et la validation croisée ont été itérées avec diverses valeurs de b évoluant dans l'intervalle $[1,1-2,3]$ qui représente la gamme des valeurs courantes préconisées. Trois séquences pluvieuses, 21 juillet, 30 juillet au matin et 2 août et des pas de temps de 15, 30 et 60 minutes ont été retenus. La figure 4.15 représente dans chaque cas l'influence des variations de b sur l'indicateur d'écart.

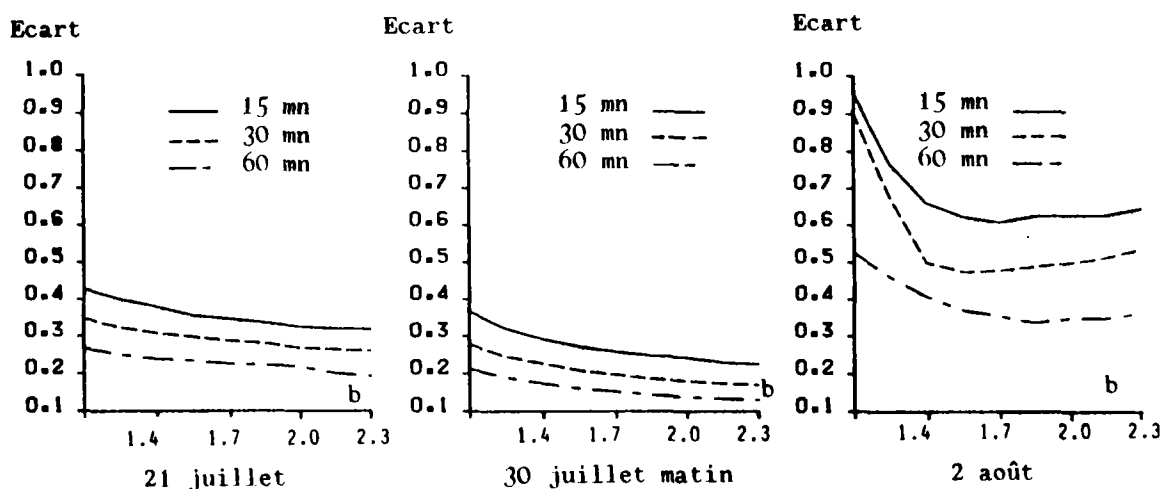


Figure 4.15 : Influence du paramètre b sur la qualité de reconstitution des intensités.

Il se confirme tout d'abord que l'impact de b sur la qualité de reconstitution des intensités pluvieuses n'est pas négligeable. Lors des deux pluies homogènes est mise en évidence une décroissance, rapide au début, beaucoup plus lente ensuite de l'indicateur d'écart à mesure que b augmente, décroissance qui se poursuit de façon peu perceptible jusqu'à $b \approx 2,5$. Il apparaît en particulier que la quantité $b = 1,37$ adoptée le 21 juillet n'est pas très judicieuse. Malgré des écarts plus importants, les résultats du 2 août sont également sensibles à ce paramètre, une valeur optimale voisine de 1,6 à 1,7 se dégageant dans ce cas.

Dans la suite de cette étude, chaque séquence pluvieuse sera traitée avec la valeur $b = 1,6$ qui paraît assez bien adaptée aux pluies étudiées.

3 - Calibration des images radar et interpolation pluviographique

a - Présentation

Au cours du paragraphe précédent, nous avons comparé l'estimation radar de l'intensité de la pluie à la mesure pluviographique correspondante. Adoptons maintenant une autre voie pour appréhender l'intérêt du radar en nous posant la question suivante : quelle qualité de reconstitution des intensités de la pluie aurait été possible si seul le réseau pluviographique avait existé ? Nous serons ainsi en mesure de comparer les résultats obtenus avec le radar météorologique d'une part et sans lui d'autre part.

En l'absence de radar, nous travaillons directement par interpolation d'intensités pluviographiques ; le krigeage sera utilisé à cet effet. Le parallélisme entre les deux approches sera conservé en estimant les intensités moyennes sur des superficies recouvrant exactement les mailles radar.

La qualité de l'interpolation pluviographique sera naturellement appréciée en procédant de façon identique au paragraphe précédent : même validation croisée et même critère d'écart.

b - Variogrammes - Mise en oeuvre du krigeage

Les variogrammes pluviographiques expérimentaux ont été présentés au paragraphe I-1-c. Ils ont été obtenus en excluant les intensités nulles. Cette mesure qui ne joue que lors des pluies locales a été prise de façon à ne saisir que la structure de la zone précipitante, elle revient en fait à réduire le domaine d'étude à cette dernière.

Ces variogrammes ont été modélisés en retenant deux familles de courbes : linéaire avec effet de pépite pour les pluies homogènes, et sphérique avec effet de pépite dans le cas des pluies hétérogènes pour lesquelles une portée se distingue ; ces courbes sont cohérentes entre elles dans la mesure où la première partie du variogramme sphérique se rapproche d'une droite. De plus sur une séquence pluvieuse, nous nous sommes imposés quelques contraintes : réduction de l'effet de pépite, de la pente du variogramme et du palier éventuel, augmentation de la portée correspondante lorsque le pas de temps d'intégration des données est accru. Le calage des courbes a été fait empiriquement.

Les courbes expérimentales relatives au 21 juillet ne présentant pas

de structure apparente ont été remplacées par le variogramme issu des données radar comparables.

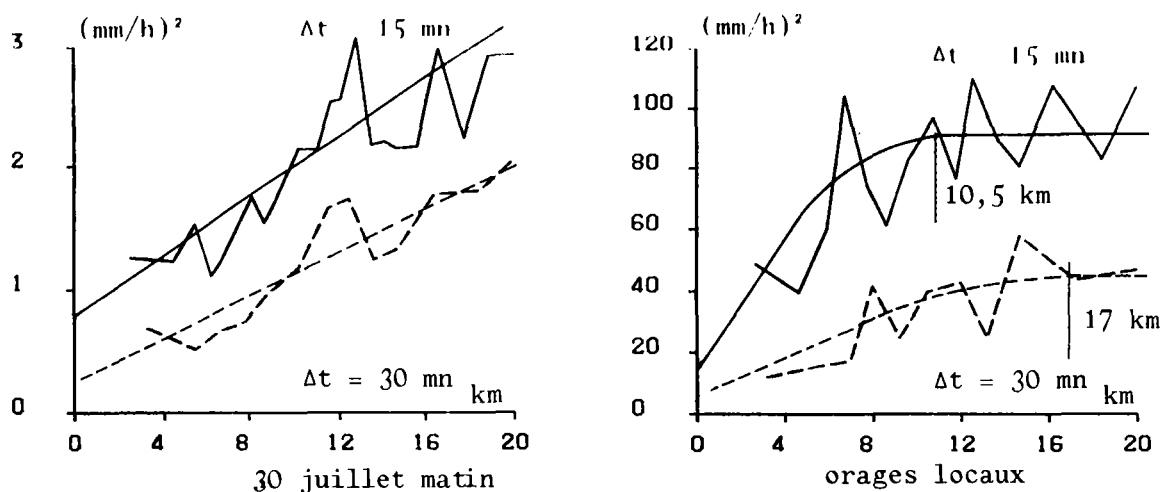


Figure 4.16 : Modélisation de variogrammes pluviographiques.

Remarquons que lors des pluies convectives locales, se conjuguent une très forte variabilité et une faible distance de décorrélation ; les conditions d'utilisation de la méthode d'interpolation sont donc défavorables.

Le système de krigeage relatif à chaque séquence pluvieuse a été construit en utilisant tous les points de mesure ayant fonctionné.

c - Résultats comparatifs - interprétation

La reconstitution des mesures ponctuelles par validation croisée a été successivement effectuée par calibration des images radar en adoptant $b = 1,6$ pour toutes les pluies, et par interpolation des intensités pluviographiques.

Les graphiques suivants, figure 4.17 et 4.18 comparent les résultats obtenus avec les deux méthodes lors de chaque séquence pluvieuse. Interpolation pluviographique et calibration des images radar conduisent à des résultats équivalents. La première nommée prend l'avantage le 30 juillet au matin sur les pas de temps de 30 minutes et plus, alors que la calibration produit de meilleures estimations le 2 août. Au premier abord, l'adjonction d'images radar n'a pas pour conséquence une amélioration systématique de la connaissance des intensités pluvieuses à une échelle quasi-ponctuelle.

L'incertitude relative à la détermination de $\log A$ joue certainement un rôle, ainsi que l'adoption d'une valeur de b invariante. Le principe de l'utilisation des images radar repose sur les lois réflectivités-intensités $Z = AR^b$ dont les paramètres sont modifiés par calibration. Un modèle de ce

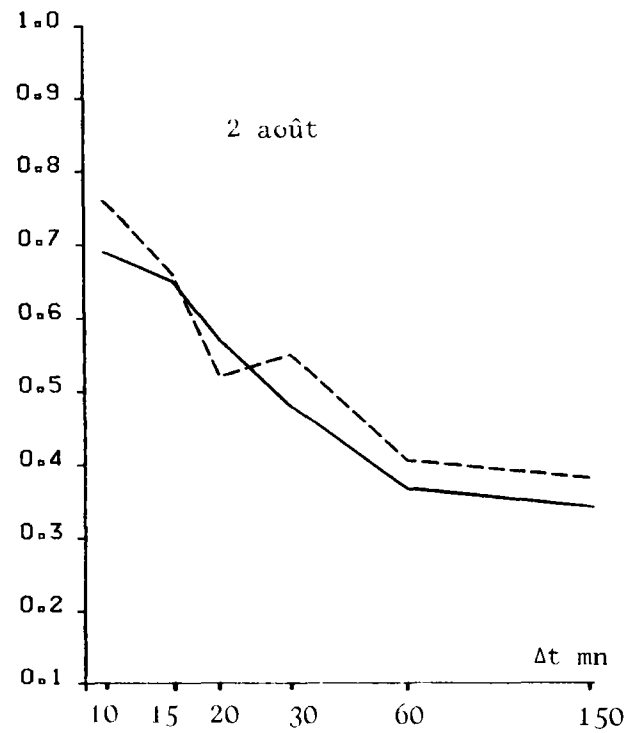
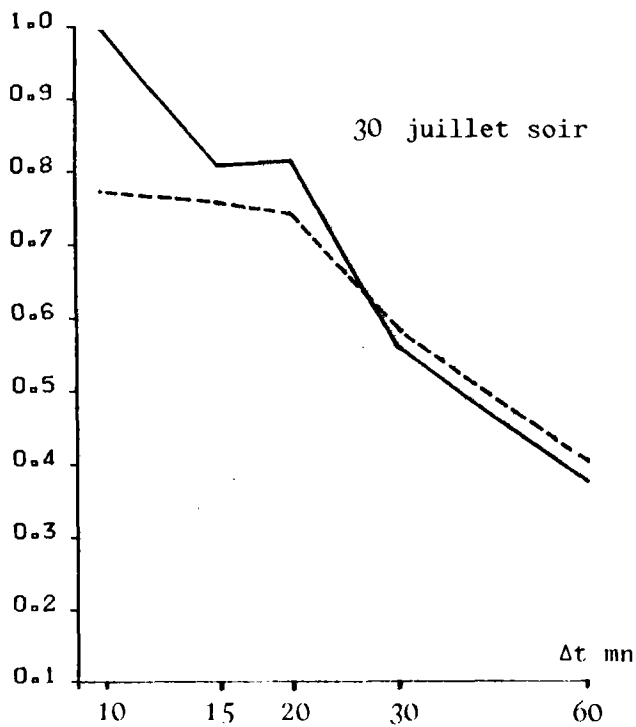
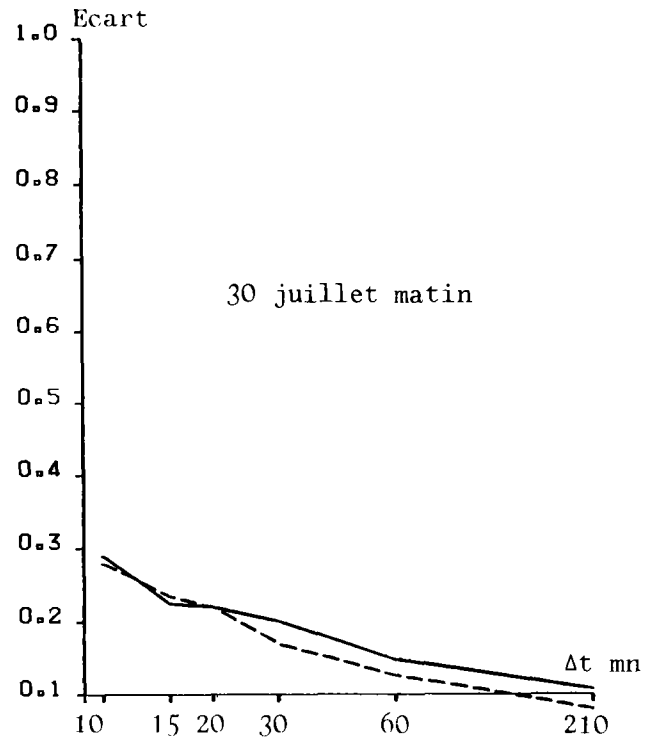
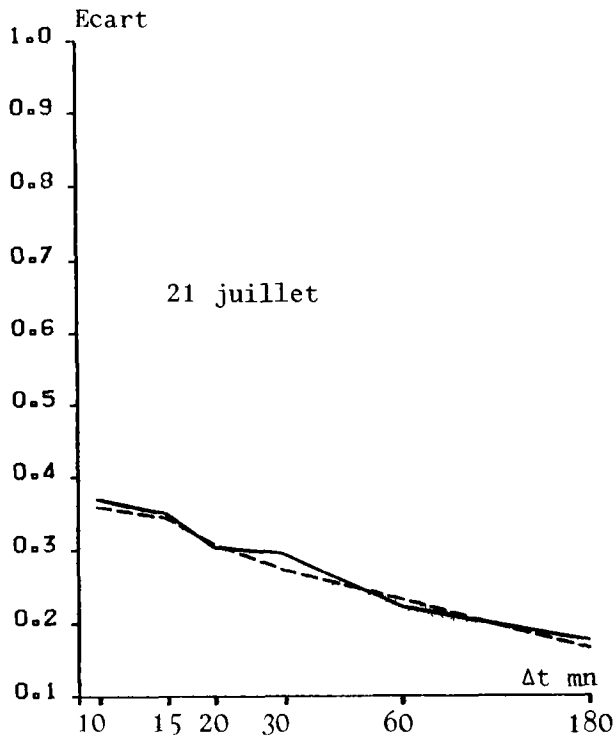
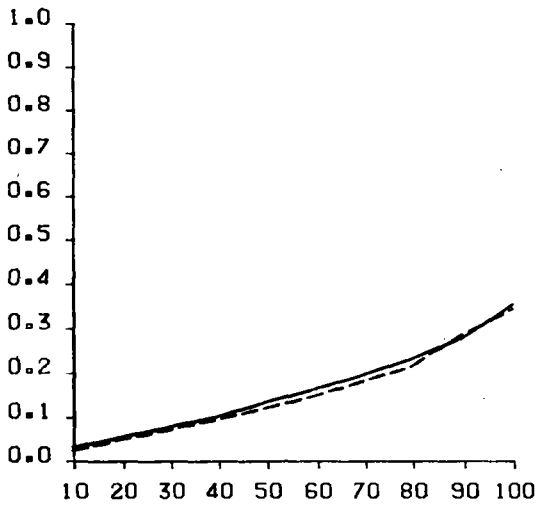


Figure 4.17 : Comparaison des écarts de reconstitution obtenus par interpolation pluviographique (---) et calibration des images radar (—).

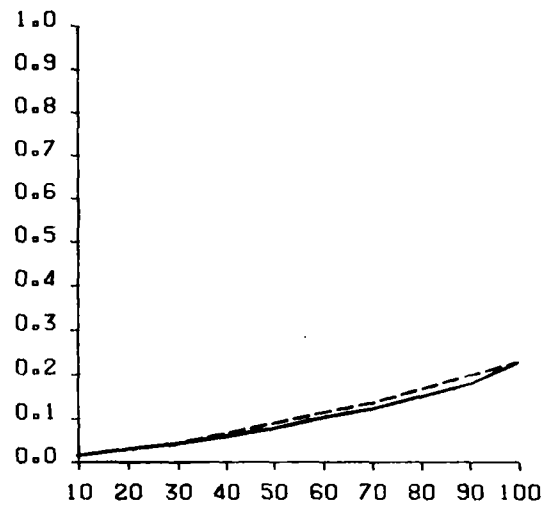
21 juillet

----- interpolation pluviographique
 ——— ajustement des images radar



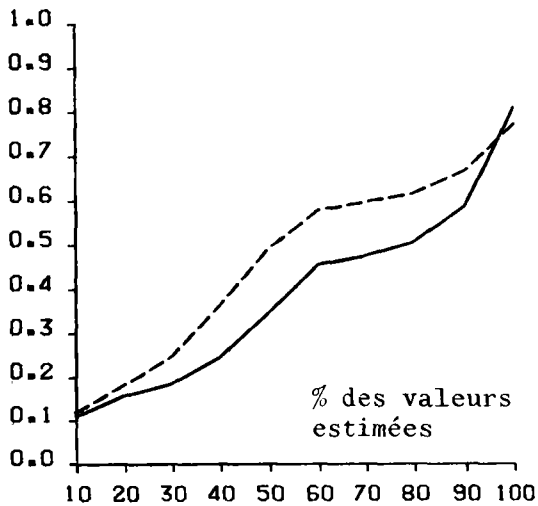
30 juillet matin

----- interpolation pluviographique
 ——— ajustement des images radar



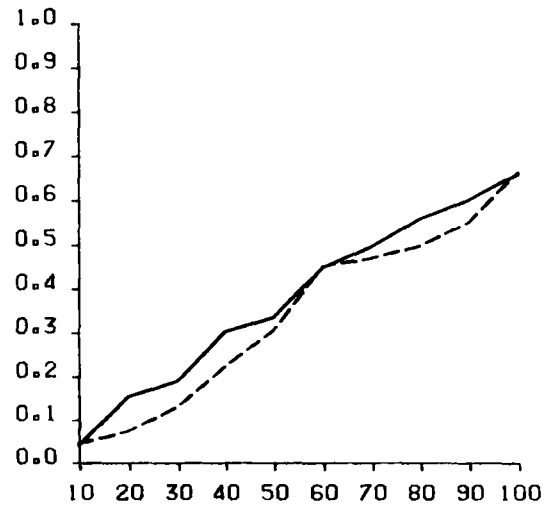
30 juillet soir

----- Interpolation pluviographique
 ——— Ajustement des images radar



2 août

----- Interpolation pluviographique
 ——— Ajustement des images radar



Les courbes d'écarts croissants confirment pour $\Delta t = 15$ minutes la proximité entre interpolation pluviographique et ajustement des images radar. Remarquons cependant la pluie du 30 juillet soir, au cours de laquelle le radar procure des résultats nettement plus intéressants pour 90 % des valeurs, annihilés par une dégradation brutale. L'"effet de bord", mis en évidence au chapitre 2 peut être à l'origine de cette constatation.

Figure 4.18 : Courbes des écarts croissants pour $\Delta t = 15$ mn. Comparaison entre interpolation pluviographique et ajustement des images radar.

type est-il toujours adapté pour relier ces deux quantités ? Nous ne disposons à ce stade d'aucun élément permettant une telle remise en cause.

Dans ces conditions d'incertitude, n'est-il pas illusoire d'utiliser avec succès une technique telle que le krigeage pour calibrer les images radar ? Nous verrons dans la suite de ce chapitre qu'une calibration très simple par facteur moyen procure des résultats peu différents à une calibration par krigeage.

Anticipons donc sur les conclusions de ce chapitre pour moduler l'impression précédente. En effet, ces résultats ne concernent qu'une part de l'information radar, celle qui correspond au réseau de mesures pluviographiques. Ils ne prennent pas en compte la totalité de l'image radar qui nous donne un aperçu global des précipitations que les pluviographes ne peuvent traduire. En définitive le radar permet un suivi permanent de la pluie à grande échelle et au niveau d'un réseau de mesures dense, calibré de façon simple, il autorise une qualité d'estimation équivalente à celle issue d'une interpolation pluviographique. L'intérêt du radar n'est donc pas remis en cause.

d - Erreur moyenne de krigeage

Une estimation est complétée par une erreur moyenne qui témoigne de la confiance que l'on peut lui accorder. Une fois vérifiée la validité du modèle d'interpolation adopté, on pourra considérer qu'une estimation est d'autant meilleure qu'elle s'accompagne d'une erreur moyenne réduite. La comparaison entre interpolation pluviographique par krigeage et calibration des images radar peut ainsi être précisée sous un autre angle.

La prise en compte de la variance du champ étudié lors de chaque réalisation permet de revenir au variogramme propre à chacune et d'apprécier l'erreur de krigeage attachée à chaque estimation.

Vérifions dans une première étape que les fonctions de structure retenues permettent une approche correcte du problème de l'estimation. La demande consiste à reconstituer successivement chaque mesure à partir de ses voisines et à comparer les erreurs prévues par le modèle aux erreurs réelles (Delhomme 36).

. Si \tilde{x}_k est la grandeur simulée correspondant à la mesure x_k , l'absence de biais se traduit par $\frac{1}{n} \sum (\tilde{x}_k - x_k) = 0$

. L'écart quadratique prévu $\tilde{\sigma}_k$ doit être proche de l'écart quadratique réel, cette condition s'exprime $\frac{1}{n} \sum \frac{(\tilde{x}_k - x_k)^2}{\sigma_k^2} = 1$

Cette vérification a été conduite pour les quatre séquences pluvieuses.

La validation des fonctions de structure ayant été effectuée, il est possible de comparer les erreurs d'estimation propres à chaque méthode.

Lors de l'interpolation pluviographique l'erreur moyenne notée σ_{IP} est obtenue directement.

La procédure est un peu complexe pour la calibration des images radar. L'interpolation de $\log A$ nous donne l'erreur moyenne σ_A . Par ailleurs :

$$\log IR = \frac{1}{b} (\log Z - \log A), \text{ IR intensité radar calibrée.}$$

En admettant l'indépendance de $\log Z$ et de $\log A$ et en considérant b comme une constante, il vient :

$$\sigma_{\log IR} = \frac{1}{b} \sqrt{\sigma_Z^2 + \sigma_A^2}$$

David (6) évalue l'incertitude de mesure sur les réflectivités à ± 3 dBZ. Assimilons cette fourchette à un intervalle de confiance à 95 %, soit de $\pm 2 \sigma_Z$; il advient $\sigma_Z = 1.5$ dBZ.

Une fois obtenue $\sigma_{\log IR}$, le retour aux intensités nous amène à raisonner en termes multiplicatifs ; l'erreur moyenne associée à l'intensité radar calibrée sera limitée par l'intervalle $|IR \times 10^{-\sigma_{\log IR}}, IR \times 10^{\sigma_{\log IR}}|$.

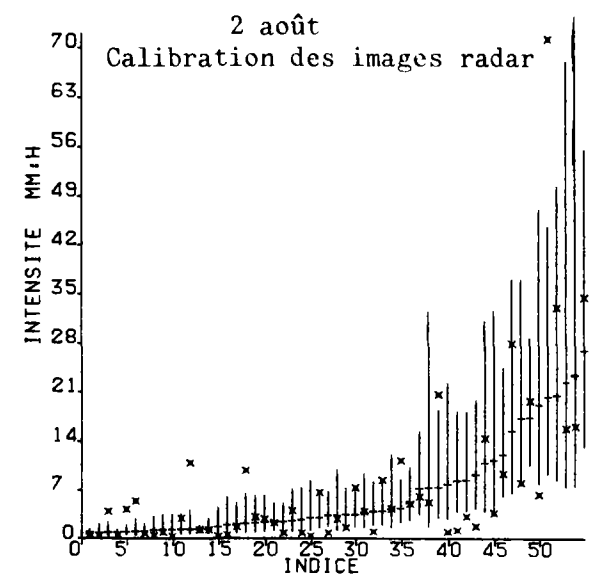
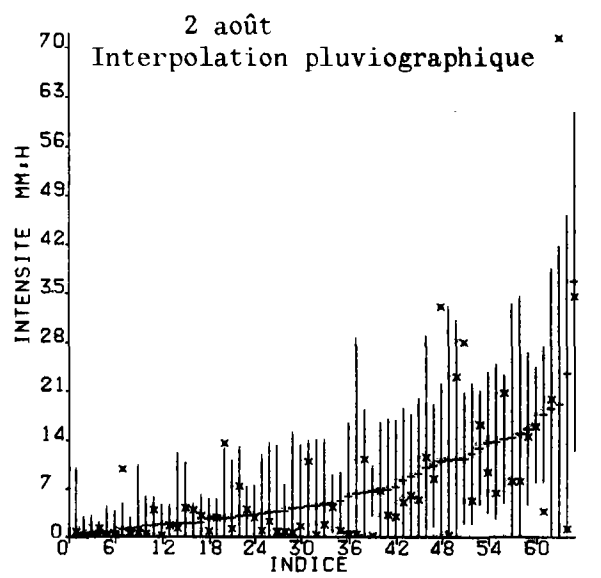
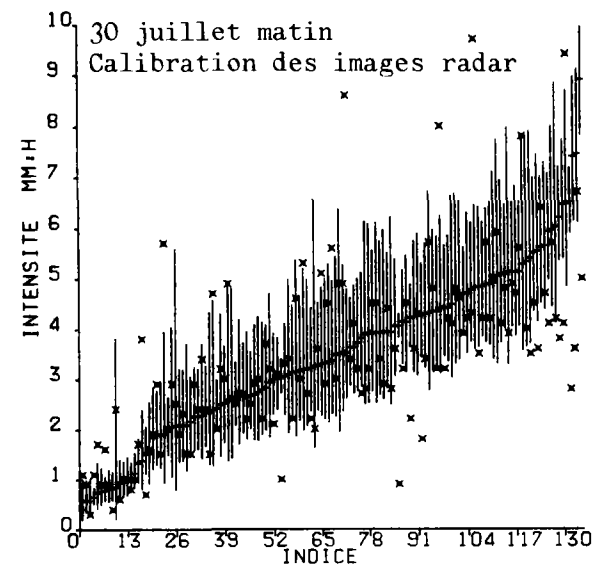
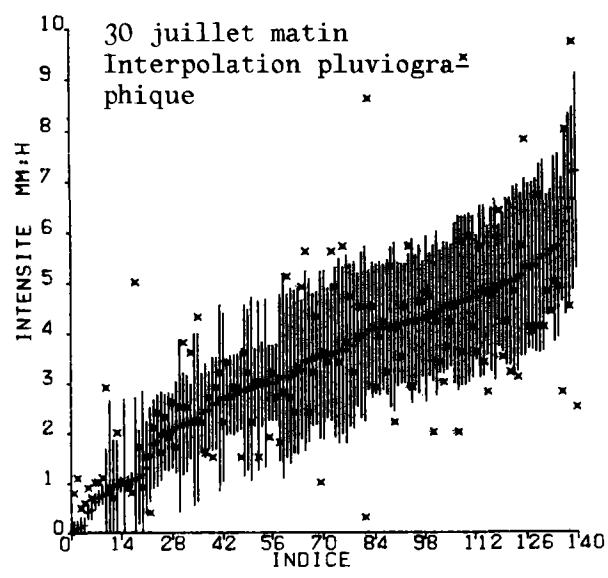
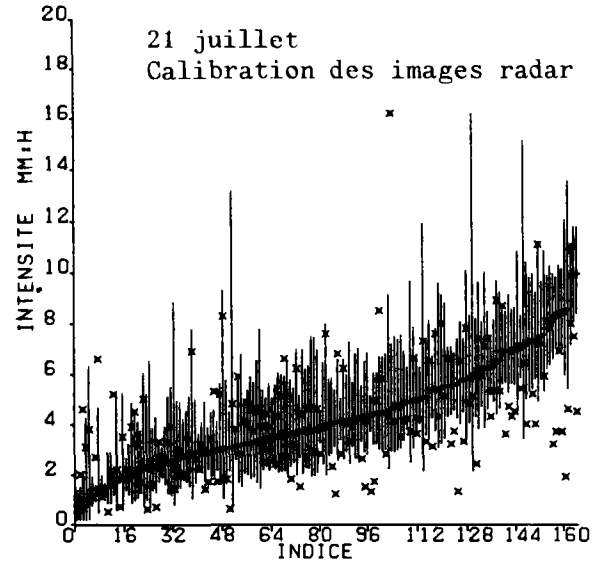
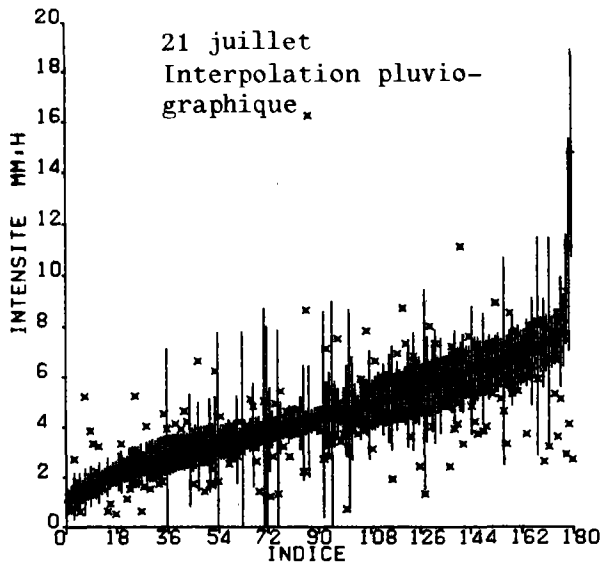
La figure 4.19 illustre ainsi les erreurs moyennes propres à chacune des deux méthodes, interpolation pluviographique et calibration des images radar, en adoptant un pas de temps $\Delta t : 15$ mn.

Elle montre tout d'abord que la comparaison des erreurs moyennes d'estimation ne permet pas de trancher en faveur de l'une ou l'autre des deux techniques testées. Les graphiques révèlent également les différences entre les séquences pluvieuses. En particulier, les estimations des intensités au cours de la pluie du 2 août sont affectées d'une incertitude considérable, quelle que soit la méthode retenue ; cette incertitude confirme que nous saisissons mal les pluies orageuses durant des pas de temps courts avec les instruments de mesure mis en oeuvre.

4 - Cartographie des intensités pluvieuses

a - Présentation

La reconstitution de valeurs ponctuelles des intensités de la pluie à laquelle nous nous sommes attachés jusqu'ici avait pour but de tester la qualité de l'estimation radar. Cet aspect ne retient cependant qu'une part limitée de l'information fournie par le radar. En effet, nous avons accès à



Les estimations sont classées par valeur croissante accompagnées de leur erreur moyenne et le x représente les mesures correspondantes.

Figure 4.19 : Erreur moyenne de krigeage pour $\Delta t = 15$ mn. Comparaison de l'interpolation pluviographique et de la calibration des images radar.

une vision spatiale des réflectivités sur la totalité des départements de Seine Saint-Denis, du Val de Marne et au-delà d'ailleurs. Une image des intensités s'en déduit donc par calibration.

Il est ainsi possible de suivre de façon permanente le déroulement des séquences pluvieuses, et cette facilité suscite l'intérêt du gestionnaire de réseau d'assainissement.

La cartographie des séquences pluvieuses enregistrées au cours de l'été 1982 a donc été effectuée en décrivant l'évolution des intensités sur des intervalles de temps successifs d'une durée de 15 minutes, les lames d'eau précipitées ont été également prises en compte.

Trois approches différentes ont été adoptées :

- . une calibration des images radar par krigeage qui généralise le travail précédent,

- . une calibration plus simple des images radar, par facteur moyen, sur laquelle nous reviendrons et qui ne déforme pas l'image.

La comparaison des deux méthodes nous indiquera quelle est l'influence des variations du paramètre de calibration sur l'aspect des images résultantes.

- . l'interpolation pluviographique par krigeage utilisée de façon à générer des cartes comparables aux images radar (adoption du même maillage).

Aucun moyen de vérification autre que ponctuel n'est envisageable, il est donc impossible d'apprécier objectivement la qualité des résultats obtenus avec chaque méthode, nous nous limiterons donc à une comparaison purement qualitative et visuelle.

L'annexe 3 regroupe la cartographie, en termes de réflectivité radar, du déroulement de la pluie à caractère convectif et très localisé du 30 juillet au soir. La complexité de cette dernière, en tout point remarquable, illustre parfaitement les difficultés rencontrées pour bien saisir le déroulement des orages locaux.

b - Cartographie des séquences pluvieuses - comparaison.

Deux moyens de visualisation ont été adoptés :

- une représentation des courbes isohyètes sur laquelle figurent les points de mesure,

- une représentation en trois dimensions qui dégage bien la variabilité des précipitations sur la zone d'étude.

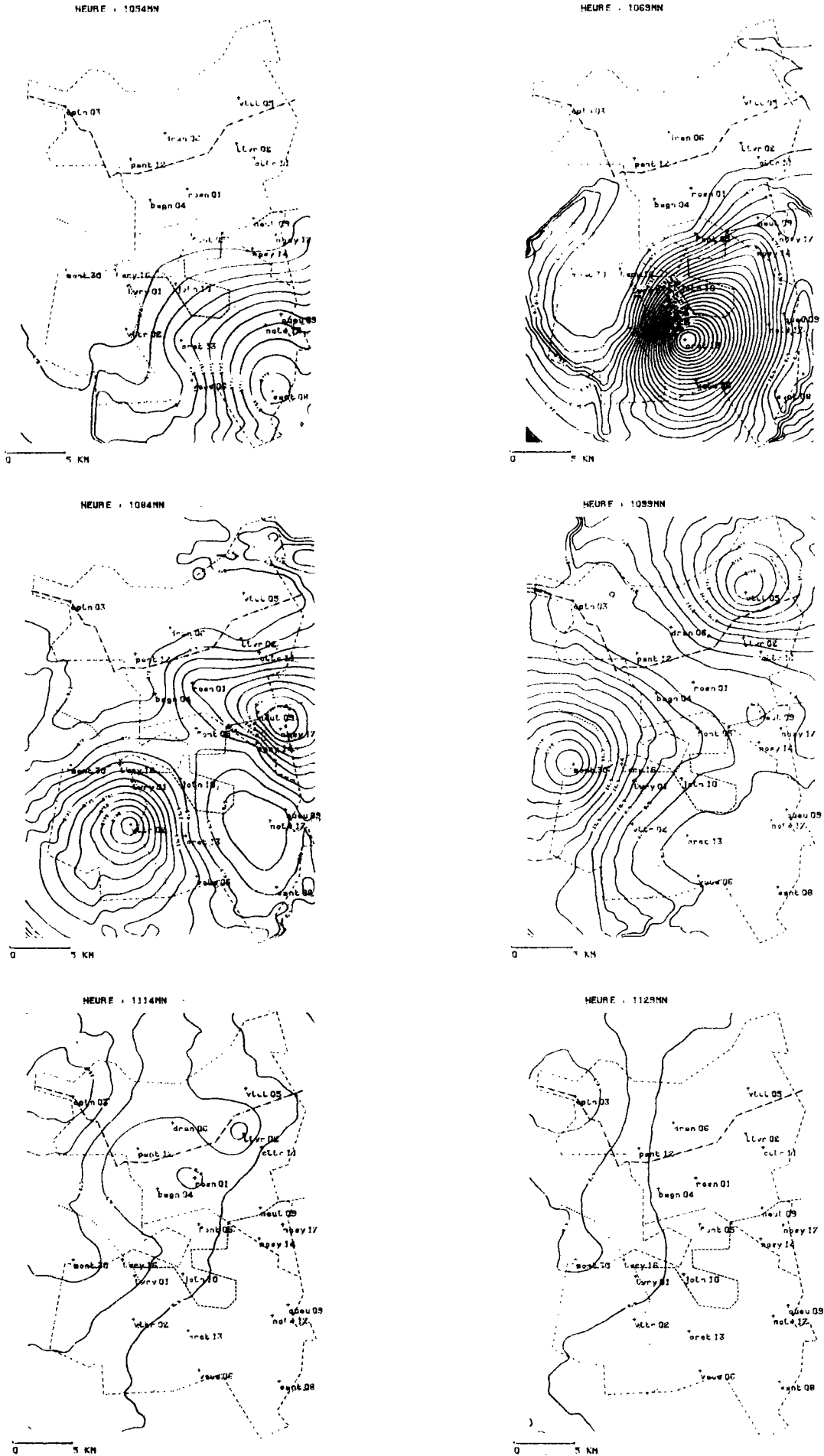


Figure 4.20 : Déroulement de l'orage du 2 août. Interpolation de mesures pluviographiques.

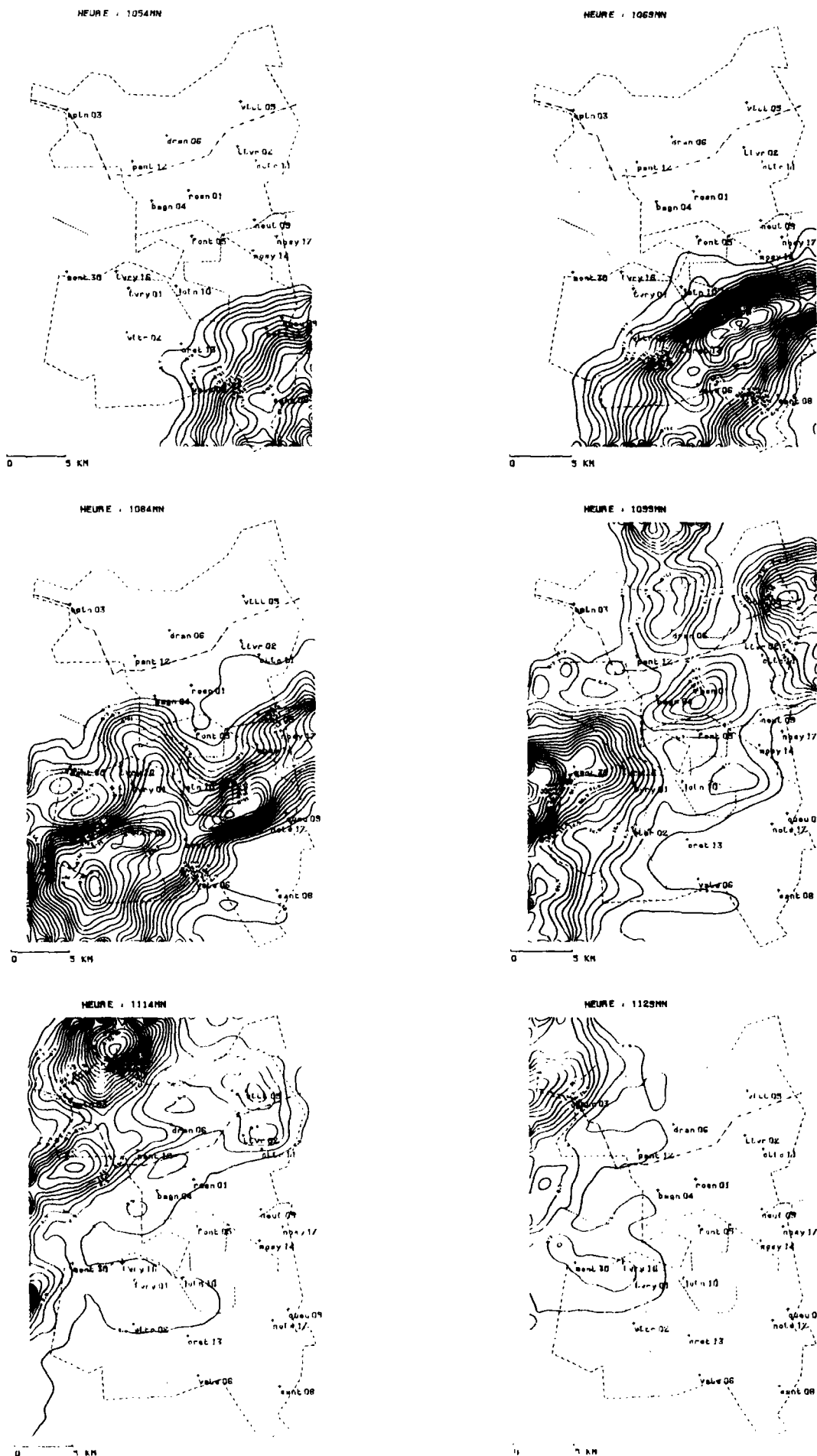


Figure 4.21 : Déroulement de l'orage du 28 août. Images radar ajustées   l'aide d'un facteur moyen de correction.

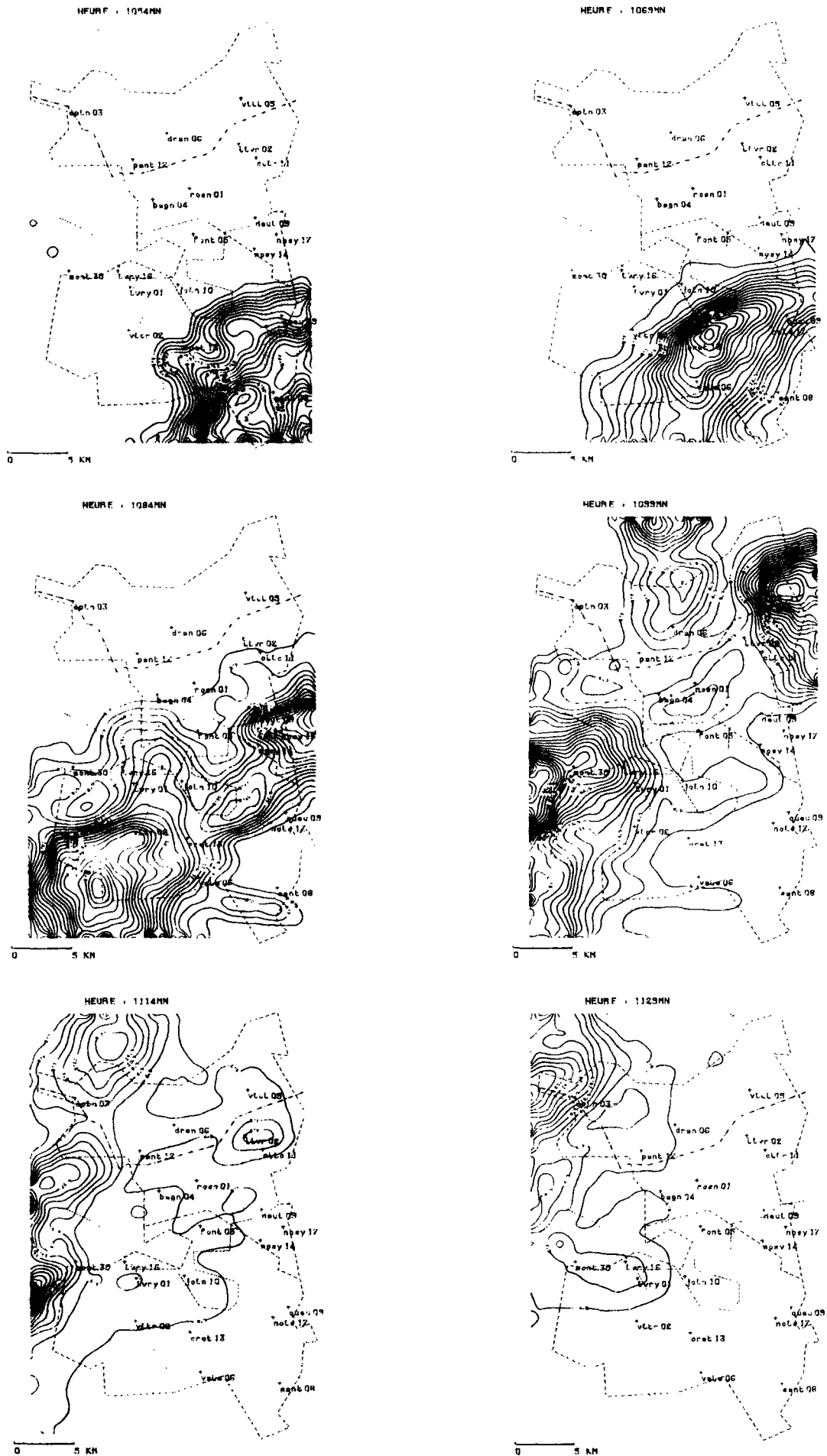


Figure 4.22 : Déroutement de l'orage du 2 août. Images radar ajustées par krigeage sur log A.

Quelles sont les observations appelées par l'ensemble des graphiques représentés ?

- La diversité déjà mise en évidence entre la régularité de la pluie du 30 juillet et la grande variabilité des orages du 2 août et du 30 juillet au soir est confirmée par les dessins représentés ; cette diversité explique pour une large part les différences constatées entre les deux pluies quant à la qualité de reconstitution des intensités.

- Dans tous les cas traités, les deux méthodes de calibration conduisent à des représentations voisines des intensités pluvieuses. Cette observation constitue un argument en faveur d'une calibration simple à l'occasion du choix de la procédure opérationnelle.

- Mettons en parallèle les images radar et celles issues d'une interpolation pluviographique seule. Ces deux approches sont difficilement comparables dans la mesure où la première nommée fait appel à une information beaucoup plus riche et complémentaire de la seconde. Il semble cependant intéressant de prendre en compte un scénario absence de radar qui correspond à la situation actuelle.

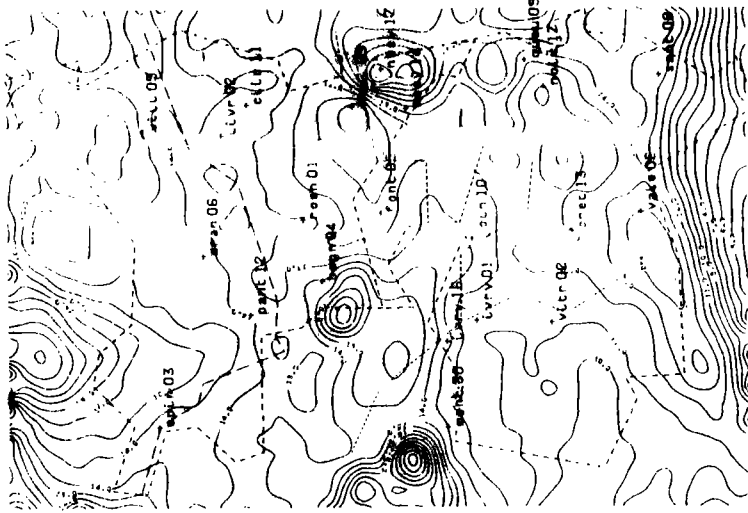
Lors de chaque séquence pluvieuse, l'interpolation pluviographique génère des images dont l'allure générale reproduit de façon correcte les images radar calibrées. Elles se différencient cependant sur plusieurs aspects :

- Tout d'abord au niveau du détail, beaucoup plus affiné avec les données radar qui contrastent avec le caractère lisse des courbes pluviographiques. Nous retrouvons simplement la différence d'information prise en compte par chaque méthode. Cette constatation, sensible pour le 2 août est très nette le 30 juillet (figure 4.23 et 4.24). Nous ne sommes cependant pas en mesure de préciser la signification et d'apprécier l'intérêt de cette différence.

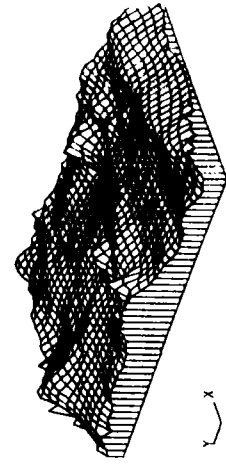
- Les effets de bord : l'exemple du 2 août est significatif à cet égard. Les images radar et pluviographiques diffèrent sensiblement aux limites de l'image qui intègre des zones non couvertes par le réseau pluviographique (figures 4.20 et 4.21 par exemple). Cette observation illustre l'intérêt du radar qui offre un aperçu beaucoup plus général du champ des intensités pluvieuses et donc la possibilité d'élaborer des prévisions.

- A l'intérieur du réseau de mesures : le radar nous aide à localiser avec plus de précision les intensités maximales, contrairement à l'interpolation pluviographique retenue, qui affecte le maximum à un point de mesure (exemple de Créteil 13 le 2 août - figure 4.23). Cette précision accrue peut ainsi être mise à profit par le gestionnaire de réseau amené à optimiser le

EPISODE DU 21 7 1982
 PAS DE TEMPS: 180 MN
 HEURE : 1380MN

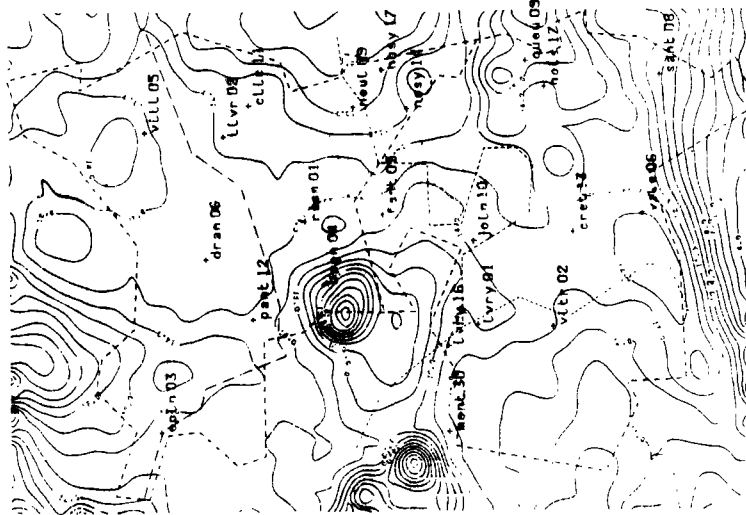


0 5 KM

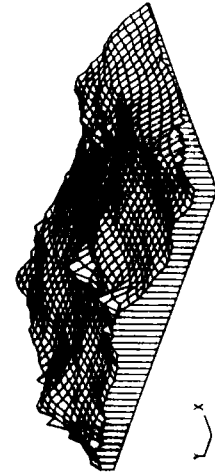


images radar ajustées par un facteur
 moyen de correction.

EPISODE DU 21 7 1982
 PAS DE TEMPS: 180 MN
 HEURE : 1380MN

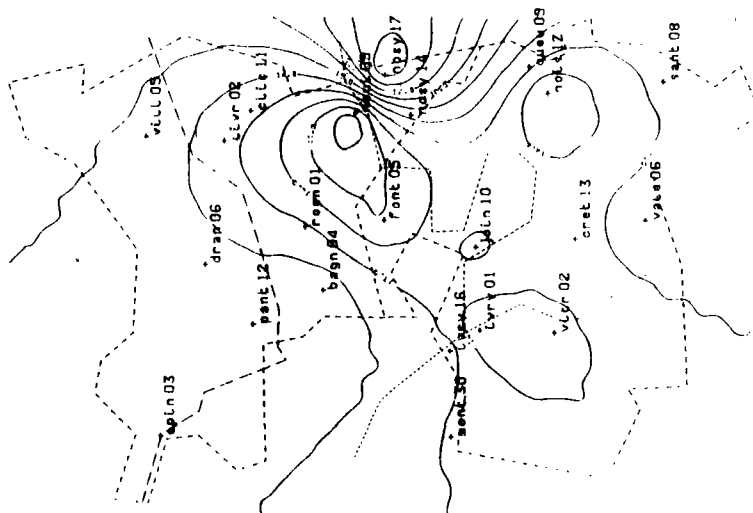


0 5 KM

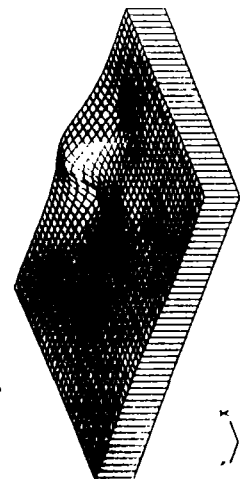


images radar ajustées par krigeage
 sur log A.

EPISODE DU 21 7 1982
 PAS DE TEMPS: 180 MN
 HEURE : 1380MN



0 5 KM

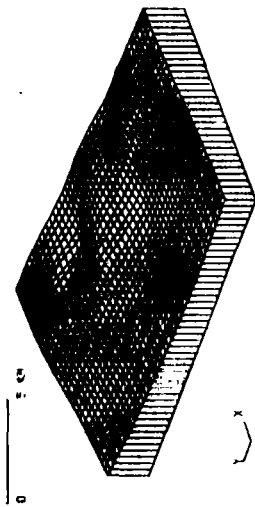
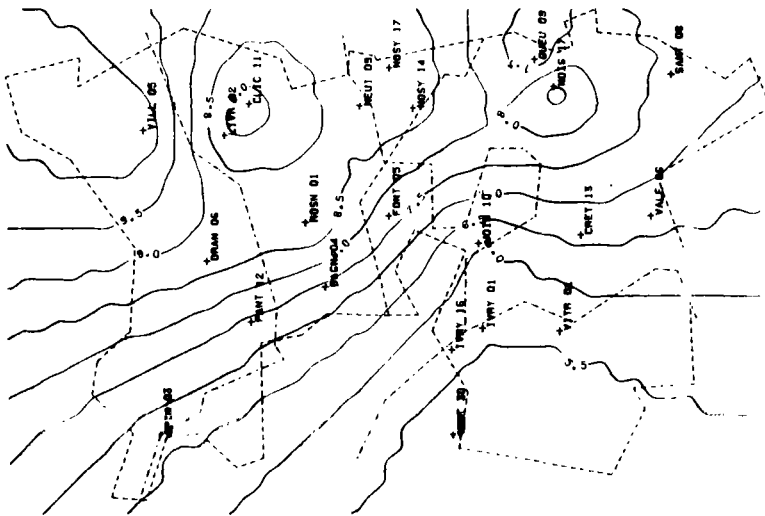


interpolation pluviographique
 par krigeage

Figure 4.23 : Lame d'eau précipitée le 21 juillet.
 Comparaison des estimations.

EPISODE DU 30 7 1982

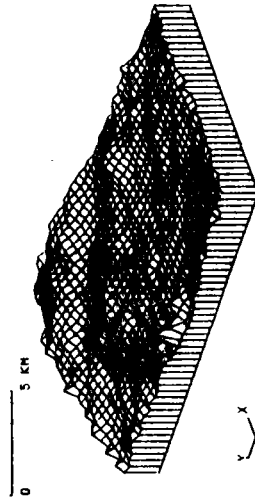
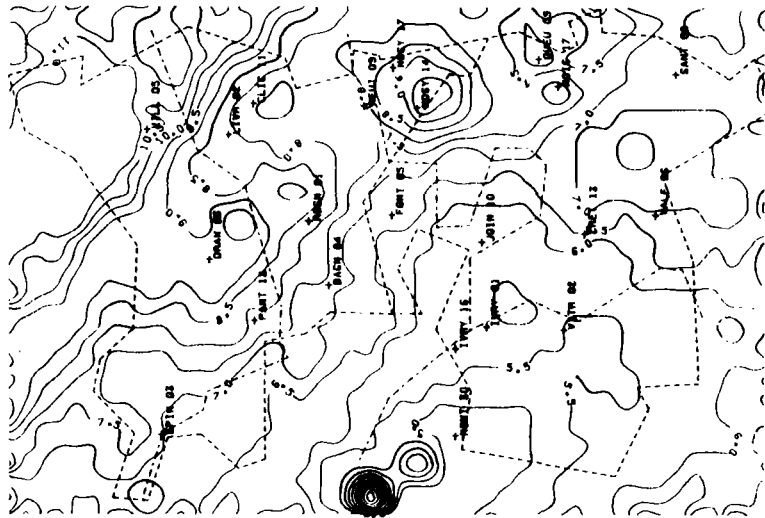
PAS DE TEMPS : 210 MM
HEURE : 530 MM



interpolation pluviographique
par krigeage.

EPISODE DU 30 7 1982

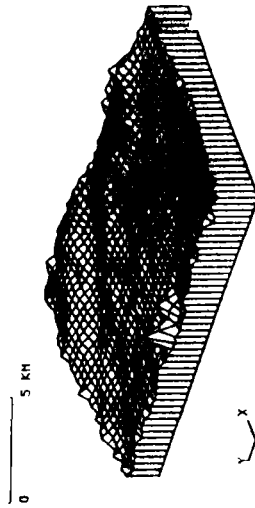
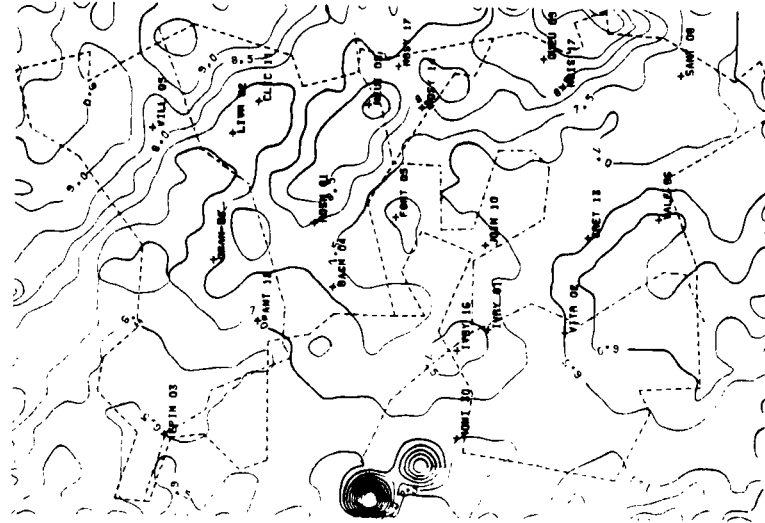
PAS DE TEMPS : 210 MM
HEURE : 530 MM



images radar ajustées par krigeage
sur log A.

EPISODE DU 30 7 1982

PAS DE TEMPS : 210 MM
HEURE : 530 MM

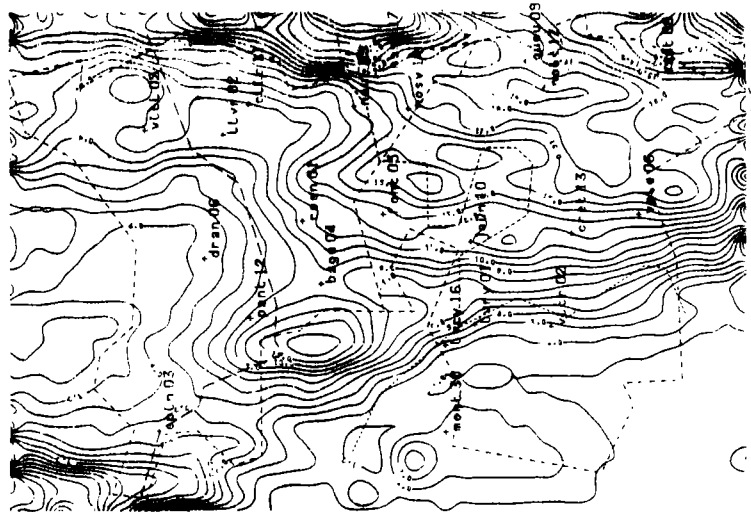


images radar ajustées par un facteur
moyen de correction.

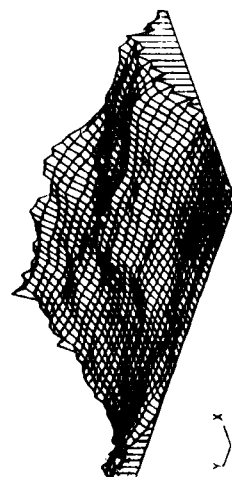
Figure 4.24 : Lame d'eau précipitée le 30 juillet matin.
Comparaison des estimations.

EPISODE DU 30 7 1982

PAS DE TEMPS: 300 MN
HEURE : 899 MN



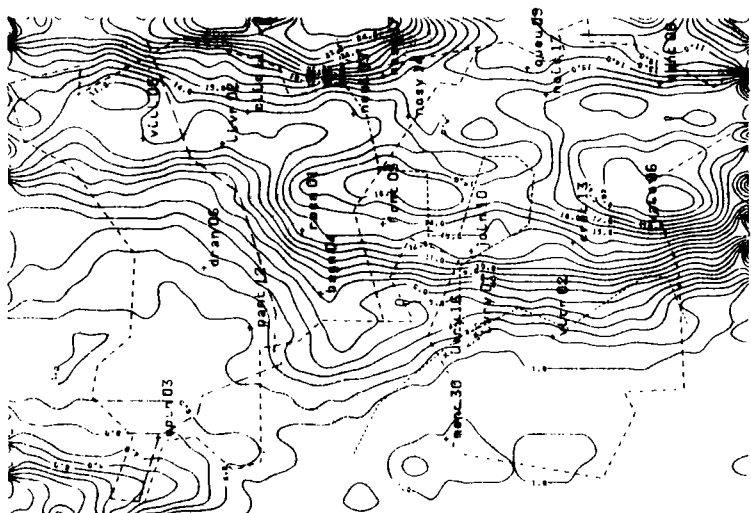
0 5 KM



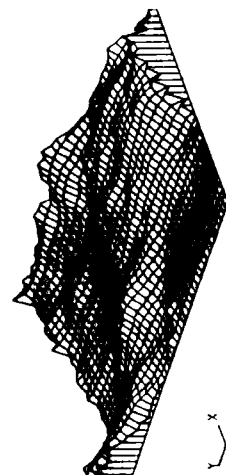
images radar ajustées par un facteur moyen de correction.

EPISODE DU 30 7 1982

PAS DE TEMPS: 300 MN
HEURE : 899 MN



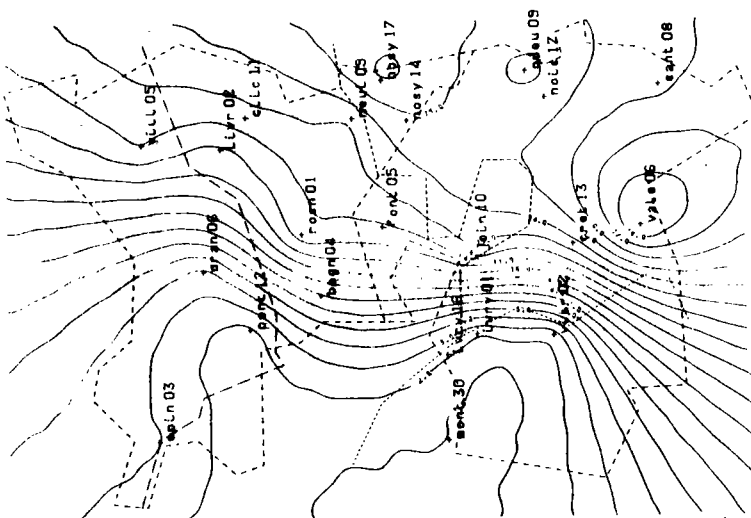
0 5 KM



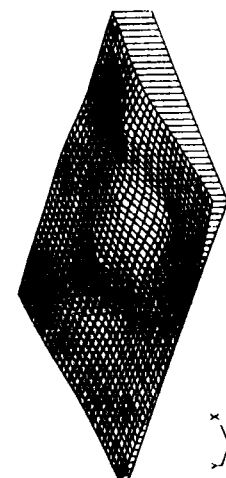
images radar ajustées par krigeage sur log A.

EPISODE DU 30 7 1982

PAS DE TEMPS: 300 MN
HEURE : 899 MN



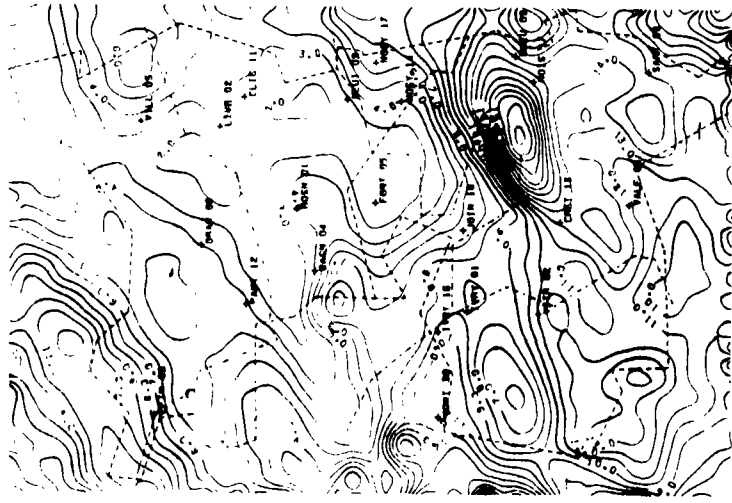
0 5 KM



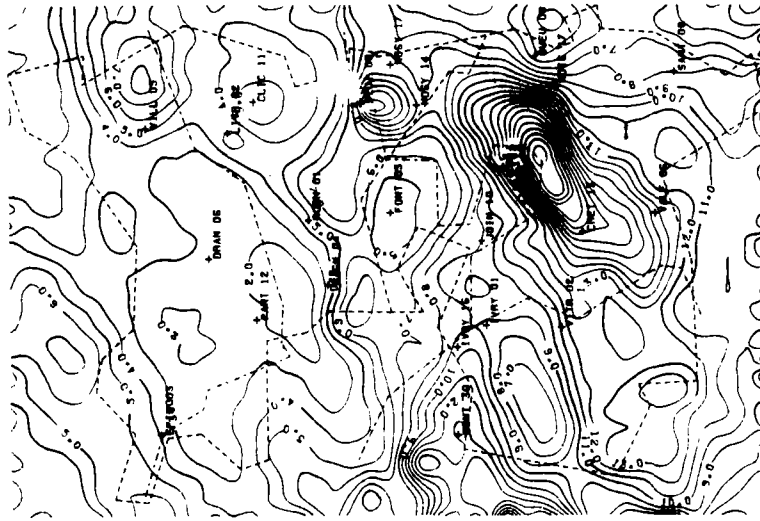
interpolation pluviographique par krigeage.

Figure 4.25 : Lamé d'eau précipitée le 30 juillet soir. Comparaison des estimations.

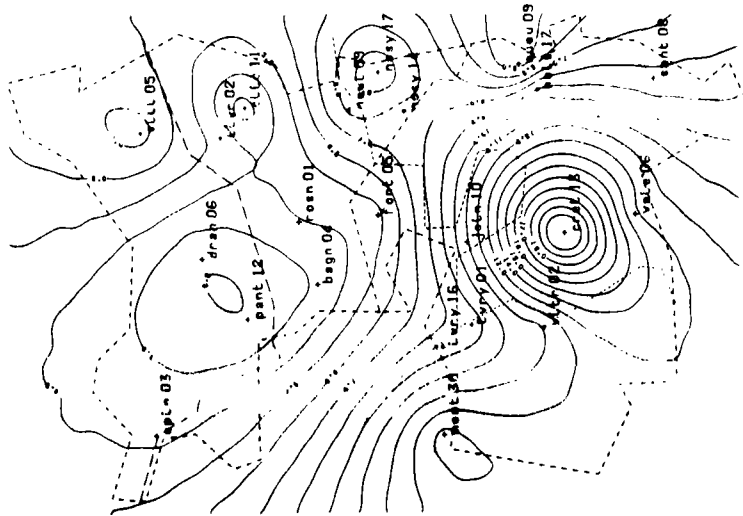
EPISODE DU 2 8 1982
 PAS DE TEMPS : 150 MN
 HEURE : 1754 MN



EPISODE DU 2 8 1982
 PAS DE TEMPS : 150 MN
 HEURE : 1054 MN



EPISODE DU 2 8 1982
 PAS DE TEMPS : 150 MN
 HEURE : 1054 MN



images radar ajustées par un facteur
 moyen de correction.

images radar ajustées par krigage
 sur log A.

interpolation pluviographique
 par krigage.

Figure 4.26 : lame d'eau précipitée le 2 août.
 Comparaison de 3 estimations.

fonctionnement de ces ouvrages

Pour la pluie du 21 juillet, nous remarquons notamment la singularité mise en évidence au chapitre 2, au droit du point de mesure Bagn 04.

5 - Conclusion

Au cours de ce paragraphe, nous avons tenté de valoriser conjointement les mesures radar et pluviographiques, dans des conditions particulières toutefois puisque l'évaluation quasi-ponctuelle des intensités pluvieuses était privilégiée. L'étude de quatre séquences pluvieuses montre que la qualité de reconstitution des intensités pluvieuses par calibration des images radar dépend de la variabilité des champs pluvieux et de leur origine météorologique. Il apparaît en outre qu'au sein du réseau actuel de pluviographes, calibration des images radar et interpolation pluviographique conduisent à des résultats voisins. L'information complémentaire issue de réflectivités radar ne semble pas totalement valorisée dans ce cadre. Il conviendrait donc dans l'avenir de réfléchir à ce problème à partir de nouvelles données expérimentales et de poursuivre les travaux relatifs à la calibration des images radar : représentativité comparée des mesures radar et pluviographiques, pertinence du modèle $Z = AR^b$.

L'intérêt du radar qui nous offre une perception globale en temps réel des phénomènes pluvieux n'est pas en cause. Nous allons voir de plus que les méthodes simples de calibration, susceptibles d'être intégrées à un système de gestion automatisée constituent un atout en faveur de l'utilisation simultanée d'images radar et de mesures pluviographiques pour déterminer les intensités de la pluie.

III - EVALUATION DES METHODES COURANTES DE CALIBRATION

1 - Rappel des méthodes et mise en oeuvre

Les méthodes testées ont été décrites au chapitre 3, seuls des points particuliers ou les conditions de mise en oeuvre seront précisées. Les notations IP, IR et Z recouvrent respectivement les intensités pluviographiques, les estimations radar et les mesures de réflectivités observées en n points de référence.

a - Facteur moyen de correction

L'expression du facteur de correction retenue est celle qui accorde un poids d'autant plus fort à un point de référence que l'intensité mesurée est élevée. En effet, les faibles temps de réponse des bassins versants urbains rendent les intensités élevées préjudiciables et il est nécessaire de les évaluer au mieux. Une première estimation des intensités radar est effectuée par l'intermédiaire de la loi de Marshall-Palmer utilisée lors des quatre pluies étudiées.

Le facteur de correction f_c , est donné par

$$f_c = \frac{\sum_{i=1}^n IP_i}{\sum_{i=1}^n IR_i}$$

Les comparaisons ponctuelles se situant hors de l'intervalle (0,1; 10) ont été exclues de façon à limiter les risques de prise en compte de valeurs aberrantes. De plus seules les mesures pluviographiques supérieures à 0,3 mm/h sont conservées de façon à ne comparer que des pluies effectives. Chaque réalisation d'une même séquence pluvieuse est traitée avec son propre facteur de correction.

b - Optimisation de log A

Cette méthode peut être considérée comme une version simplifiée et modifiée de l'approche préconisée par Cain et Smith. Nous recherchons, sur les points de référence d'une même réalisation, la loi réflectivité-intensité la mieux adaptée en minimisant la forme quadratique Q :

$$Q = \sum_{i=1}^{i=n} IP_i \cdot |IP_i - IR_i|^2, \text{ avec } IR_i = \left(\frac{Z_i}{A}\right)^{1/b}$$

Comme précédemment, la pondération par l'intensité mesurée tend à privilégier les fortes valeurs.

Les deux inconnues sont donc les paramètres A et b. Nous admettrons que b est constant et prédéterminé en fonction de la situation météorologique. La quantité A recherchée satisfait donc à $\frac{\partial Q}{\partial A} = 0$ qui s'exprime également

$$2 \sum_{i=1}^{i=n} \left[I P_i \left[I P_i - \left(\frac{Z_i}{A} \right)^{1/b} \right] \cdot \left[-\frac{1}{b} \cdot \frac{Z_i^{1/b}}{A^{1/b+1}} \right] \right] = 0$$

Il vient en définitive :

$$A = \left[\frac{\sum_{i=1}^n I P_i \cdot Z_i^{2/b}}{\sum_{i=1}^n I P_i \cdot Z_i^{1/b}} \right]^b$$

Cette valeur de A invariante sur une image permet de déduire en tout point l'intensité de la pluie de la mesure de réflectivité issue du radar.

La quantité $b = 1,6$ a été adoptée lors de chaque séquence pluvieuse.

Comme précédemment, seules les intensités pluviographiques excédant 0,3 mm/h ont été retenues. Les valeurs extrêmes de $A_i = \frac{Z_i}{I P_i^{1/b}}$ aux points de référence ont également été exclues : il s'agit de celles se situant à l'extérieur de l'intervalle $[10^{0,9}; 10^{4,3}]$, correspondance de $[0,1; 10]$ en termes de facteurs de correction.

c - Méthode de Brandes

Une description de cette technique est proposée dans le chapitre 3. L'auteur raisonne en termes de facteurs de correction. De façon à rester cohérents avec la démarche adoptée au paragraphe précédent, nous avons appliqué cette méthode au paramètre $\log A$ évalué aux points de référence en adoptant comme précédemment $b = 1,6$. La comparaison des deux versions montre cependant leur équivalence.

La forme de la loi de pondération en fonction de la distance est conditionnée par deux paramètres de réglage : R rayon d'influence autour d'une mesure de référence et D : paramètre de forme. Une étude de sensibilité de ces deux coefficients a été effectuée. Le test d'un ensemble de couples (D,R), R variant de 9 à 18 km et D de 3 à 15 km a montré que les valeurs $R = 15$ km et $D = 9$ km donnaient des résultats satisfaisants lors des quatre séquences pluvieuses étudiées. Mais il apparaît également que la méthode n'est pas très sensible à ces paramètres. En particulier, nous ne chercherons pas à établir un parallèle avec les fonctions de structure étudiées

lors du chapitre précédent.

De plus, l'auteur itère la méthode aux écarts constatés aux points de référence en utilisant un nouveau paramètre de réglage $D' = D/2$. Lors des tests effectués, une certaine dégradation a été constatée avec l'adoption de D' , nous avons donc conservé la valeur initiale.

Il peut également être envisagé de multiplier ainsi les itérations de la technique d'interpolation aux écarts successifs entre les valeurs mesurées aux points de référence et les valeurs calculées. Les tentatives entreprises dans ce sens ont montré leur inefficacité pour améliorer la qualité de reconstitution des intensités.

Enfin les contraintes décrites pour la méthode précédente ont également été appliquées.

La loi de pondération selon la distance (d) proposée par Brandes $\exp(-d^2/D^2)$ n'est qu'une des nombreuses disponibles. La calibration des images radar à partir d'autres fonctions de pondération : $e^{-\alpha d}$, $\frac{1}{d^{\alpha+1}}$, a été envisagée. Les essais effectués montrent qu'aucune d'entre elles ne se dégage.

2 - Evaluation comparative des méthodes courantes

a - Résultats

Les méthodes courantes de calibration décrites ont été testées et comparées en adoptant le critère utilisé précédemment : reconstitution successive des mesures ponctuelles par validation croisée et calcul de l'écart à la mesure pluviographique correspondante. Les résultats obtenus lors de chaque séquence pluvieuse et sur différents pas de temps sont regroupés figure 4.27. A titre de référence, les courbes relatives à une calibration par krigeage sur $\log A$ ont été jointes.

La calibration par interpolation de $\log A$ donne la qualité de reconstitution la plus régulière, hormis pour l'orage du 30 juillet au soir, date à laquelle les écarts constatés sont très importants.

Les résultats obtenus par la méthode de Brandes à l'occasion des pluies homogènes se distinguent des autres méthodes simples et sont équivalents à ceux déduits d'une approche plus complète. L'amélioration sensible pour le 21 juillet reste moins perceptible lors de la pluie du 30 juillet au matin.

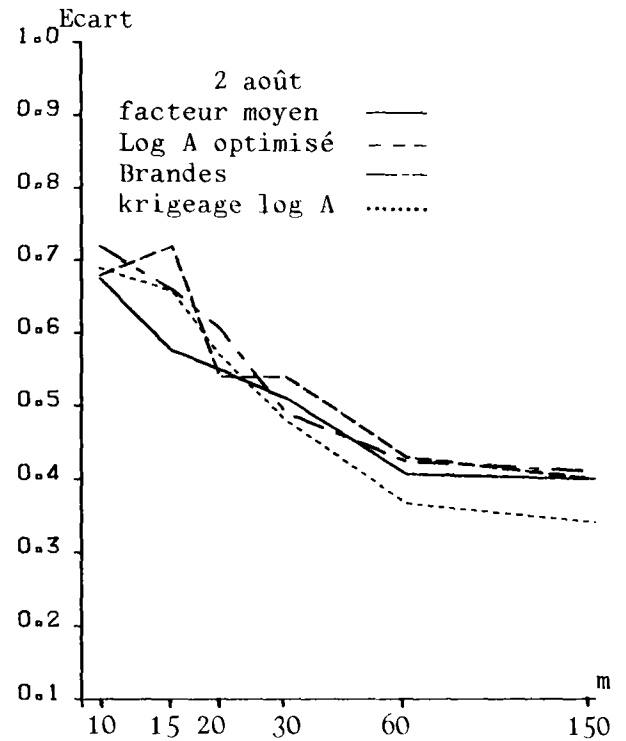
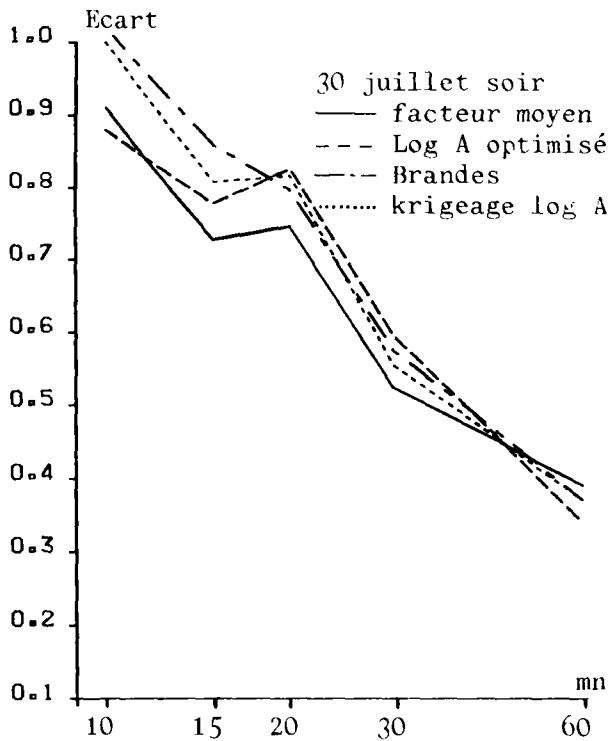
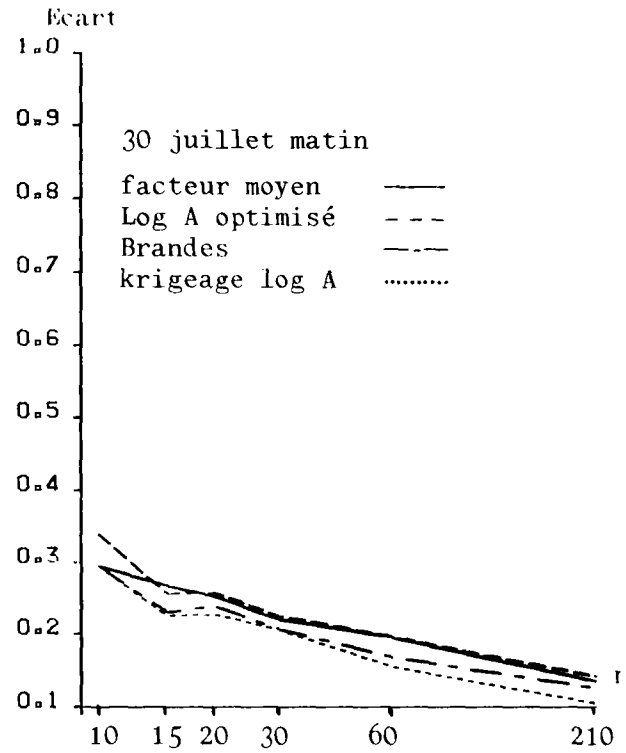
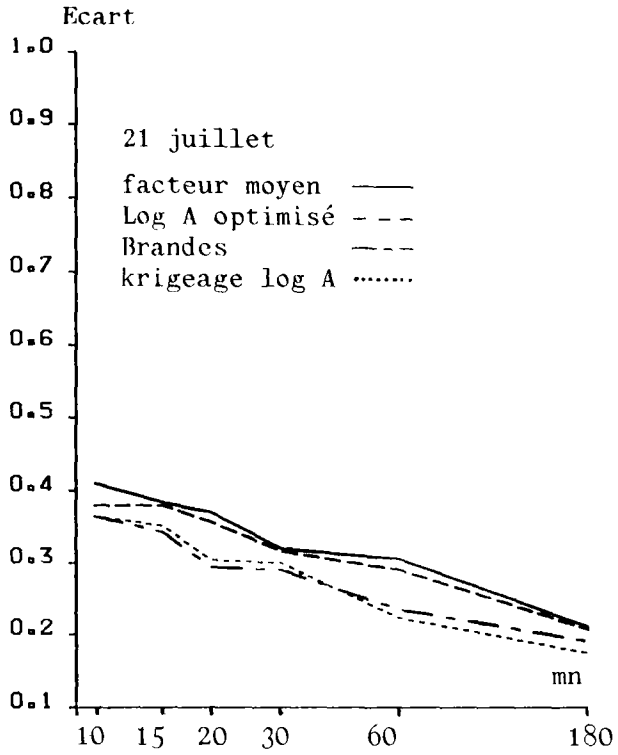
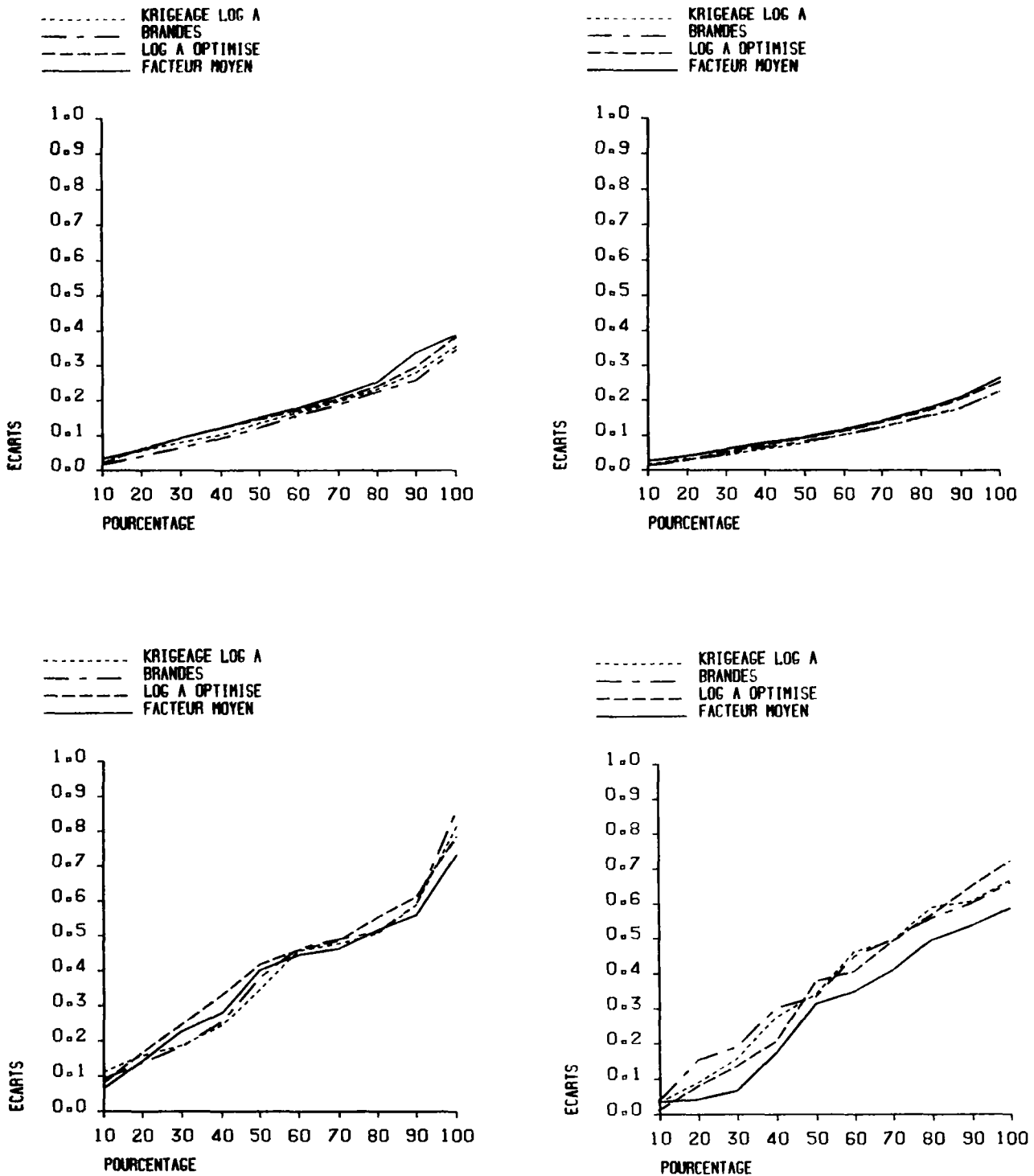


Figure 4.27 : Évaluation des méthodes de calibration.



Les courbes d'écarts croissants confirment la proximité des diverses méthodes pour $\Delta t = 15$ minutes. L'ajustement de l'image radar par un facteur moyen de correction se dégage lors de l'orage du 2 août. Enfin, la dégradation brutale constatée le 30 juillet soir par les 10 % des valeurs les moins bien reconstituées existe avec toutes les méthodes, l'impact négatif des "effets de bord" mis en évidence paraît l'origine la plus probable.

Figure 4.28 : Courbes des écarts croissants pour $\Delta t = 15$ minutes.
Comparaison des méthodes d'ajustement.

Il en va différemment à l'occasion des pluies orageuses pour lesquelles l'ajustement des images radar par facteur moyen prend le pas sur les autres approches testées.

La figure 4.28 nous indique que sur un pas de temps de 15 minutes la dispersion des écarts est très voisine pour toutes les méthodes. La supériorité du facteur moyen se dégage à l'occasion de la pluie du 2 août, la croissance des écarts étant significativement plus faible avec cette méthode.

Nous retrouvons donc la distinction entre pluies homogènes d'une part et pluies hétérogènes d'autre part. Pour les premières, les variations spatiales du facteur de calibration peuvent être valorisées. Dans le cas des secondes, les comparaisons ponctuelles sont sujettes à trop d'incertitudes pour que l'amélioration soit sensible.

Dans la plupart des cas, il apparaît que les méthodes de calibration conduisent à des résultats voisins.

b - Proposition d'une méthode opérationnelle

Nous n'avons pas dégagé de technique de calibration plus performante que les autres. La méthode de Brandes présente un certain avantage pour les pluies régulières. Cependant elle entraîne des modifications de l'image non corrigée. Compte tenu des écarts assez importants constatés lors des pluies orageuses, il semble important que l'information radar puisse être interprétée qualitativement de façon à détecter des anomalies éventuelles telles que nous les avons constatées au chapitre 2. Dans cette optique, la méthode de Brandes est mal adaptée.

Il semble donc sage dans une première étape d'adopter une calibration par facteur moyen.

L'influence du paramètre b n'étant pas déterminante, une loi de Marshall-Palmer pourra être utilisée dans tous les cas pour transformer les réflectivités radar.

...

IV - CONCLUSION

La comparaison des fonctions de structure des intensités pluvieuses issues de mesures pluviographiques d'une part et radar d'autre part, ne nous révèle aucune disparité systématique entre les deux capteurs. Cet élément, insuffisant pour conclure à l'identité des deux méthodes de mesure autorise cependant leur utilisation conjointe.

Pour les quatre séquences pluvieuses étudiées, il apparaît qu'à l'intérieur d'un réseau de mesure, et ajusté de façon très simple avec un facteur moyen de correction, le radar autorise une qualité de reconstitution des intensités quasi-ponctuelles équivalente à celle qui nous est accessible aujourd'hui par des méthodes évoluées d'interpolation pluviographique. Ce résultat positif doit être replacé dans le cadre plus vaste des applications du radar météorologique. En effet, cet instrument nous permet de plus un suivi qualitatif permanent des zones pluvieuses auquel nous n'avons pas accès actuellement, et peut ainsi être utilisé par les hydrologues comme un moyen de prévention et de prévision à très courte échéance.

L'étude de quatre séquences pluvieuses reste naturellement insuffisante pour conclure définitivement quant à l'intérêt hydrologique du radar dans le cadre des besoins définis ; mais les premiers résultats nous paraissent encourageants. Le suivi et l'enregistrement d'un nombre élevé de séquences pluvieuses sont nécessaires pour poursuivre Les travaux sur ce sujet.

Il apparaît que nous ne valorisons pas totalement l'information considérable issue des données radar. En effet, la même technique d'interpolation (krigeage) appliquée indifféremment aux intensités pluviographiques ou au paramètre d'ajustement des images radar conduit à des résultats similaires alors que nous avons dans le second cas, apporté des données complémentaires. Une réflexion sur la représentativité comparée des mesures radar et pluviographiques devrait permettre de préciser les possibilités et d'améliorer les techniques d'ajustement des images radar. L'analyse de nombreuses images en liaison avec des mesures au sol peut servir à mieux cerner les anomalies susceptibles d'affecter les données radar.

La disponibilité d'un radar est cependant un préalable à une expérimentation de plus longue durée. Les premiers résultats sont assez prometteurs pour que le département de Seine-Saint-Denis s'engage dans cette voie en intégrant les images radar au projet de gestion automatisée du réseau d'assainissement. Cette première mise en oeuvre est importante. Elle garantira une acquisition systématique de mesures de qualité et facilitera donc le prolongement des études consacrées à l'intérêt hydrologique du radar.

TROISIEME PARTIE :
RADAR METEOROLOGIQUE ET HYDROLOGIE URBAINE

INTEGRATION DU RADAR METEOROLOGIQUE A LA GESTION

AUTOMATISEE D'UN RESEAU D'ASSAINISSEMENT

Au cours des chapitres précédents, l'aptitude du radar à estimer les précipitations a été évaluée. Les résultats encourageants obtenus lors des séquences pluvieuses étudiées, nous autorisent dès à présent à envisager l'intégration du radar météorologique au système de gestion automatisée de Seine Saint-Denis.

Après avoir succinctement décrit ce projet, le rôle que peut y jouer le radar météorologique sera précisé ainsi que les conditions d'exploitation de cet instrument qui paraissent actuellement les mieux adaptées.

I - LA GESTION AUTOMATISEE EN SEINE SAINT DENIS (Bachoc 53, Jacquet 66).

Le département de Seine Saint-Denis constitué d'une zone géographique très plate en bordure de la Seine et de la Marne se situe en outre à l'aval d'un bassin versant rural qui englobe une partie du Val d'Oise. L'urbanisation importante qu'il a connu au cours des vingt dernières années s'est jointe à ces caractéristiques physiques et il en résulte de graves problèmes d'évacuation des eaux pluviales. Les investissements considérables effectués n'ont pas permis de supprimer les fréquentes inondations subies par de nombreux habitants.

L'idée d'optimiser le fonctionnement du réseau d'assainissement a pris corps progressivement et s'est concrétisée par le projet en cours de réalisation de gestion en temps réel et automatisée du réseau d'évacuation des eaux pluviales.



1 - Les objectifs poursuivis par la gestion automatisée

a - La lutte contre les débordements

Cet objectif qui constitue l'élément moteur du projet en cours vise à réduire la fréquence et l'importance des submersions de zones urbanisées. Le gestionnaire du réseau cherche donc à faire fonctionner les collecteurs à leur rendement maximum et à stocker les quantités d'eau qui ne peuvent transiter. Il s'appuie pour cela sur des réservoirs de stockage des eaux : situés en amont du bassin versant ils permettent de limiter les apports en provenance des zones rurales. Au sein du bassin versant urbain, les réservoirs dits intermédiaires contribuent à écrêter les débits de pointe issus des surfaces imperméabili-

sées et protègent les localités situées en aval. Il est donc primordial de disposer d'informations précises sur les précipitations et leur évolution de façon à utiliser à bon escient les capacités de stockage. En outre, des collecteurs profonds de délestage permettent de soulager les zones sensibles en orientant les flots vers d'autres parties du bassin versant moins touchées ; une connaissance fine des précipitations est donc ici nécessaire également.

b - La lutte contre la pollution par temps de pluie

Par temps de pluie, les eaux transportent des polluants provenant soit du lavage des surfaces imperméabilisées (huiles, plomb...) soit du charriage des dépôts en surface et en égoût vers les cours d'eau récepteurs. Dans la mesure du possible, elles doivent être stockées de façon à s'épurer par décantation avant d'être rejetées au milieu naturel, ou le cas échéant orientées progressivement vers la station de traitement. Des réservoirs de stockage, situés à l'aval du réseau sont prévus à cet effet et les réservoirs intermédiaires, évoqués précédemment, peuvent également être utilisés dans ce sens.

Pour ces derniers, il existe une contradiction entre la réduction de la pollution qui impose la rétention des premiers flots, plus pollués, et la réduction des débordements qui demande de réserver les capacités de stockage pour écrêter les pointes de débit.

Seules des informations relatives à l'évolution des précipitations permettront d'arbitrer entre les deux stratégies, le radar prenant un rôle important dans ce cadre.

c - La gestion par temps sec

Contentons nous d'évoquer cette gestion qui s'adresse aux eaux usées et consiste à détecter le dysfonctionnement du réseau et à s'assurer que lors des travaux le circuit des eaux en direction de la station de traitement est assuré sans rejet direct dans les cours d'eau.

2 - Les moyens mis en oeuvre - organisation du système

Gérer le réseau d'assainissement en temps réel implique que l'exploitant se réserve la possibilité d'agir au cours d'une pluie sur les écoulements dans les ouvrages. Il doit donc tout d'abord avoir une bonne connaissance des quantités d'eaux qui transitent dans les collecteurs et des précipitations qui en sont à l'origine. Il doit également disposer des moyens d'action qui lui permettent d'influer sur le fonctionnement des ouvrages. Cette information et ces

moyens d'action ne présentent un intérêt que si le pilote chargé de la gestion du réseau peut y accéder sans difficulté d'un site unique ; toutes les mesures doivent donc être rapatriées en temps réel à ce site. Enfin avant d'opter en faveur d'une stratégie de gestion, le pilote doit s'assurer de son opportunité.

Le principe de la gestion automatisée, résumé figure 5.1, s'appuie donc sur un ensemble complexe de dispositifs de mesure, d'action et de logiciels d'aide à la décision.

a - Les capteurs et les actionneurs

Les instruments de mesures pluviographiques équipent au nombre d'une quinzaine le département et sont reliés au site central par liaison téléphonique ; il en est de même pour les images du radar de Trappes. L'évolution des hauteurs d'eau et de débits dans les ouvrages est suivie grâce à l'installation de nombreux limnimètres et débitmètres dont les informations sont également rapatriées.

Le terme d'actionneurs recouvre l'ensemble des dispositifs susceptibles de modifier les conditions d'écoulement des eaux. Il regroupe notamment les vannes qui commandent les réservoirs de stockage, les siphons qui régulent les débits à l'entrée d'un collecteur, les déversoirs d'orage et les pompes de relèvement. L'état de réglage de chacun de ces dispositifs est transmis au pilote qui est en outre informé des pannes éventuelles. Ces actionneurs disposent en général d'une intelligence locale (indispensable pour assurer la sécurité de leur fonctionnement) et bénéficient parfois d'une automatisation : le débit de fuite d'un réservoir de stockage peut être régulé en fonction du niveau de l'eau ou du débit issu du collecteur qui l'alimente. La gestion automatisée impose que les modifications de consignes des actionneurs soient transmises au site central.

b - Le système de conduite immédiate

Le site central équipé des moyens de calcul permet une acquisition permanente d'informations de l'ensemble des capteurs et actionneurs installés sur les ouvrages du réseau. En outre, lorsque le pilote est là, il assure la transmission de téléajustages et de télécommandes aux capteurs et actionneurs. Cet échange d'informations s'effectue sous le contrôle du Système de Conduite Immédiate (SCI). Les données acquises sont visualisées de façon rapidement lisible par le pilote sur écran graphique. Le SCI assure également la constitution d'une banque de données regroupant l'ensemble des mesures collectées et qui pourra être utilisée ultérieurement pour analyser le fonctionnement du réseau,

effectuer des simulations ou étudier des améliorations. Le SCI est chargé également de la gestion des alarmes qui informent le pilote des pannes et défaillances éventuelles. Il transmet les décisions du pilote relatives à la modification de la position d'un actionneur.

Le pilote dispose ainsi d'une connaissance fine de l'état du réseau qu'il surveille et des écoulements qui y transitent. Il ne pourra cependant gérer de façon efficace et en temps réel les ouvrages du réseau que dans la mesure où il bénéficiera d'une assistance permanente lui apportant un éclairage sur les conséquences de ses actions.

c - Le système d'aide à la conduite

Le système d'aide à la conduite est l'outil numérique sur lequel s'appuie le pilote lors d'une gestion par temps de pluie. Il réalise :

- une simulation en temps réel du fonctionnement du réseau ; la prise en compte du temps de réaction du bassin versant permet de devancer de plusieurs minutes l'évolution des débits et de prévenir des difficultés éventuelles. Cette simulation est nécessaire pour appréhender la réaction du réseau à diverses options de gestion : vidange d'un réservoir de stockage, fermeture d'une vanne... Il est donc impératif de connaître, en temps réel, la répartition spatiale des intensités de la pluie sur les bassins versants concernés ; compte tenu de la rapidité de leur réponse, cette estimation doit être immédiate tout en restant assez précise. Nous avons apprécié dans le chapitre précédent les atouts du radar calibré dans cette optique.

- l'optimisation des stratégies de gestion, qui cherche à exploiter au mieux les capacités du réseau pour satisfaire les objectifs poursuivis. Elle intègre l'évolution probable des précipitations avec un pas de temps de 30 minutes environ. Jacquet et Frérot (65) indiquent que la gestion automatisée tirera en général son efficacité d'une bonne prévision des intensités, bien que dans certains cas la seule détection de pluie soit une indication suffisamment précieuse pour atteindre une fiabilité correcte. Johnson et Bras (66), Schilling (72) ont proposé des méthodes de prévision à très courte échéance à partir d'un réseau pluviographique. Ces méthodes souffrent toutefois des inconvénients propres aux réseaux de mesures denses : absence de perception globale des phénomènes pluvieux. L'intérêt du radar météorologique dans ce domaine a également été montré par Changon (56) et Austin et al. (52) et Vogel (76).

Cette rapide introduction à la gestion automatisée nous montre que le radar présente un double intérêt : tout d'abord en tant qu'instrument de prévention et de prévision à moyenne échéance (quelques heures), ensuite comme instrument de mesure et de prévision à très court terme (quelques dizaines de

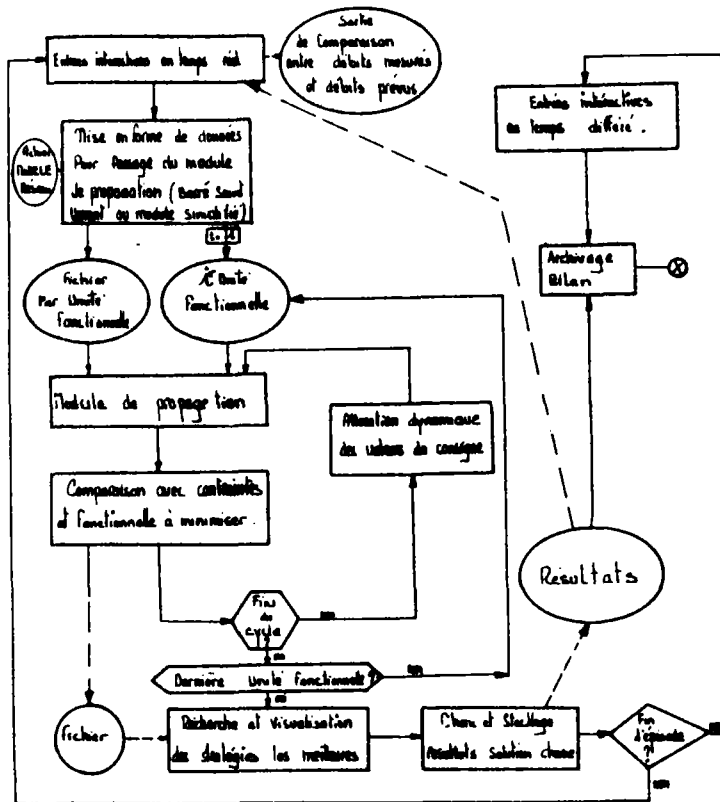
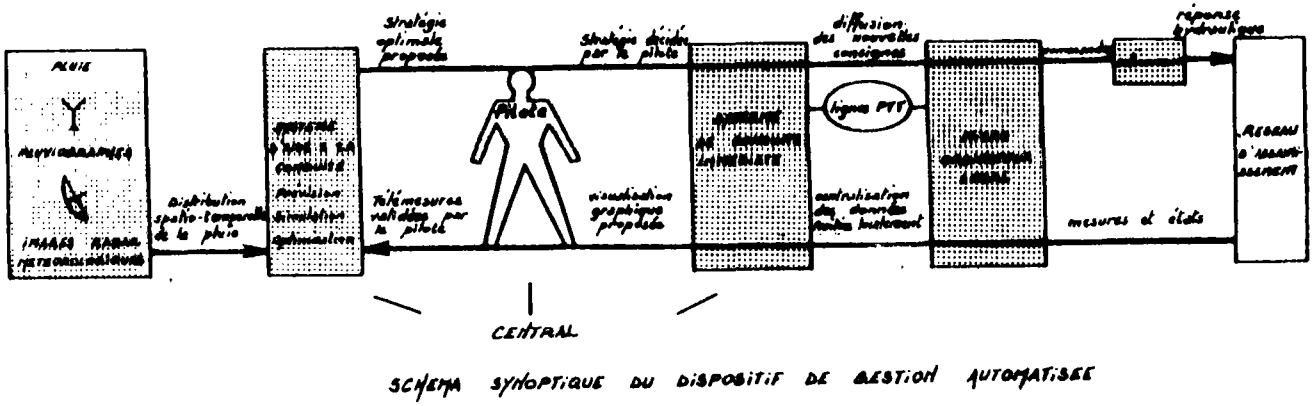


Figure 5.1 : ORGANIGRAMME DU LOGICIEL D'AIDE A LA CONDUITE (LAC)

minutes). Tentons de préciser les conditions d'exploitation du radar souhaitables pour chacun de ces usages en nous appuyant sur les données acquises au cours de l'été 1982.

II - LE RADAR : INSTRUMENT DE PREVISION A TRES COURTE ECHEANCE (deux heures environ)

1 - La protection météorologique par radar (Jacquet 66)

Le fonctionnement courant d'un service d'assainissement fait appel à une information météorologique que le radar peut pour partie satisfaire.

- Les opérations d'entretien ou les visites de surveillance des collecteurs importants s'effectuent en l'absence de toute précipitation ; une couverture radar du bassin versant contribue à assurer la sécurité des personnels.

- Les travaux s'effectuant en collecteurs imposent parfois leur obturation et le détournement provisoire du circuit des eaux. L'annonce de précipitations violentes à risque de crue élevée peut permettre la mise hors d'eau du matériel de chantier ou la restauration des capacités d'évacuation des eaux.

- Le déclenchement d'alerte et la mobilisation du personnel d'astreinte s'effectuera parfois à meilleur escient si le risque d'averses importantes est mieux apprécié. La préparation du réseau d'assainissement en sera ainsi améliorée. Parallèlement à ces exemples de l'intérêt d'une information météorologique, il ne faut pas négliger le caractère pédagogique des images radar numérisées qui contribuent à une perception différente du phénomène pluie par le personnel du service.

L'information radar ne constitue pas à elle seule une prévision météorologique et il est des cas où cette protection se révèle inopérante. Une période de formation est en outre nécessaire pour arriver à une interprétation correcte de cette information. Sur un plan qualitatif, elle peut cependant être utilisée avec profit par un Service d'Assainissement.

2 - La prévision météorologique à très courte échéance

Nous nous plaçons ici dans la perspective de la gestion automatisée d'un réseau d'assainissement. Les informations relatives à l'évolution des précipitations dans les heures à venir sont utilisées par le pilote pour définir les options de gestion et préparer le réseau : vidange des stockages par exemple. Une détection aussi précoce du risque de pluie est donc souhaitée. A cet égard, la position du radar de Trappes, à l'ouest de la Seine Saint-Denis semble favorable, la plupart des perturbations provenant de cette direction.

a - Les systèmes pluvieux de l'été 1982

Le suivi du déroulement des séquences pluvieuses de l'été 1982 est susceptible de nous aider à appréhender les difficultés liées à la prévision des précipitations. Les figures auxquelles il est fait référence représentent en termes de courbes d'isoreflectivités, distantes de 4 dBZ, les images du radar de Trappes. La zone limitée par les pointillés situe les deux départements de Seine Saint Denis et du Val de Marne.

- 21 juillet 1982 (fig. 5.2)

L'image radar perçoit la zone pluvieuse de nombreuses heures avant le début de la pluie sur la surface d'étude, et une direction globale de déplacement est mise en évidence. Cette propagation s'accompagne toutefois d'une déformation permanente sur laquelle il n'est pas possible d'anticiper. L'importance des précipitations et une estimation de leur durée peuvent néanmoins être appréhendées de façon réaliste.

- 30 juillet matin (fig. 5.3)

La progression très régulière de la zone pluvieuse est traduite par les images radar. Alexopoulos et Jacquet (49) ont montré sur cet exemple que des moyens très simples (déplacements d'échos) permettaient d'apprécier l'heure de la pluie et sa durée avec une bonne précision en bénéficiant d'une anticipation de deux heures.

- 30 juillet soir (fig. 5.4)

Cet exemple se présente sous une forme différente des deux précédents. L'image radar montre tout d'abord l'éclatement de cellules orageuses au voisinage de la zone d'étude et l'extension progressive des précipitations à une superficie beaucoup plus vaste qui englobe les départements de Seine Saint Denis et Val de Marne. Dans cette situation, il n'est pas envisageable de proposer un schéma d'évolution des précipitations au cours des heures à venir. Aucune prévision à l'échéance de quelques heures n'est donc possible. Le pilote du réseau dispose néanmoins très tôt d'une information qualitative sur le risque d'apparition des précipitations sur les bassins versants qu'il surveille. En outre, en s'attachant à une échelle plus petite que l'image radar, la proximité immédiate de la zone d'étude, des déplacements de cellules pluvieuses peuvent être observés (2^{ème} partie de la pluie à partir de 1 076 mn).

- 2 août (fig. 5.5)

Le contexte reste proche de l'exemple précédent : un essaim de cellules

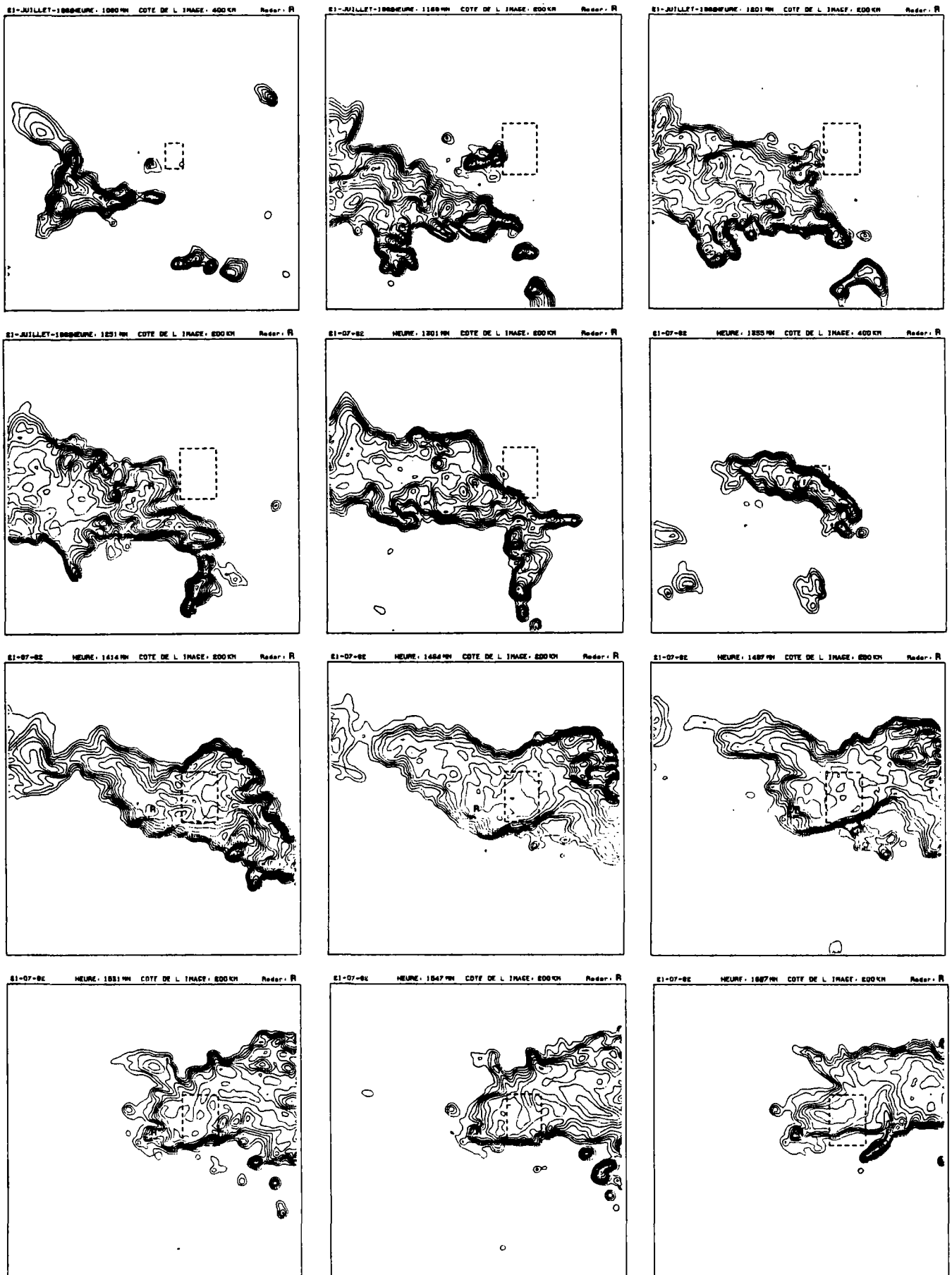


Figure 5.2 : Déroulement de la séquence pluvieuse du 21 juillet .
Les images sont espacées de 30 minutes environ.

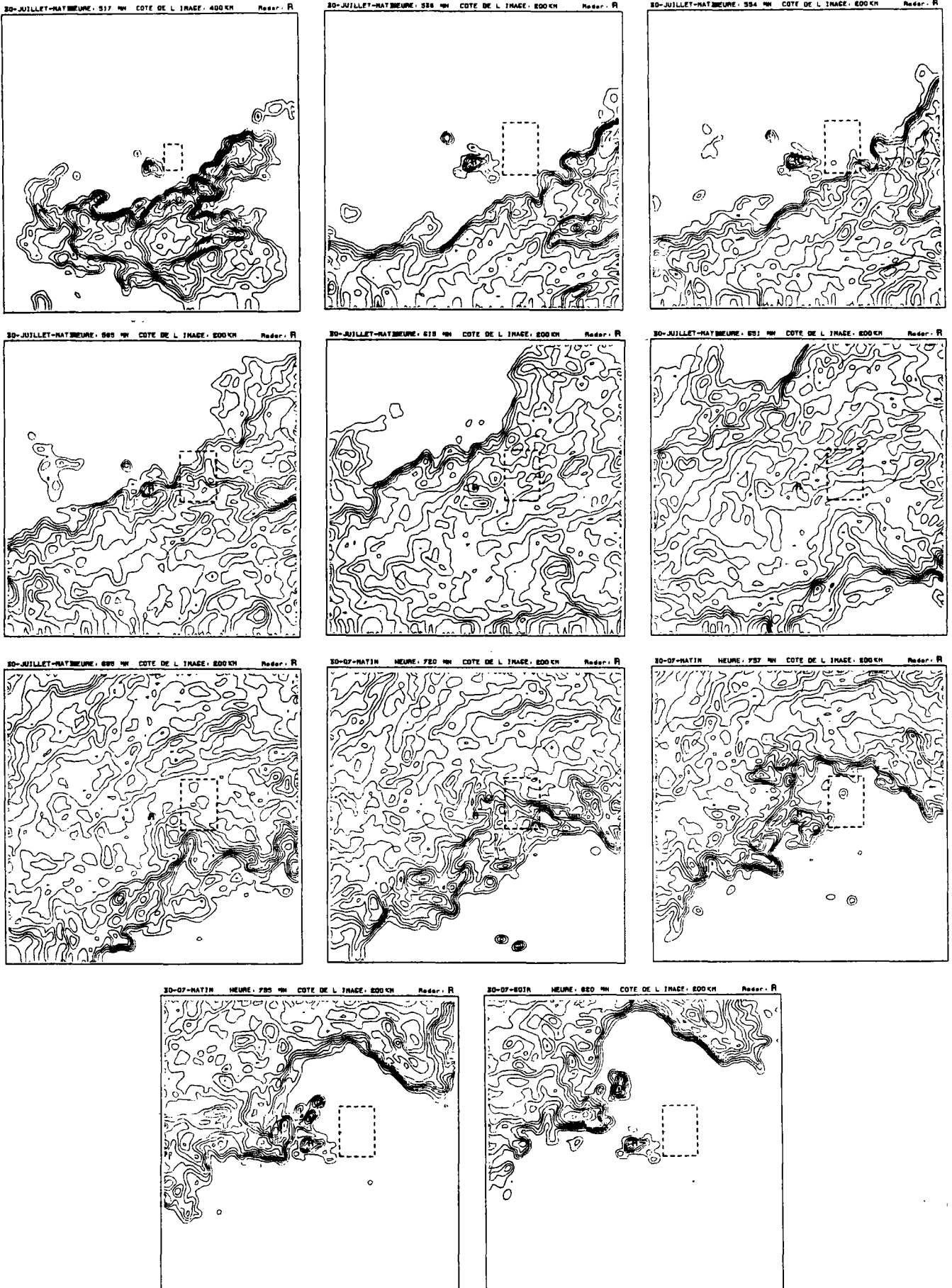


Figure 5.3 : Déroulement de la séquence pluvieuse du 30 juillet au matin perçue par le radar, les images sont espacées de 30 minutes.

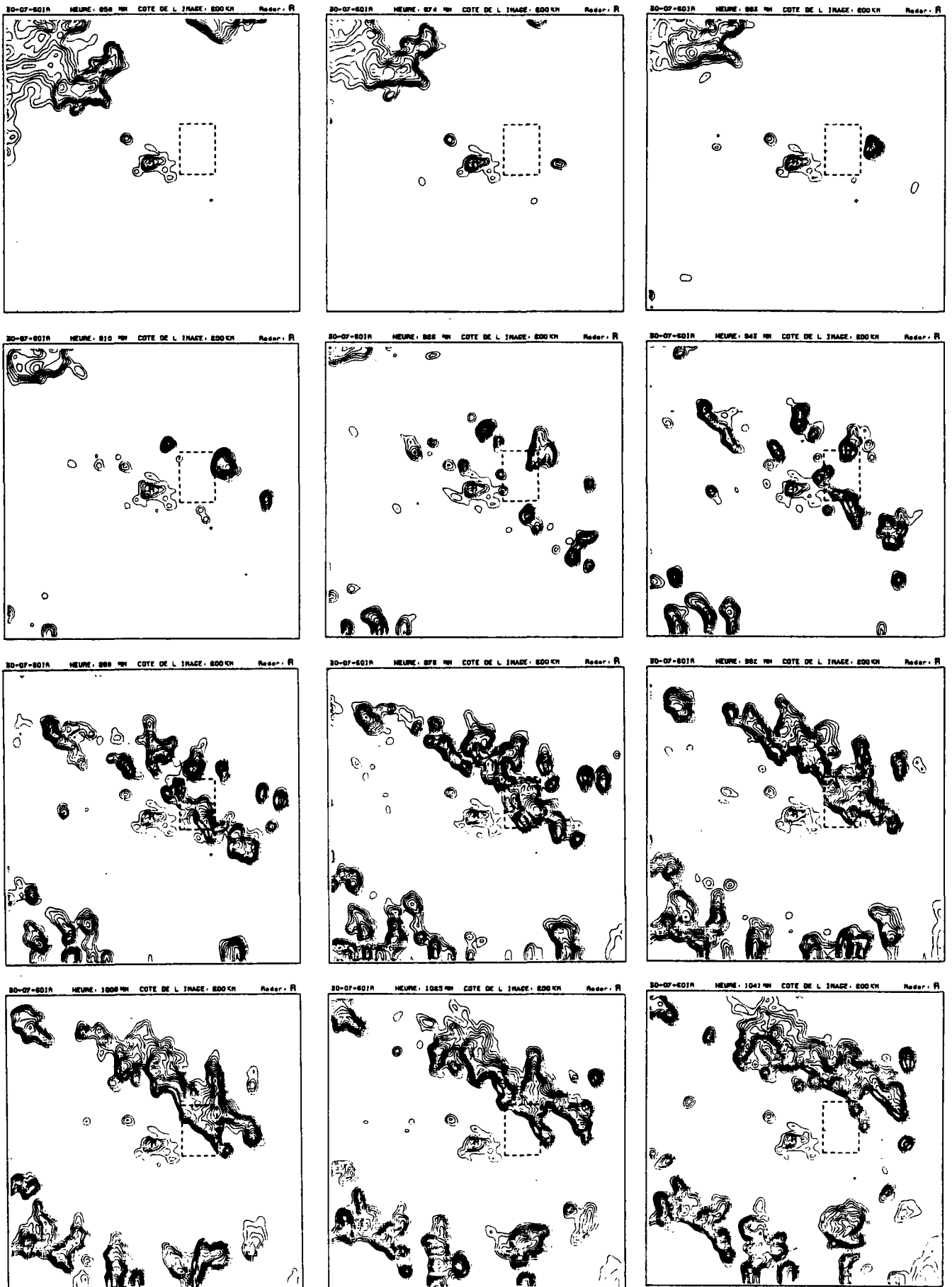


Figure 5.4 : Déroutement des orages du 30 juillet au soir
images espacées de 15 minutes.

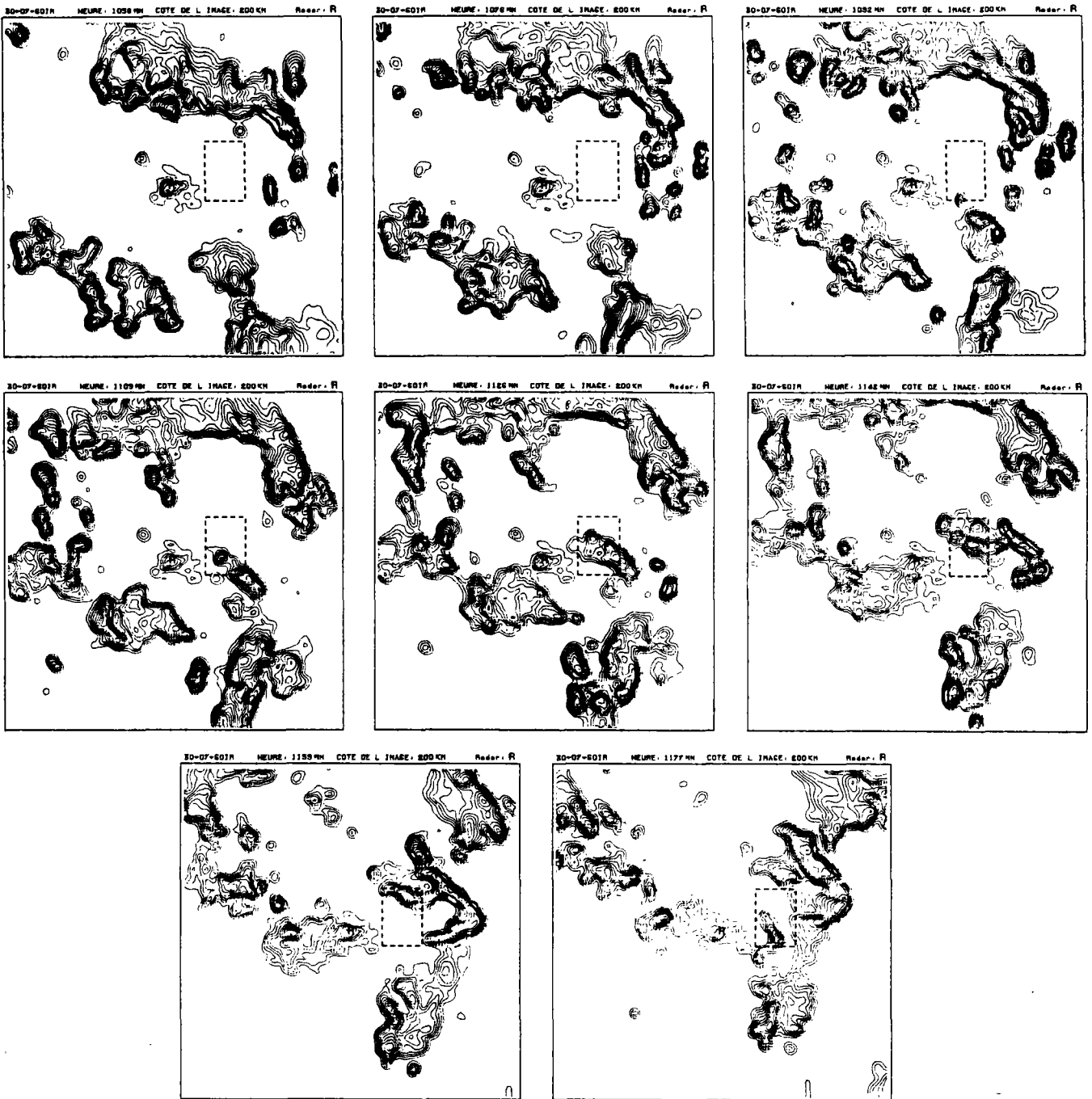


Figure 5.4 : (suite)

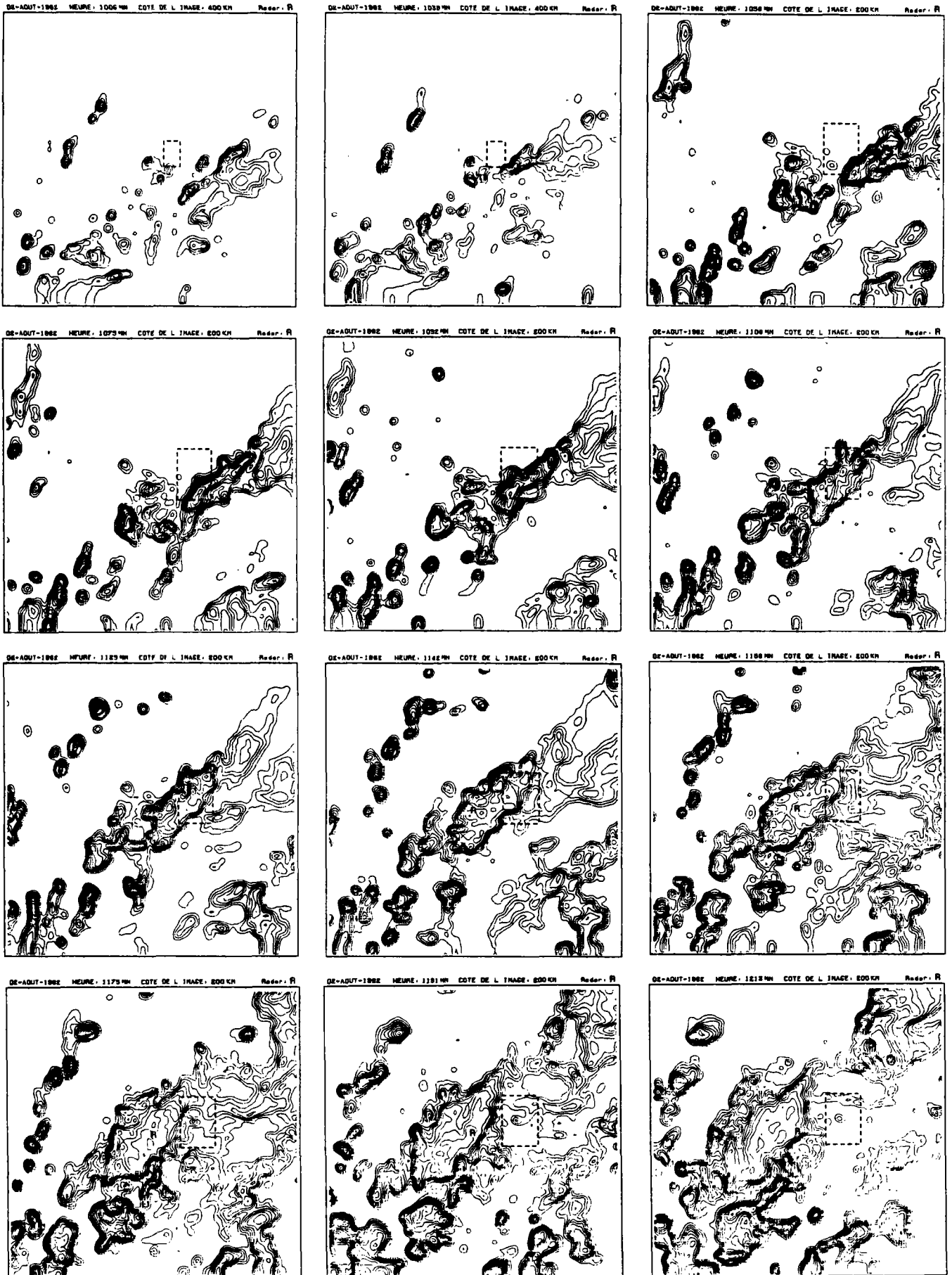


Figure 5.5 : Déroulement de la séquence pluvieuse du 2 août
images espacées de 15 minutes.

orageuses dont l'extension progressive conduit à une vaste zone précipitante. Dans ce cas également toute anticipation sur l'importance des précipitations est hasardeuse. Remarquons toutefois que les précipitations en Seine Saint Denis sont provoquées par des cellules orageuses atteignant cette zone au cours d'un déplacement régulier. L'heure de début de la pluie a d'ailleurs pu être appréciée de façon correcte avec une anticipation de plus d'une heure (Alexopoulos et Jacquet).

Dans ces deux derniers exemples, l'évolution des échos de réflectivités est très rapide, et demande donc un suivi plus attentif.

b - Conditions d'utilisation du radar

La consultation régulière des images apporte de très riches indications sur l'évolution des précipitations. Compte tenu de la rapidité d'évolution des systèmes convectifs, une fréquence de renouvellement de l'image inférieure ou égale à 15 minutes paraît souhaitable. Pour les systèmes pluvieux qui se développent à grande échelle, il est intéressant de disposer de quelques images avec une portée de 200 km de façon à les percevoir plus globalement : c'est une des raisons pour lesquelles le radar de Dammartin permettra de compléter le radar de Trappes.

Chacune des pluies enregistrées évolue de façon très spécifique. Dans une première étape, il paraît important que l'interprétation du déplacement des échos résulte d'une analyse visuelle des images, de laquelle soit déduite le cas échéant une vitesse et une direction d'advection. Le logiciel disponible sur le récepteur Météotel offre cette possibilité.

A partir de ces données, il peut être envisagé de faire bénéficier le pilote d'une assistance numérique qui lui indique l'heure de début de la pluie s'il y a lieu, sa durée et éventuellement la hauteur d'eau attendue pendant ce temps sur les bassins versants surveillés. La représentativité de cette dernière quantité est cependant liée à l'étalonnage du radar et à la possibilité d'appliquer un facteur de correction réaliste aux données brutes.

Cette procédure pourrait être renouvelée de façon très régulière tous les quinze ou trente minutes de façon à réajuster en permanence les estimations ainsi effectuées. Insistons cependant sur le fait que cette approche n'est pas applicable à toutes les séquences pluvieuses.

Parallèlement à cette démarche qui reste assez qualitative, les travaux effectués à la Météorologie Nationale (Gilet et Ciccione-64) et relatifs aux techniques numériques de prévision locale à l'échéance de quelques heures pourront se révéler utiles.

3 - Exemple en Seine-Saint-Denis : le système d'alerte de la pluie

(Andrieu, Jacquet, Bachoc)

Le système d'alerte de pluie mis en place en 1984 et 1985 en Seine-Saint-Denis a deux modes de fonctionnement :

- la procédure dite d'"information météorologique" basée sur une assistance directe des prévisionnistes de la station météorologique de Dammartin en Goële.

- la procédure dite de "protection météorologique" a pour objet de garantir le plein rendement du réseau dans le cadre d'opérations (travaux ou autres...) perturbant le fonctionnement de ce réseau. Elle prend la forme d'une intervention directe du pilote du réseau auprès du responsable d'opération.

L'information météorologique est mise en oeuvre pour planifier à une échéance de 12 à 72 heures, certaines interventions sur le réseau.

La protection météorologique permet l'intervention d'urgence sur les réseaux. Elle s'appuie notamment sur l'interprétation qualitative des images du radar de Dammartin déportées en Seine-Saint-Denis.

Un exemple a eu une efficacité remarquée en 1984 : l'émissaire Saint-Denis-Achères transportant la quasi totalité des effluents du département (1 500 000 équivalents-habitants) a été rendu inutilisable pour travaux en 1984. Il fut décidé de tenter d'éviter leur déversement dans le fleuve Seine pendant toutes les périodes de temps sec ou de petites pluies, grâce à une déviation vers un autre émissaire. Toutefois, cette déviation présentait un risque d'inondation pour le centre du département en cas d'orage. Elle devait donc être rendue hors service par le personnel égouttier de permanence se déplaçant sur place.

"L'information météorologique" lui permettait de prendre une décision de principe sur l'ouverture ou la fermeture de la déviation à 17 h tous les soirs de la semaine.

La "protection météorologique" lui assurait une communication immédiate pendant toute la journée (8H-17H) week-ends compris. Toutefois pendant la nuit, celle-ci n'était pas toujours assurée et les pilotes ont dû prendre des précautions afin de ne pas prendre de risques.

En dépit de ce léger inconvénient, il a été possible d'éviter plus de 70 % du temps que les effluents aillent en Seine ce qui représente une efficacité exceptionnelle.

D'autres exemples ont permis d'assurer une vidange plus rapide de bassins de retenue, une protection de chantier avec une vanne ouverte en cas d'orage...

III - LE RADAR DE TRAPPES : INSTRUMENT OPERATIONNEL DE MESURE DES PRE- CIPITATIONS EN SEINE-SAINT-DENIS

1 - Présentation

Dans cette optique, le radar de Trappes est partie intégrante du système d'aide à la conduite et les données qui en sont issues constituent des entrées du modèle de simulation des écoulements et de l'algorithme d'optimisation des stratégies (Frérot 63). La répartition des intensités de la pluie sur le bassin versant est alors suivie en permanence et chaque réactualisation s'appuie aussi sur une prévision de ces intensités durant les heures à venir. Mais les problèmes de prévision ne seront pas abordés ici si ce n'est à travers la persistance des paramètres de calibration. Contrairement au paragraphe précédent, l'approche adoptée est essentiellement numérique. L'ensemble des tâches : lecture des images, cumul des images, calibration et prévision doit s'effectuer dans un temps très réduit. Il n'est cependant pas nécessaire de prendre en compte la totalité de l'image radar ; il suffit en effet de s'attacher à la zone d'étude pour la calibration et à une partie un peu plus large pour la prévision.

L'automatisation de la procédure suivie nécessite, avant leur utilisation, la validation des données radar utilisées. Nous avons vu au chapitre 2 que la variabilité des échos dépend fortement des caractéristiques de la séquence pluvieuse. A ce stade préliminaire, il est prématuré de fixer des critères d'exclusion de certaines valeurs enregistrées ; cette démarche résultera de l'analyse d'un nombre élevé de séquences pluvieuses et ne peut donc s'effectuer que comme un suivi de la première mise en service opérationnelle. La prise en compte d'échos de sol éventuels peut néanmoins être effectuée.

2 - Cumul des images et méthode d'ajustement

Les méthodes de calibration donnent des résultats voisins. Dans une première étape, nous proposons donc de retenir la plus simple qui se fonde sur l'introduction d'un facteur de correction constant. A la différence d'une technique d'ajustement basée sur un paramètre de correction variable dans l'espace, elle présente l'avantage de ne pas déformer l'image brute des précipitations. La visualisation sur écran des intensités lors des pas de temps successifs peut permettre de dégager des anomalies éventuelles. En particulier le pilote pourra mieux identifier les "effets de bord" mis en évidence à l'occasion des pluies orageuses et qui se traduisent par une surestimation des intensités à l'aide du radar.

Sur chaque intervalle de temps de durée Δt , les images radar exprimées en niveaux de réflectivités sont transformées à l'aide d'une loi $Z = 200 R^{1,6}$ et cumulées en termes d'intensités de pluie. La comparaison de données radar et pluviographiques nous permet d'ajuster cette image d'intensités. Les mesures pluviographiques étant elles-mêmes rapatriées au site central, il est plus simple de recalibrer l'image décrivant les intensités au cours de chaque intervalle de temps que d'estimer a priori un facteur de correction constant durant toute une pluie.

Le nombre de points de mesure pluviographiques utilisés pour ajuster l'image radar n'a pratiquement aucune influence sur le temps de traitement des données radar. La volonté d'exploiter au mieux l'information disponible rend alors souhaitable une forte densité de pluviographes calibreurs. Cette précaution est en particulier nécessaire lors des orages convectifs localisés ne couvrant qu'une superficie réduite. Il apparaît en effet (voir ci-dessous) que les facteurs de correction évalués à l'aide d'un nombre limité de points de correction peuvent se révéler erronés.

3 - Variabilité des facteurs de correction

Le problème de la continuité du facteur de correction se pose à deux titres : la validation des paramètres calculés à chaque pas de temps et la calibration des images radar prévisionnelles :

- validation des facteurs de correction calculés : il convient de s'assurer de leur pertinence avant de les utiliser. Compte tenu de l'absence de référence, cette critique ne peut s'effectuer qu'en comparant une nouvelle valeur à celles obtenues lors des pas de temps précédents. Dans l'hypothèse où les caractéristiques microphysiques des précipitations ne varient pas brutalement, et sont indirectement décrites par le facteur de correction, il est ainsi envisageable de détecter des valeurs aberrantes.

- la prévision des intensités est fondée sur l'advection d'échos de réflectivités radar qui ne peuvent faire l'objet d'une calibration. Leur quantification en intensités de pluie amène donc à supposer que les facteurs de correction varient suffisamment lentement dans le temps pour que la valeur calculée à un moment donné reste applicable pendant la période de prévision.

La figure 5.6 retrace l'évolution du facteur de correction sur des inter-

valles de temps de 10 minutes à l'occasion de chaque séquence pluvieuse de l'été 1982.

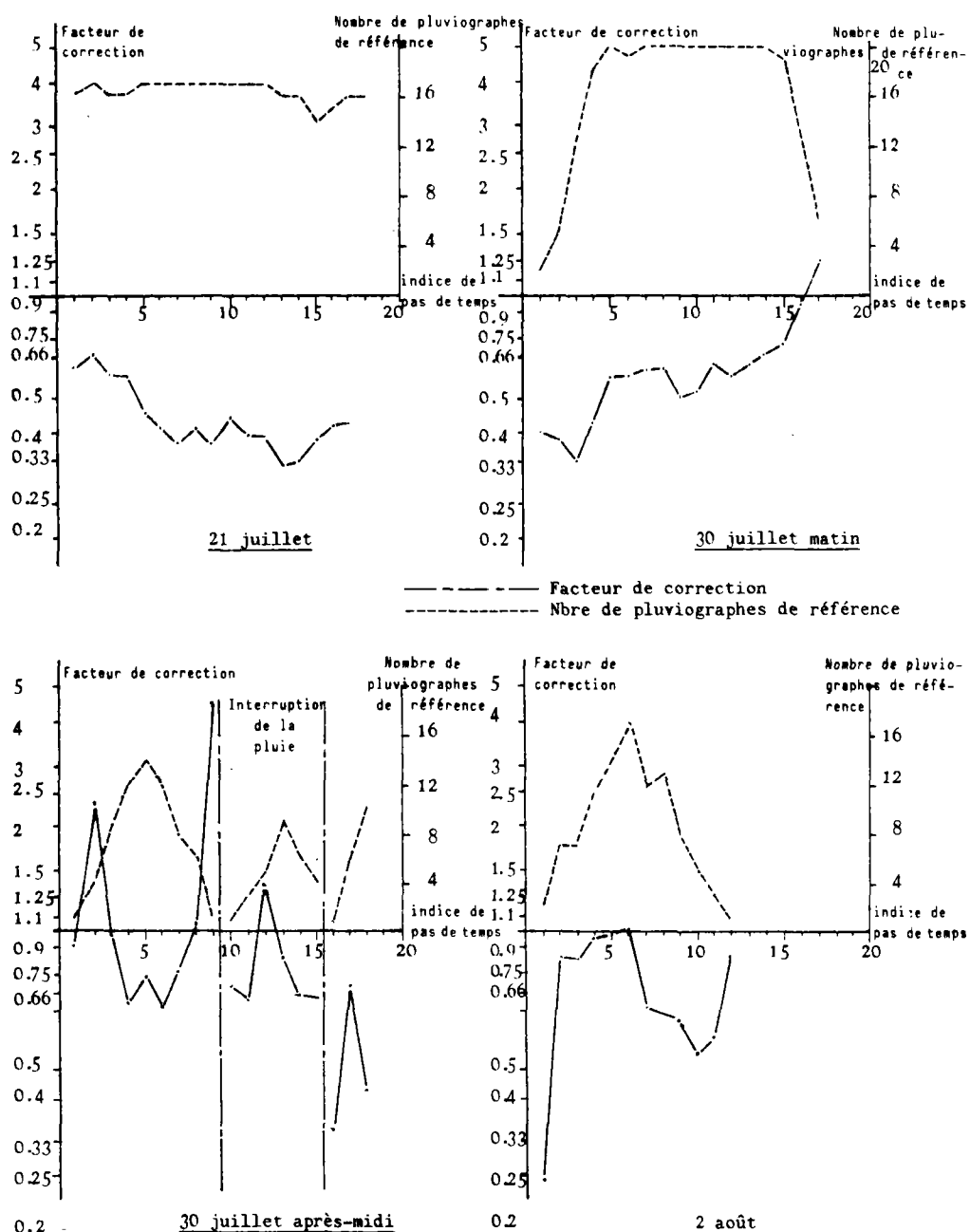


Figure 5.6 : Evolution du facteur de correction et influence du nombre de points de référence.

Ces courbes établissent une nette différence entre les pluies homogènes, 21 juillet et 30 juillet matin, et les pluies hétérogènes.

Pour les premières, le facteur de correction évolue de façon régulière au cours de la séquence pluvieuse : décroissance le 21 juillet et croissance le 30 juillet matin, et aucune variation brusque de ce paramètre n'est constatée. Admettre l'invariance du facteur de correction au cours de l'événement risque cependant de conduire à des erreurs significatives. Il n'est donc pas envisageable de supprimer toute calibration en ligne.

A l'occasion des pluies orageuses très localisées, le facteur de correction a un comportement beaucoup plus erratique. On observe, dans quatre exemples, repérés par le signe * sur la figure que les valeurs extrêmes de ce paramètre coïncident avec un nombre très petit de points de référence. La vérification effectuée sur les débits (Livry le 30 juillet - chapitre 6) montre dans un cas au moins que la valeur calculée est erronée. Un contrôle des facteurs de correction s'avère nécessaire en vue d'une exploitation en temps réel. Il paraît d'ores et déjà utile de ne pas tenir compte des paramètres calculés en utilisant moins de trois points de référence. La nécessité apparaît alors d'estimer une valeur de substitution : facteur de correction des pas de temps précédents ou, si l'on se situe en tout début de pluie, valeur choisie a priori en fonction de la situation météorologique.

4 - Fréquence d'auscultation

L'évaluation du radar entreprise au chapitre précédent a été effectuée en prenant en compte l'ensemble des images disponibles, soit environ une toutes les deux minutes. Mais dans le cas où le radar n'est pas totalement dévolu à l'hydrologie urbaine les contraintes d'exploitation de l'instrument sont susceptibles de se traduire par une fréquence d'auscultation plus faible. Essayons de vérifier quelle est l'influence de la fréquence d'auscultation sur la qualité de reconstitution des intensités à l'aide du radar en se fondant sur une calibration par facteur moyen. En conservant la démarche adoptée lors du chapitre quatre, l'évolution de l'indicateur d'écart a été suivie en fonction de la fréquence d'auscultation, ceci sur des durées de 15 minutes et pour trois séquences pluvieuses (figure ci-dessous).

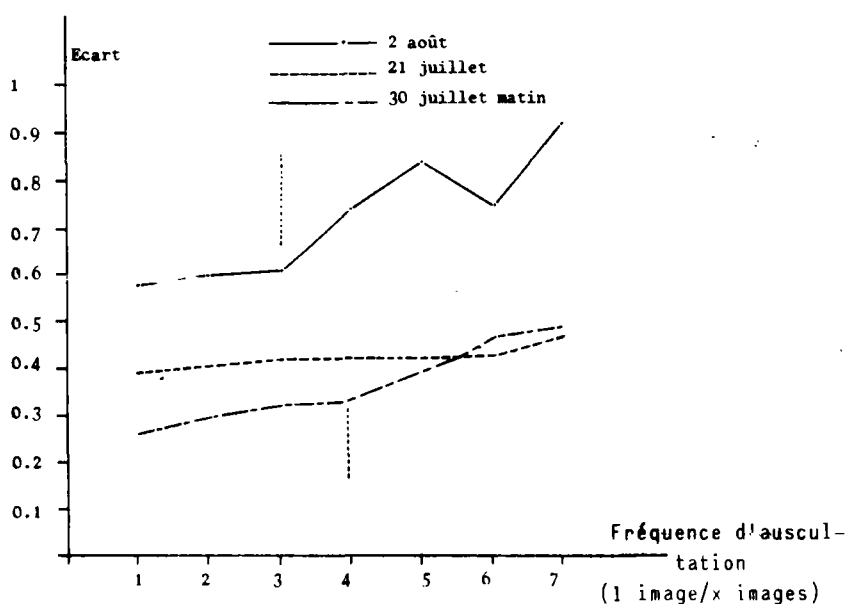


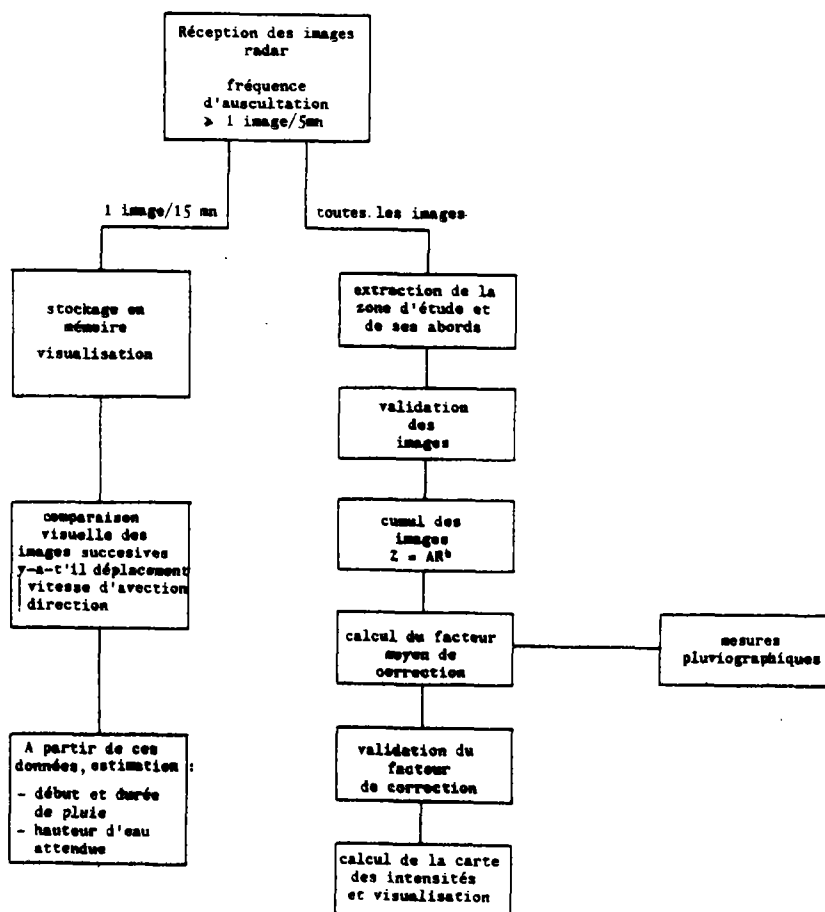
Figure 5.7 : Influence de la fréquence d'auscultation.

Hormis la pluie du 21 juillet, la dégradation de la qualité de reconstitution des intensités lorsque la fréquence d'auscultation du radar diminue est clairement mise en évidence. En particulier les courbes du 30 juillet matin et du 2 août présentent une cassure très nette pour cette dernière au voisinage de une image sur trois ou quatre, ce qui représente une image toutes les cinq minutes environ dans les conditions expérimentales de l'été 1982.

Il apparaît donc nécessaire de disposer d'une image radar toutes les cinq minutes au moins pour exploiter de façon opérationnelle un radar en vue de déterminer les intensités de la pluie sur des durées voisines de quinze minutes.

5 - Schéma opérationnel de l'exploitation des images radar en Seine-Saint-Denis

Les observations précédentes nous permettent donc de définir les principes sous-jacents à un logiciel de traitement des images radar en vue de satisfaire les besoins exprimés par la gestion automatisée d'un grand réseau d'assainissement pluvial. L'organigramme ci-dessous résume les tâches que nous proposons ainsi d'effectuer dans cette optique.



Naturellement un tel logiciel devra être amélioré pour atteindre une pleine efficacité. Toutefois ces améliorations ne pourront être envisagées qu'après la réalisation d'une longue série de mesures et l'acquisition progressive d'une expérience concrète sur cette utilisation des données radar.

IV - CONCLUSION

Au cours de ce chapitre, nous avons essayé de mieux cerner les conditions d'exploitation des images radar au sein d'un service d'assainissement pluvial automatisant la gestion du réseau d'évacuation des eaux de pluie. Un premier protocole d'utilisation a ainsi pu être proposé. Même imparfaite, une telle étape paraît importante ; en effet, cette mise en service opérationnelle permettra la constitution progressive d'une banque de données radar et pluviographiques de qualité qui pourra être exploitée pour améliorer le logiciel proposé, mais qui constituera également un outil précieux d'étude et de recherche dans le domaine de l'utilisation hydrologique des images radar.

RADAR METEOROLOGIQUE ET SIMULATION DES DEBITS EN HYDROLOGIE URBAINE

I - INTRODUCTION

La gestion automatisée implique nous l'avons vu la simulation en temps réel des débits à l'exutoire des bassins versants. La méconnaissance des précipitations constitue actuellement une des principales sources d'incertitude auxquelles se heurte la modélisation du comportement d'un bassin versant. Les chapitres précédents consacrés à l'estimation des intensités pluvieuses au moyen du radar météorologique et d'un réseau dense de pluviographes ont montré l'intérêt de cette technique de mesure des précipitations.

Une approche complémentaire est nécessaire pour vérifier l'intérêt hydrologique du radar. Elle consiste à s'intéresser, non aux intensités de la pluie, mais directement aux débits mesurés à l'exutoire de bassins versants couverts par le radar.

L'examen des débits provoqués par une séquence pluvieuse peut tout d'abord nous aider à apprécier la pertinence des intensités évaluées à l'aide du radar.

De plus une bonne reconstitution des débits n'impose pas une détermination parfaite des intensités de la pluie. Vis-à-vis des précipitations, le bassin versant se comporte comme un filtre passe-bas ; les fluctuations sur les intensités, de période inférieure au temps de concentration, seront alors lissées en termes de débits. Cette propriété persiste dans le domaine de la simulation. Sous certaines conditions qui restent à préciser et à vérifier, les écarts constatés entre les intensités vraies et les intensités estimées seront considérablement réduits à la sortie du modèle de ruissellement. Une appréciation correcte des débits devient alors possible.

Un rappel des méthodes de simulation du ruissellement et des écoulements en milieu urbain est effectué en annexe 1, et complète ce chapitre. Les écarts entre les intensités de la pluie supposées vraies d'une part et reconstituées d'autre part à l'aide du radar seront tout d'abord caractérisés. L'influence sur ces écarts d'un modèle représentant le bassin versant sera ensuite mise en évidence de façon analytique. Dans une seconde partie, des

exemples de simulation de débits à partir d'intensités évaluées à l'aide du radar calibré seront traités sur des bassins versants de superficies variées.

II - ROLE DE FILTRE DU BASSIN VERSANT - APPROCHE ANALYTIQUE DU LISSAGE DES ECARTS CONSTATES SUR LES INTENSITES

1 - Caractérisation des écarts entre l'intensité de la pluie et l'estimation radar

L'interpolation de mesures pluviographiques et les images "radar calibré" nous donnent des intensités pluvieuses une estimation entachée d'une certaine erreur, et il convient de préciser les caractéristiques de cette erreur.

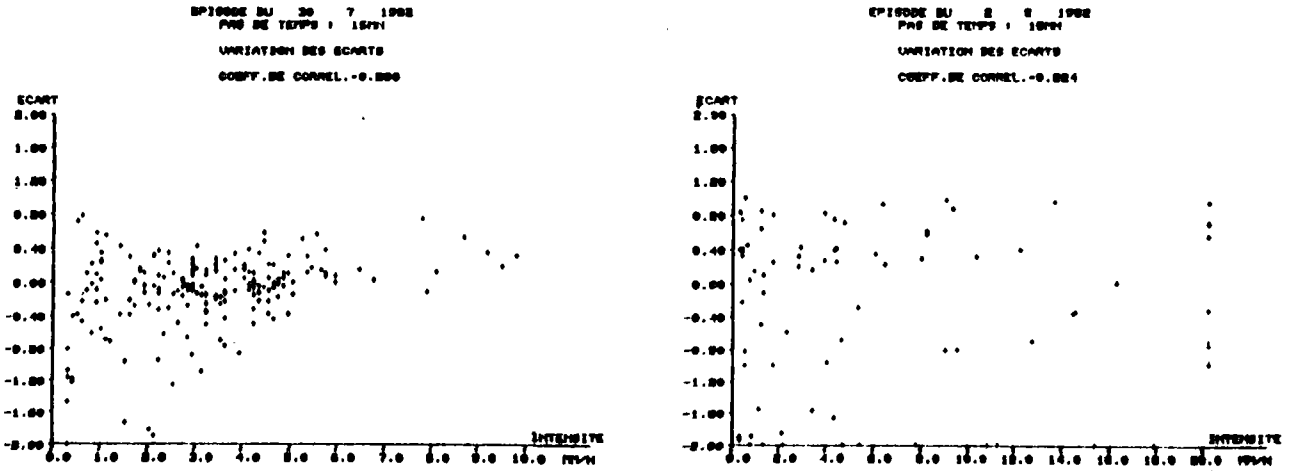
Mais à l'échelle d'un sous-bassin versant urbain de plusieurs dizaines d'hectares, l'intensité réelle de la pluie reste en toute rigueur indéterminée, il n'existe donc pas de référence à laquelle confronter les intensités calculées. Cependant, dans la pratique actuelle, la présence d'un pluviographe sur le bassin versant considéré constitue une situation favorable.

En l'absence d'autre référence, nous considérerons ici que le pluviographe donne une perception représentative des intensités à l'échelle de la superficie d'un sous-bassin versant urbain, voisine de celle d'une maille radar. Nous admettrons donc que ponctuellement les écarts entre la mesure pluviographique et l'estimation radar sont significatifs des écarts entre cette dernière et l'intensité vraie.

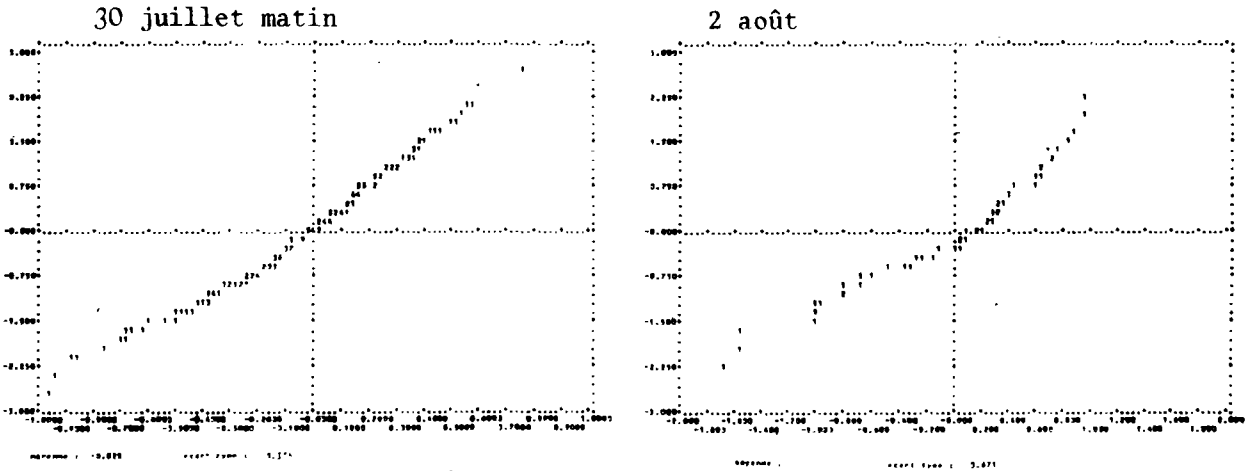
Soient IP une mesure pluviographique et IR l'intensité radar correspondante reconstituée par l'intermédiaire d'une calibration par facteur moyen (chap. 4). La quantité (IR-IP) étant significativement corrélée avec IP, un écart relatif $ER = \frac{IP-IR}{IP}$ a par la suite été pris en compte. Nous supposerons également que les observations relatives au pas de temps $\Delta t = 15$ minutes se généralisent à d'autres pas de temps.

- dépendance entre écart relatif et intensité pluvieuse

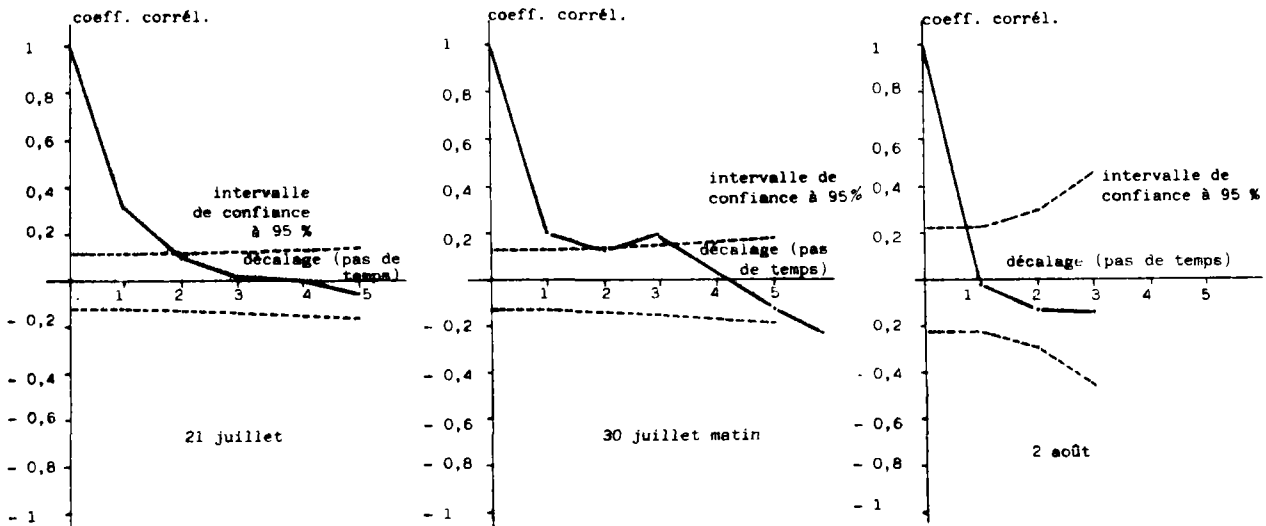
La figure 6.1 comprend des nuages de points (IP, ER) issus de séquences pluvieuses de l'été 1982. Elle montre que les écarts relatifs peuvent être considérés comme indépendants de l'intensité de la pluie.



indépendance entre écart relatif et intensité pluvieuse.



distribution des écarts relatifs.



Autocorrélation des écarts relatifs.

Figure 6.1 : Caractérisation des écarts relatifs entre intensité de la pluie et estimation radar.

- autocorrélation des écarts successifs

Nous cherchons à appréhender dans quelle mesure les écarts constatés en un même point sur des intervalles de temps voisins sont dépendants et traduisent un effet de persistance. Le corrélogramme des écarts ponctuels de séquences pluvieuses de l'été 82 est représenté figure 6.1. Il apparaît ainsi que ces écarts ne peuvent être considérés comme significativement dépendants, au seuil de 95 %, au seuil de 95 %.

- distribution des écarts

La quantité $ER = \frac{IP-IR}{IP}$, dissymétrique par rapport à 1, suit une loi log-normale. La suppression de quelques valeurs extrêmes, dont le poids est considérable révèle cependant (figure 6.1) que ce paramètre peut être représenté correctement par une distribution centrée dont la normalité peut être admise en première approximation et qui est donc caractérisée par sa dispersion,

- évolution de la dispersion des écarts en fonction du pas de temps

Dans le cas de trois des quatre pluies étudiées, la figure 6.2 montre que la variance des écarts relatifs varie régulièrement en fonction du pas de temps. Des relations expérimentales simples peuvent être proposées entre ces deux quantités.

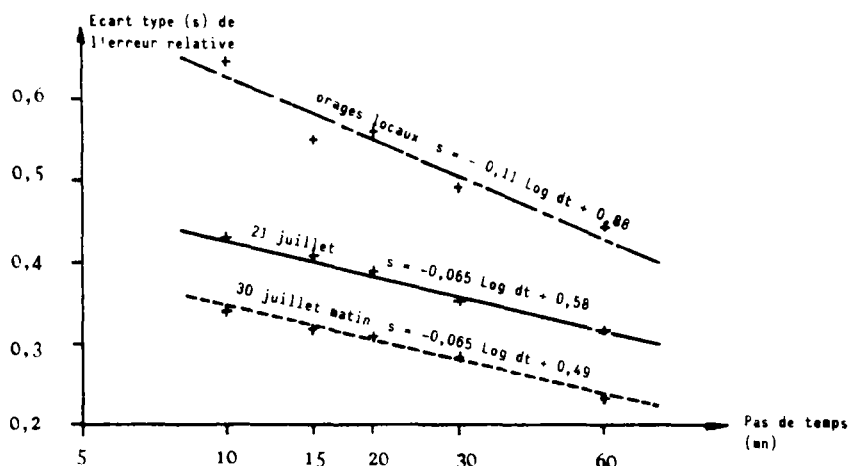


Figure 6.2 : Evolution de l'écart relatif moyen en fonction du pas de temps.

Nous considérerons donc dorénavant des intensités radar dont l'écart relatif aux intensités vraies est une réalisation d'une variable aléatoire sans biais, normalement distribuée, dont la variance dépend de l'intervalle de temps retenu et de l'origine météorologique de la pluie ; les réalisations successives en un même point sont de plus indépendantes.

2 - Approche analytique du lissage de l'écart relatif sur les intensités par le modèle de ruissellement

a - Hypothèses

La modélisation du comportement d'un bassin versant regroupe successivement la détermination de la pluie efficace, la transformation pluie-débit sur les sous-bassins versants et la propagation et le cumul des hydrogrammes résultants.

Dans ce paragraphe, nous prendrons uniquement en compte le module de ruissellement et esquisserons seulement l'influence de la procédure complète de simulation.

Nous admettrons que le comportement d'un bassin versant quelconque est parfaitement représenté par le modèle retenu, celui étant de plus linéaire. Cette hypothèse simplificatrice a pour objet de faciliter le calcul des écarts relatifs sur les débits. Elle se situe dans la lignée d'une pratique dominante en hydrologie urbaine à l'heure actuelle.

Dans l'approche retenue, les pertes au ruissellement s'exprimeront sous la forme d'un coefficient de ruissellement constant et la réponse du bassin versant sera identique à celle d'un modèle linéaire simple (annexe 1).

b - Expression de l'écart relatif sur les débits

Avec ces hypothèses, le débit Q_{i+1} durant le $(i+1)^{\text{ème}}$ pas de temps s'exprime discrètement :

$$Q_{i+1} = e^{-\Delta t/k} \cdot Q_i + (1 - e^{-\Delta t/k}) C \cdot I_{i+1}$$

ou $C, I, \Delta t$ et k sont respectivement le coefficient de ruissellement, l'intensité de la pluie, la durée du pas de temps et le paramètre du modèle (significatif du bassin versant).

Ce débit peut être formulé en fonction des intensités antécédentes uniquement :

$$Q_{i+1} = e^{-\Delta t/k} [e^{-\Delta t/k} Q_{i-1} + (1 - e^{-\Delta t/k}) C I_i] + (1 - e^{-\Delta t/k}) C I_{i+1}$$

.....

soit en supposant le débit initial nul :

$$(1) \quad Q_{i+1} = C(1 - e^{-\Delta t/k}) \sum_{m=0}^{m=i} e^{-m\Delta t/k} \cdot I_{i+1-m}$$

Nous avons ainsi l'expression du débit provoqué par les intensités réelles de la pluie. Imaginons que cette intensité ait été estimée à l'aide d'images radar calibrées. Il s'introduit une erreur relative dont nous connaissons les propriétés et le débit sera alors calculé à partir de l'intensité bruitée I_b telle que :

$$(2) \quad I b_i = (1 + b_i) I_i \text{ avec } \begin{cases} E(b_i) = 0 \\ \text{cov}(b_i, b_j) = 0 \text{ si } i \neq j \\ \text{var } b_i = \sigma_p^2, \text{ constant pour tout } i \end{cases}$$

Le débit correspondant Q_b s'exprime alors (d'après 1) :

$$Q_{b_{i+1}} = (1 - e^{-\Delta t/k}) C \sum_{m=0}^{m=i} e^{-m\Delta t/k} (1 + b_{i+1-m}) I_{i+1-m}$$

L'écart relatif β constaté par rapport au débit réel est :

$$\beta_{i+1} = \frac{Q_{b_{i+1}} - Q_{i+1}}{Q_{i+1}} = \frac{\sum_{m=0}^{m=i} e^{-m\Delta t/k} \cdot b_{i+1-m} \cdot I_{i+1-m}}{\sum_{m=0}^{m=i} e^{-m\Delta t/k} \cdot I_{i+1-m}}$$

Précisons-en les propriétés :

β : combinaison linéaire d'écart sans biais et normalement distribués l'est également

Calculons $\sigma_{\beta_{i+1}}^2 = \text{Var}(\beta_{i+1})$, variance de l'erreur relative sur les débits

$$\text{var}(\beta_{i+1}) = \frac{1}{\left(\sum_{m=0}^{m=i} e^{-m\Delta t/k} I_{i+1-m} \right)^2} \left[\sum_{m=0}^{m=i} e^{-2m\Delta t/k} \cdot I_{i+1-m}^2 \cdot \text{var}(b_{i+1-m}) + \sum_{\substack{l=0 \\ l \neq 1}}^l \sum_{\substack{p=0 \\ p \neq 1}}^p e^{-(p+1)\Delta t/k} \cdot I_{i+1-l} \cdot I_{i+1-p} \cdot \text{cov}(b_{i+1-l}, b_{i+1-p}) \right]$$

ce terme s'annule d'après (2).

Nous obtenons en définitive :

$$(3) \quad \sigma_{\beta_{i+1}}^2 = \sigma_p^2 \cdot \frac{\sum_{m=0}^{m=i} e^{-2m\Delta t/k} I_{i+1-m}^2}{\left(\sum_{m=0}^{m=i} e^{-m\Delta t/k} I_{i+1-m} \right)^2}$$

L'écart relatif sur les débits à un instant donné suit donc une loi normale centrée. Sa variance s'exprime en fonction des intensités successives et de la variance des écarts relatifs constatés sur les intensités.

Nous caractériserons par la suite l'aptitude du modèle à lisser les écarts initiaux par la quantité $G_i = \sigma_p / \sigma_{q_i}$ rapport entre les écarts relatifs moyens sur les intensités et les débits, G sera dénommé le gain d'écart. Le lissage introduit par le modèle sera d'autant plus effectif que G sera supérieur à 1.

c - Cas d'un "grand bassin versant"

Considérons ici un bassin versant, composé de n sous-bassins versants, recevant chacun d'entre eux une intensité de pluie propre. Le débit recueilli à l'exutoire de ces sous-bassins prend la forme :

$$q_{i,j+1} = \sum_{k=0}^{k=i} H_{ik} \cdot I_{i,j+1-k}$$

j étant l'indice de pas de temps, i de sous-bassin et les vecteurs H_i et I_i caractérisant la réponse de ce dernier et l'intensité de la pluie reçue.

Admettons également que l'hydrogramme issu de chacun se propage sans déformation à l'exutoire du bassin versant et que ce temps de transfert représente un nombre $m(i)$ entier de pas de temps.

À l'exutoire du bassin versant, le débit Q_{j+1} durant le $j^{\text{ème}}$ pas de temps sera

$$Q_{j+1} = \sum_{l=0}^{l=n} q_{l,j+1-m(l)}$$

que nous écrivons

$$Q_{j+1} = \sum_{l=0}^{l=n} \sum_{k=0}^{k=j+1-m(l)} H_{lk} \cdot I_{l,j+1-k}$$

L'écart sur les intensités revêt également dans ce cas une dimension spatiale. Nous aurons $I_{b,pq} = (1+b_{pq}) I_{pq}$.

L'écart relatif résultant sur les débits s'exprime

$$\frac{Q_{b,j+1} - Q_{j+1}}{Q_{j+1}} = \frac{1}{Q_{j+1}} \sum_{l=0}^{l=m} \sum_{k=0}^{k=j+1-m(l)} H_{lk} \cdot b_{l,k+1-j} \cdot I_{l,j+1-k}$$

...

Ce paramètre ne pourra être totalement défini qu'en introduisant la covariance spatiale des écarts sur les intensités entre des points voisins. Nous ne sommes pas en mesure actuellement de préciser cette fonction. L'influence sur les débits du bruitage des intensités à l'échelle d'un grand bassin versant urbain ne sera donc pas développée de façon plus complète dans ce chapitre.

3 - Etude de sensibilité des écarts sur les débits : cas du régime permanent

Le modèle de ruissellement provoque une réduction de l'écart relatif moyen décrite par l'indicateur G (équation 3) qui dépend des valeurs successives de l'intensité de la pluie. Nous admettrons ici que la forme du hyéto-gramme est suffisamment régulière pour que les intensités successives soient considérées comme égales ; de plus, la pluie tombe depuis un temps assez long. Les précipitations régulières du 21 juillet et du 30 juillet au matin satisfont à ces hypothèses.

Pour chacun des pas de temps, le gain d'écart relatif devient :

$$G^2 = \frac{\sigma_p^2}{\sigma_q^2} = \frac{\sum_{m=0}^{m=\infty} e^{-2m\Delta t/k} \cdot I^2}{\left(\sum_{m=0}^{m=\infty} e^{-m\Delta t/k} I \right)^2}$$

que nous exprimons après transformation

$$G = \sqrt{\frac{1+e^{-\Delta t/k}}{1-e^{-\Delta t/k}}}$$

a - Influence du bassin versant et de l'origine météorologique des précipitations

Pour une séquence pluvieuse donnée, le gain d'écart relatif moyen ne dépend donc que des caractéristiques du bassin versant (superficie, pente, temps de concentration...). Celles-ci sont décrites par l'intermédiaire du paramètre k (Annexe 1).

Le pas de temps de discrétisation des intensités est de plus assez petit pour que la réponse du bassin versant reste bien reproduite ($k/\Delta t > 3$).

La figure 6.3 traduit ainsi l'influence du bassin versant et d'un modèle le représentant sur la réduction des écarts observés lors de l'évaluation des intensités pluvieuses.

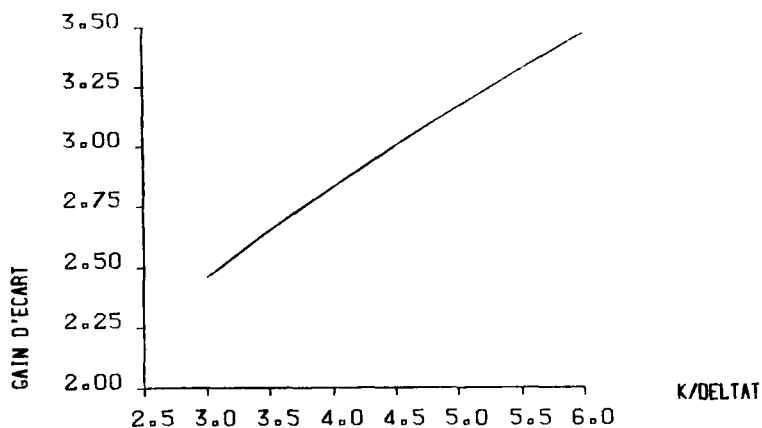


Figure 6.3 : Evolution du gain d'écart selon le rapport $K/\Delta t$

Les écarts relatifs sur les débits sont donc significativement inférieurs aux écarts initialement observés sur les précipitations, le gain d'écart étant proche d'un facteur 2.

Dans ces conditions, la qualité de reconstitution des débits dépend donc de l'incertitude relative à l'estimation des intensités de la pluie. La figure ci-dessous représente ainsi l'évolution de l'écart relatif moyen sur les débits en adoptant un pas de temps $\Delta t = 10$ minutes à l'occasion des pluies de l'été 1982.

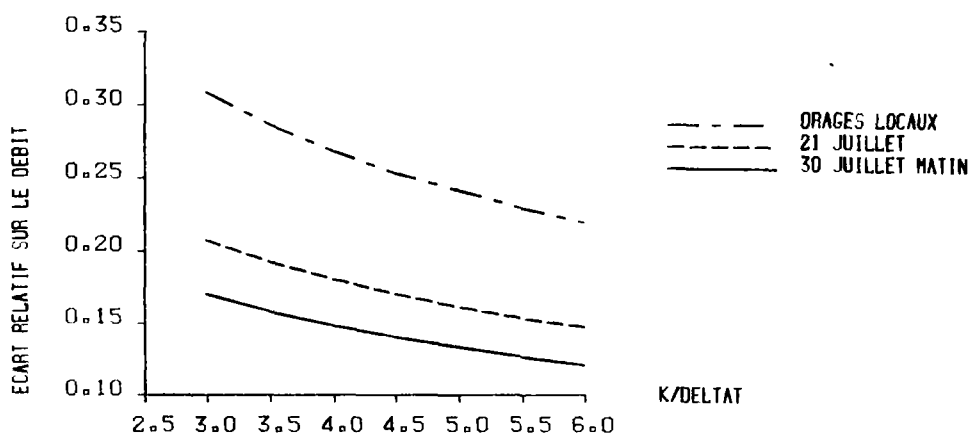


Figure 6.4 : Evolution de l'écart relatif sur le débit selon $K/\Delta t$. Cas des pluies de l'été 1982.

Elle montre que les débits provoqués par les pluies du 30 juillet au matin pourront être reproduits dans de bonnes conditions. La qualité de reconstitution sera moindre pour les pluies locales qui se situent de plus hors de l'hypothèse du régime permanent.

b - Influence du modèle de ruissellement

Les indications précédentes ont été obtenues avec un modèle particulier auquel ne peuvent être assimilés l'ensemble des bassins versants urbains.

Dans quelle mesure sont-ils représentatifs et de quelle façon le modèle retenu influence-t-il sur la validité du gain d'écart calculé précédemment ?

Il n'est pas question de tester ici les nombreux modèles linéaires proposés. Une esquisse de généralisation peut cependant être entreprise en s'appuyant sur le modèle de Nash, présenté en annexe 1, et dont l'exemple précédent constitue un cas particulier ($x = 1$).

A l'instant t , le débit s'exprime $Q(t) = \int_0^t I(t-\tau)h(\tau)d\tau$, où $h(t)$, réponse impulsionnelle du bassin versant, prend la forme

$$h(t) = \frac{1}{k} \frac{e^{-t/k}}{\Gamma(x)} \left(\frac{t}{k}\right)^{x-1} \quad \text{et} \quad \Gamma(x) = \int_0^{\infty} e^{-u} u^{x-1} du$$

Le temps de réponse du bassin versant $K = x.k$ reste constant, mais l'introduction d'un second paramètre autorise une souplesse accrue quant à la forme de la réponse impulsionnelle.

Nous pouvons donc apprécier de quelle façon le gain d'écart relatif moyen est conditionné par la forme de la réponse impulsionnelle.

En discrétisant les intensités sur Δt , le débit Q_{i+1} au cours du pas de temps $i+1$ s'écrit :

$$Q_{i+1} = C \sum_{m=0}^{m=i} H_m \cdot I_{i+1-m} \quad \text{avec} \quad H_m = \int_0^{(m+1)\Delta t} h(\tau) d\tau$$

Cette expression est similaire à l'équation (1). En adoptant une démarche identique, le gain d'écart moyen, caractéristique du rôle de filtre du modèle et du bassin versant devient :

$$G^2_{i+1} = \frac{\sigma_p^2}{\sigma_q^2} = \frac{\left(\sum_{m=0}^{m=i} I_{i+1-m} \cdot H_m \right)^2}{\sum_{m=0}^{m=i} I_{i+1-m} \cdot H_m^2}$$

En régime permanent, il apparaît en définitive

$$G^2 = \frac{\left(\sum_{m=0}^{\infty} H_m \right)^2}{\sum_{m=0}^{\infty} H_m^2} \quad \text{et} \quad H_m = \int_0^{(m+1)\Delta t} \frac{1}{k} \frac{e^{-\tau/k}}{\Gamma(x)} \left(\frac{\tau}{k}\right)^{x-1} d\tau$$

Pour un bassin versant urbain, x semble prendre des valeurs s'étageant de 0,6 à 1,5 environ (annexe 1).

La figure 6.5 représente ainsi l'évolution du gain d'écart en fonction du rapport $K/\Delta t$; $K = x.k$ reste constant mais s'exprime avec plusieurs couples (x,k) qui modifient la forme de la réponse du bassin versant.

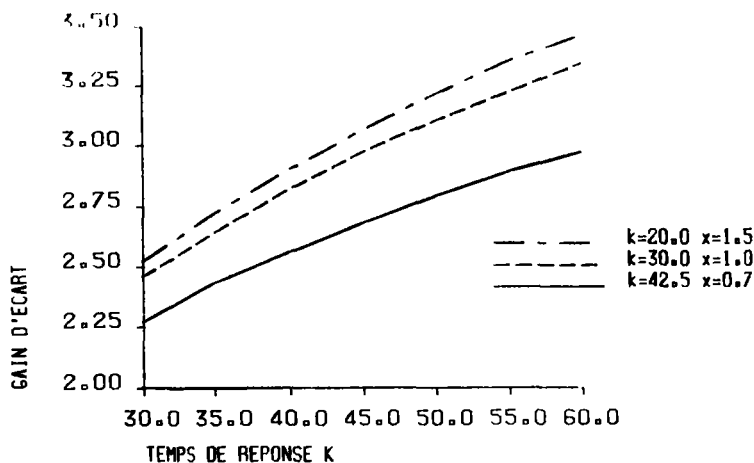


Figure 6.5 : Influence de la forme de la réponse impulsionnelle sur le gain d'écart.

Il apparaît que la forme de la réponse du bassin versant n'a qu'une influence limitée sur l'aptitude du modèle à lisser les écarts relatifs sur les intensités.

4 - Lissage des écarts par le modèle de ruissellement - Exemple en régime transitoire

a - Présentation

Jusqu'à maintenant, nous nous sommes placés en régime permanent, représentatif d'une pluie régulière de longue durée. Cette hypothèse est naturellement prise en défaut lors des pluies orageuses, très variables dans le temps et parfois très courtes. L'aptitude du modèle de ruissellement à lisser les écarts est alors moindre.

A travers un exemple, nous allons apprécier dans quelle mesure les erreurs relatives attendues sur les débits calculés sont sensibles à la configuration de la séquence pluvieuse. Les hypothèses suivantes seront retenues :

- le comportement du bassin versant est parfaitement représenté par un modèle linéaire simple ou de Nash (paragraphe précédent).
- le hyétogramme de la pluie est triangulaire et l'intensité maximale se situe à un instant quelconque compris entre le début et la fin de la pluie. Compte tenu de la linéarité des pertes au ruissellement et de la transformation pluie-débit, la valeur prise par l'intensité maximale reste sans effet sur l'erreur relative moyenne affectant les débits calculés.

Comme dans le paragraphe précédent, l'aptitude du modèle à lisser les écarts sera décrite par l'indicateur de gain d'écart G dont la valeur évolue maintenant au cours du temps (exemple ci-dessous).

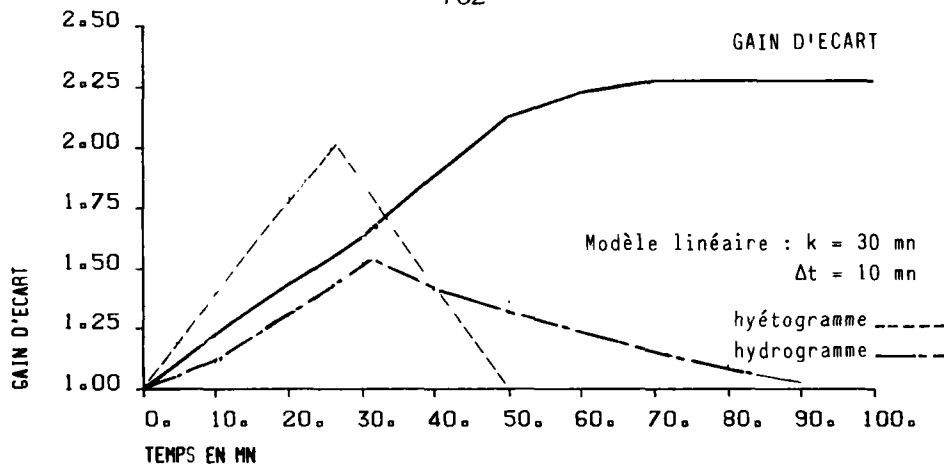


Figure 6.6 : Pluie de forme triangulaire, hydrogramme généré, évolution du gain d'écart correspondant.

L'exemple traité nous indique que le rôle du filtre du bassin versant paraît d'autant plus efficace que l'on s'éloigne du début de la séquence pluvieuse et que les premières valeurs des débits calculées resteront les plus incertaines ; ces impressions doivent être confirmées.

b - Evolution de l'erreur relative sur le débit maximum en fonction des caractéristiques du hyétogramme

Il est important pour le gestionnaire du réseau d'appréhender au mieux la pointe de débit et l'exemple précédent semble établir que l'erreur relative moyenne induite sur cette quantité dépend de la durée de la pluie et de la position de l'intensité maximale. Pour un bassin versant donné, nous avons tenté d'appréhender l'évolution de l'indicateur de gain d'écart sur le débit maximum en fonction de ces deux paramètres.

Le tableau ci-dessous récapitule les résultats obtenus en adoptant un modèle linéaire simple de paramètre k et dans les conditions suivantes $k/\Delta t = 3$, durée de la pluie comprise entre k minutes et $4.k$ minutes.

Il nous révèle tout d'abord que pour l'exemple traité, la position du maximum d'intensité au sein de l'averse pluvieuse n'a que peu d'impact sur la valeur prise par l'indicateur de gain et donc sur l'erreur relative moyenne constatée sur le débit maximum. En effet, on ne note pas d'évolution significative de G avec cette position ; les fluctuations observées sur cette quantité sont en partie consécutives aux effets de la discrétisation du hyétogramme.

La durée de la pluie a quant à elle une influence notable sur le paramètre décrivant la réduction des erreurs relatives moyennes.

Pour chaque durée de pluie, nous pouvons donc calculer un gain \bar{G} qui décrit l'aptitude du modèle à lisser les écarts dans le cadre de l'exemple

traité en régime transitoire.

Evolution du gain d'écart avec la durée de la pluie selon la position du maximum d'intensité.

		Durée de la pluie en mn											
		30	40	50	60	70	80	90	100	110	120		
Position des intensités maximales (en mn après le début de la pluie)	0	1.41	1.72	1.75	1.72	1.96	1.96	1.96	1.96	2.13	2.13		
	10	1.33	1.66	1.64	1.89	1.89	1.89	2.08	2.08	2.08	2.08		
	20	1.56	1.56	1.78	1.78	1.78	2.	2.	1.96	2.18	2.13		
	30	1.41	1.72	1.67	1.92	1.89	1.89	1.89	2.08	2.08	2.08		
	40		1.56	1.79	1.79	1.79	2.	2.	1.96	2.17	2.17		
	50			1.70	1.7	1.89	1.89	2.08	2.04	2.04	2.04		
	60				1.79	1.79	2.	1.96	1.98	2.13	2.13		
	70					1.89	1.89	2.04	2.04	2.	2.18		
	80						1.92	1.92	2.13	2.08	2.08		
	90							2.	2.	2.18	2.13		
	100								2.05	2.05	2.22		
	110									2.08	2.08		
	120											2.13	
Moyenne		1.43	1.67	1.75	1.795	1.85	1.92	2.	2.04	2.08	2.11		

La figure ci-dessous retrace l'évolution de ce gain moyen selon la durée de la pluie :

- en retenant un modèle linéaire simple et diverses valeurs du rapport $k/\Delta t$ (pour $\Delta t = 10$ mn), graphique de gauche

- en adoptant pour $k/\Delta t$ constant, plusieurs formes de réponses impulsionnelles, graphique de droite

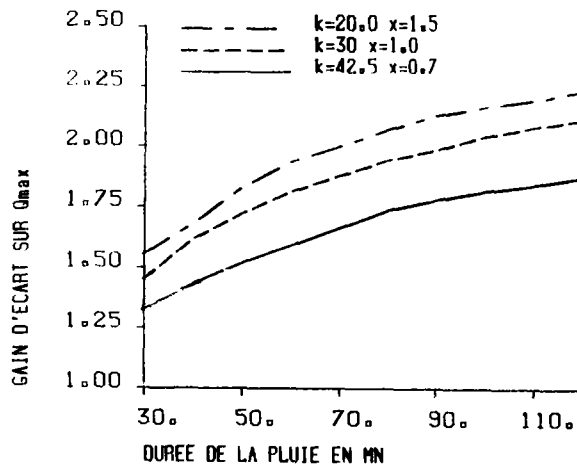
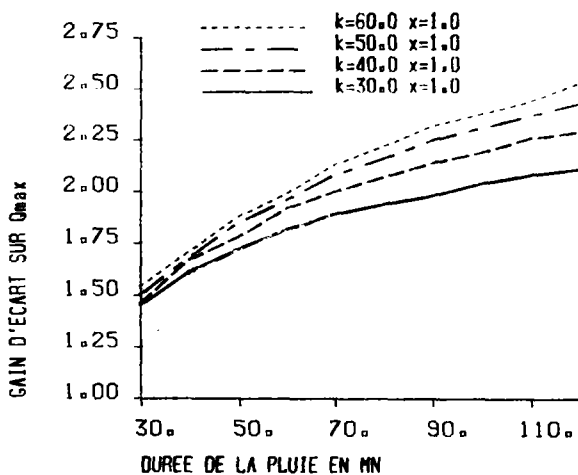


Figure 6.7 : Evolution du gain d'écart en fonction de la durée de la pluie selon $k/\Delta t$ et la forme de la réponse impulsionnelle.

De même façon qu'en régime permanent, la réponse du bassin versant n'a qu'une influence limitée sur l'indicateur de gain.

Pour un modèle donné, l'influence des caractéristiques physiques du bassin versant est plus sensible pour les pluies de longue durée.

Dans tous les cas, on constate naturellement que la réduction de l'erreur relative moyenne est moindre que dans l'hypothèse du régime permanent.

Etant donné l'erreur relative moyenne consécutive à l'estimation des intensités au cours d'une séquence pluvieuse donnée, nous disposons d'une indication sur la fiabilité que nous pouvons espérer lors de l'évaluation du débit maximum.

L'exemple ci-dessous illustre le cas des pluies du 21 juillet et orageuses (2 août et 30 juillet au soir) enregistrées en 1982. Un pas de temps de calcul $\Delta t = 10$ minutes a été retenu. En adoptant parallèlement la valeur $k \approx 30$ minutes, nous nous plaçons dans la situation plausible d'un bassin versant urbain de 300 hectares en Seine-Saint-Denis.

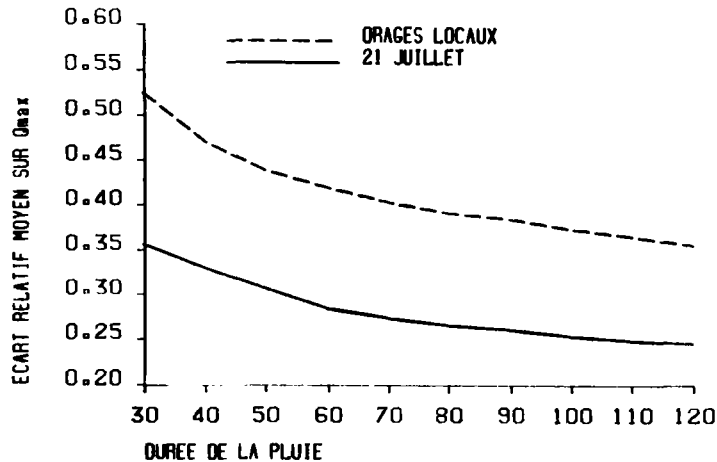


Figure 6.8 : Evolution de l'écart sur les débits selon la durée de la pluie : cas de l'été 1982.

Les pluies orageuses restent les plus difficiles à appréhender : il en est de même pour les débits qu'elles provoquent. La courbe obtenue, qui reste indicative montre cependant qu'une estimation raisonnable du débit maximum est envisageable pour des durées de pluie supérieures à 50 ou 60 minutes. Les difficultés persistent néanmoins pour les orages très courts de trente minutes et moins.

5 - Conclusion de l'approche analytique

Cette approche analytique reste partielle et sa validité est limitée par

les hypothèses formulées relatives au comportement des bassins versants urbains ; le prochain paragraphe qui traite d'exemples réels la complètera.

Le rôle de filtre des erreurs d'estimation des intensités que joue le modèle de ruissellement est confirmé et son importance a ainsi pu être précisée à travers divers exemples. De plus, un ordre de grandeur de la précision espérée sur les débits calculés nous est accessible selon l'origine météorologique des précipitations. Il peut être envisagé de prendre en compte une telle information dans l'optimisation des stratégies de gestion d'un réseau d'assainissement.

III - EXEMPLES DE SIMULATION DE DEBIT A PARTIR D'IMAGES RADAR

1 - Présentation de la démarche retenue

Les collecteurs d'assainissement de plusieurs bassins versants de Seine-Saint-Denis sont jaugés au moyen de limnigraphes enregistreurs. Trois d'entre eux de superficies diverses ont été retenus pour l'expérience de 1982 en prenant en compte les critères suivants :

- la présence d'un enregistreur pluviographique assure une bonne connaissance des intensités sur les bassins versants,
- la courbe de tarage du collecteur est déterminée de façon précise,
- la série des mesures antécédentes est suffisamment longue pour que la réponse impulsionnelle du bassin versant soit correctement appréhendée.

Deux de ces bassins versants, le Ru des Grammons et Livry-Gargan sont assez petits pour être représentés à l'aide d'un modèle de transformation pluie-débit. Le dernier, le Ru-Ste-Baudile de superficie plus importante doit faire l'objet d'une modélisation complète : les hydrogrammes issus du ruissellement sur plusieurs sous-bassins sont propagés dans le réseau principal. La variabilité spatiale des précipitations sur ce bassin versant est alors prise en compte.

Pour chacun d'entre eux et lors des séquences pluvieuses de l'été 1982, les débits à l'exutoire du bassin versant seront simulés en retenant deux hypothèses :

- les intensités de la pluie sont mesurées par les pluviographes présents sur le

site (cas des petits bassins) ou avoisinants (Ru Ste Baudile). Une telle situation est actuellement la plus favorable dont puisse bénéficier le gestionnaire de réseau.

- les intensités de la pluie sont déduites du radar calibré sans prendre en compte le pluviographe installé sur le bassin versant.

Il se pose alors le problème du modèle adopté pour représenter le bassin versant et du calage de ce modèle.

Plusieurs modèles de ruissellement ont été comparés sur les bassins versants du Ru des Grammonts et de Livry-Gargan (54) parmi lesquels le réservoir linéaire simple et le modèle de Battelle Northwest (Annexe 1). L'analyse d'une série de cinquante crues de moyenne importance a été effectuée. Elle a permis de dégager pour chaque modèle et bassin versant, les valeurs de paramètres globalement les mieux adaptées et a conclu en faveur du dernier modèle nommé.

De façon à rester cohérents avec le paragraphe précédent, nous utiliserons le modèle réservoir et les valeurs correspondantes préconisées pour les paramètres.

Le Ru Ste Baudile a pour sa part fait l'objet d'une étude (Guillon 65) qui s'est concrétisée par la modélisation de ce bassin versant à l'aide du modèle Reram (Annexe 1). Ces travaux ont servi de base à la simulation des débits consécutifs aux pluies de l'été 1982.

Cette démarche n'optimise pas la réponse du bassin versant à une pluie donnée. Elle présente néanmoins un double avantage :

- aucune des deux hypothèses testées n'est privilégiée ; cela ne serait pas le cas si un recalage par pluie avait été effectué, obligeant ainsi à retenir l'une d'entre elles comme référence,

- l'introduction d'incertitudes de modélisation, négligées lors de l'approche analytique nous place dans la situation opérationnelle du gestionnaire de réseau souhaitant appréhender les débits en temps réel.

La comparaison des débits calculés à partir de chaque hypothèse aux débits mesurés nous aidera à apprécier dans quelle mesure le radar est utilisable pour simuler le comportement d'un bassin versant. Elle permettra de préciser à travers quelques exemples la part respective des incertitudes de modélisation et d'estimation des phénomènes pluvieux.

2 - Description des bassins versants

a - Le Ru des Grammonts

D'une superficie de 144 hectares, ce bassin versant est situé sur la rive gauche de la Marne. L'occupation du sol est de type pavillonnaire principalement : l'amont du bassin versant comprend cependant une zone de 31 ha d'urbanisation collective dense. Ses principales caractéristiques sont les suivantes :

- pourcentage d'imperméabilisation : 25 %
- allongement du bassin versant et pente moyenne : 1 500 m et 1,5 %
- temps de concentration : 20 minutes.

Ce temps assez court s'explique par la pente assez élevée du bassin versant et par l'organisation du réseau de drainage : 4 collecteurs qui convergent séparément vers l'exutoire.

Le jaugeage des débits est effectué à l'aide d'un déversoir à lame mince étalonné en place dans le collecteur circulaire de 1,2 m de diamètre.

Les paramètres de calage du modèle réservoir linéaire sont (Annexe 1) : le coefficient de ruissellement et k : temps de réponse du bassin versant. L'étude (54) précédemment citée a proposé les valeurs moyennes $C = 0,13$ et $k = 15$ minutes.

Le pas de temps de discrétisation des intensités retenu dans tout ce paragraphe : $\Delta t = 10$ minutes est trop élevé pour le temps de réponse de ce bassin versant. Certaines difficultés rencontrées (chapitre 2) ne permettent cependant pas d'adopter une durée plus courte.

b - Livry-Gargan

Ce bassin versant d'une superficie de 335 ha est localisé au Nord-Est du département de Seine-Saint-Denis. Il comprend une zone de carrières de 80 ha, non reliée au réseau d'assainissement que nous ne prendrons pas en compte. Plus vaste que le Ru des Grammonts, il est également beaucoup moins en pente. L'urbanisation est principalement pavillonnaire.

Précisons ces caractéristiques :

- pourcentage d'imperméabilisation (hors zone de carrière) : 33 %
- allongement et pente moyenne : 3 800 m et 0,5 %
- temps de concentration : 60 minutes.

Le bassin versant est drainé par un réseau d'assainissement unitaire, dont le collecteur principal est un ovoïde (section 180 x 100 cm en aval) dont la courbe de tarage est connue.

Les valeurs moyennes de paramètres proposées par Bertillotti sont :

C = 02 et k = 27 minutes.

La figure qui représente ces deux bassins versants situe également la position des enregistreurs pluviographiques et le maillage des images radar.

Dans cette seconde hypothèse, l'intensité moyenne affectant le bassin versant est estimée à

$$\bar{I} = \frac{1}{\sum S_i} \sum_{i=1}^n I_i S_i \quad \text{avec} \quad \left| \begin{array}{l} n : \text{nombre de mailles qui tou-} \\ \text{chent le bassin} \\ I_i : \text{intensité enregistrée sur} \\ \text{la maille} \\ S_i : \text{superficie de la maille} \\ \text{intéressant le bassin ver-} \\ \text{sant.} \end{array} \right.$$

Des pertes initiales (annexe 1) d'une importance de 0,4 mm ont été retenues.

c - Le Ru Sainte-Baudile

Beaucoup plus étendu que les deux précédents, ce bassin versant occupe une superficie de 1 145 hectares sur la rive droite de la Marne. Il est de plus très largement urbanisé, le total des surfaces naturelles n'excédant pas 100 ha. Il regroupe de l'habitat pavillonnaire principalement, mais également une urbanisation collective plus dense dans la partie Ouest du bassin versant. La pente moyenne, voisine de 2 % dans la partie amont devient plus faible à l'aval : 0,4 % environ. L'allongement du bassin versant est de l'ordre de 5 000 m, pour un temps de concentration supérieur à une heure. Les surfaces imperméabilisées représentent 30 % de la superficie totale.

Le réseau d'écoulement se présente sous un jour assez complexe. Il est pour partie unitaire et pour partie séparatif. Deux collecteurs principaux sont en outre maillés. Enfin, des déversoirs d'orage rejettent une partie des eaux pluviales au milieu naturel avant l'exutoire du bassin versant.

Dans le cadre de la modélisation par Reram (Guillon), le bassin versant a été divisé en trente cinq sous-bassins (33 ha de superficie moyenne) qui sont représentés figure 6.9 ainsi que le réseau d'écoulement simulé. La propagation des écoulements s'effectue par la méthode de Muskingum. Un artifice décrit le maillage du réseau : déversement de l'un des collecteurs et réinjection de l'hydrogramme déversé dans l'autre collecteur.

Compte tenu du nombre très élevé de paramètres qui entrent en jeu, 70 pour les 35 sous-bassins, il est impossible de caler objectivement

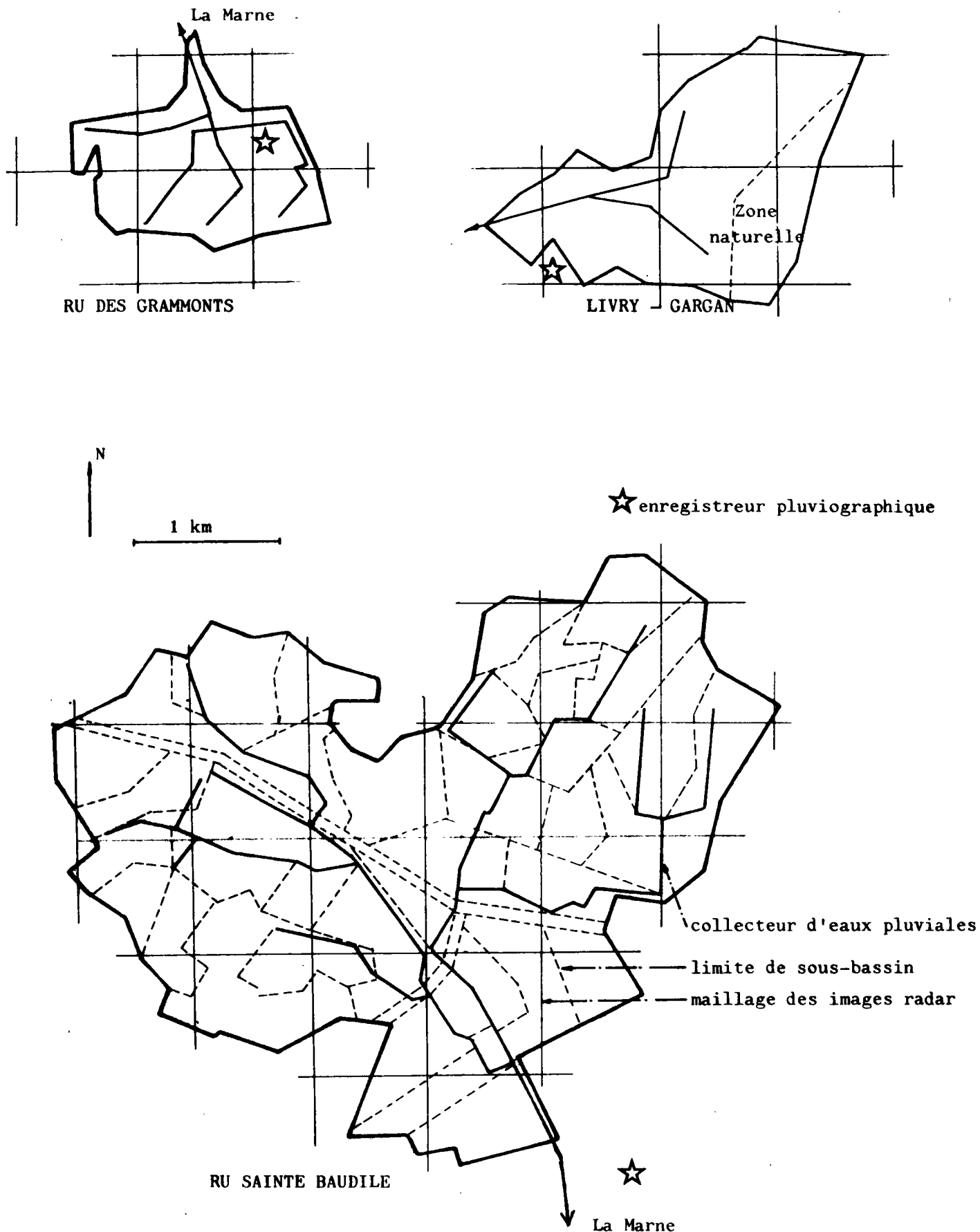


Figure 6.9 : Présentation des bassins versants.

le modèle. L'estimation des paramètres à l'aide des formules de Desbordes (58) est complétée par tâtonnement d'après les observations relatives à plusieurs séquences pluvieuses.

Le bassin versant s'étend sur 20 mailles radar. La variabilité spatiale des précipitations a pu être prise en compte. Chaque sous-bassin versant a été rattaché à la maille radar qui contient son centre de gravité.

Le Ru Sainte Baudile est entouré de trois pluviographes. En ce qui concerne l'hypothèse pluviographique, les intensités de la pluie ont été reconstituées par krigeage sur des surfaces correspondant au maillage radar.

3 - Incertitudes de mesure et de modélisation

La courbe de tarage des collecteurs drainant chacun de ces bassins versants a fait l'objet d'une détermination expérimentale et l'on peut ainsi considérer que l'incertitude de mesure des débits est réduite au minimum. Une méconnaissance éventuelle de ces courbes de tarage introduit un biais systématique qui reste présent lors des calages des paramètres du modèle à partir des pluies observées. Ce biais se retrouve donc lors de la simulation des débits provoqués par une pluie donnée.

Il paraît raisonnable d'escompter une prévision de l'ordre de 15 à 20 % dans la mesure des débits.

Le travail de Bertillotti (54) consacré au calage de modèles simples sur les bassins versants du Ru des Grammonts et de Livry-Gargan nous permet de mieux appréhender les incertitudes de modélisation. Ce calage s'appuie sur 50 séquences pluvieuses de faible et moyenne importance, donc comparables aux pluies de l'été 1982.

La variabilité du coefficient volumétrique de ruissellement, que nous considérons comme une constante du bassin versant est d'abord mise en évidence. Ainsi, pour Livry-Gargan, la moyenne de cette valeur se situe à 0,15, avec une dispersion de 0,075 donc significative. Il n'est pas de notre rôle de l'interpréter.

Des modèles simples, à deux ou trois paramètres, tels que le modèle linéaire simple, ne permettent pas de restituer au mieux et simultanément le volume total ruisselé et le débit maximum provoqués par une pluie. Un compromis doit donc être adopté entre les paramètres les mieux adaptés à chacun de ces critères. La forme imposée de la réponse du bassin versant est une des origines de cette constatation.

Un ordre de grandeur de l'incertitude de modélisation nous est ainsi accessible pour le Ru des Grammonts et Livry-Gargan. Elle est appréhendée à partir des 50 pluies étudiées et avec les valeurs des paramètres globalement les mieux adaptés que nous avons retenues. L'auteur calcule ainsi l'écart relatif moyen entre les volumes mesurés et calculés et les débits maxima observés et calculés. Cet indicateur inclut implicitement l'incertitude de mesure des précipitations entre autres.

Pour les volumes écoulés, l'écart relatif moyen est de 29 % à Livry-Gargan et 42 % au Ru des Grammonts. Sur les débits maxima, cet écart est de 31 % à Livry-Gargan et 43 % au Ru des Grammonts.

Il apparaît donc que les erreurs de modélisation peuvent revêtir dans le cadre où nous nous situons une importance dont l'interprétation des résultats obtenus devra tenir compte.

4 - Résultats et commentaires

a - Le Ru des Grammonts (figure 6.10)

Quelle que soit l'hypothèse retenue relativement à la connaissance des précipitations, nous n'avons pas sur cet exemple une bonne reproduction de l'hydrogramme mesuré à l'aide du modèle de ruissellement. L'inadaptation du modèle de ruissellement peut être retenue, en particulier pour la pluie du 30 juillet au matin : le coefficient de ruissellement paraît trop élevé pour cette pluie modérée et la réponse impulsionnelle peu représentative.

Nous sommes donc dans un cas où la représentativité du modèle faisant défaut, les incertitudes de modélisation sont supérieures à celles provoquées par l'évaluation des intensités pluvieuses.

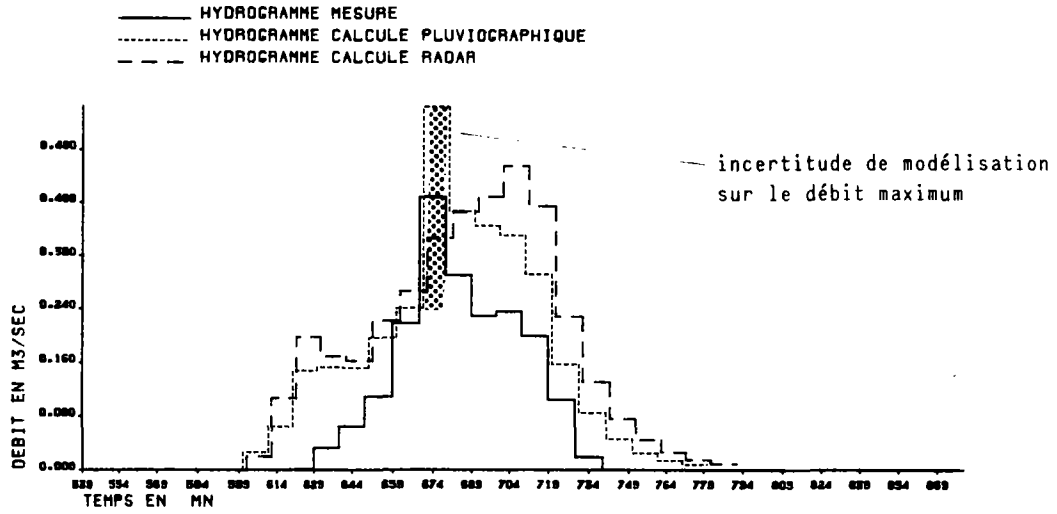
- le 30 juillet au matin

Les hydrogrammes issus des deux hypothèses : mesures radar et pluviographique sont voisins. La position du débit maximum paraît mieux appréhendée avec le pluviographe sur le bassin versant. Les courbes de débit, mesurées d'une part et calculées d'autre part sont cependant très éloignées et les constatations ne sont pas très significatives.

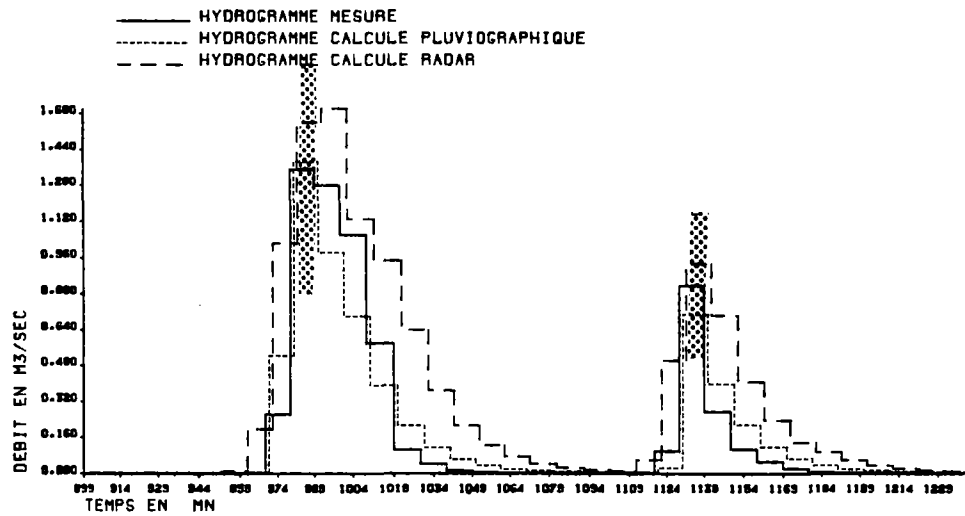
- le 30 juillet au soir

Les débits maxima et leur position sont perçus de façon assez proche avec les deux configurations pluvieuses étudiées. La décrue est cependant, lors des deux averses successives, moins bien représentée par l'hydrogramme radar que pour celui issu des mesures pluviographiques. Il est vraisemblable

RU DES GRAMMONTS 30 7 1982 hdeb=539 pas de temps=10 mn



RU DES GRAMMONTS 30 7 1982 hdeb=899 pas de temps=10 mn



RU DES GRAMMONTS 2 8 1982 hdeb=1054 pas de temps=10 mn

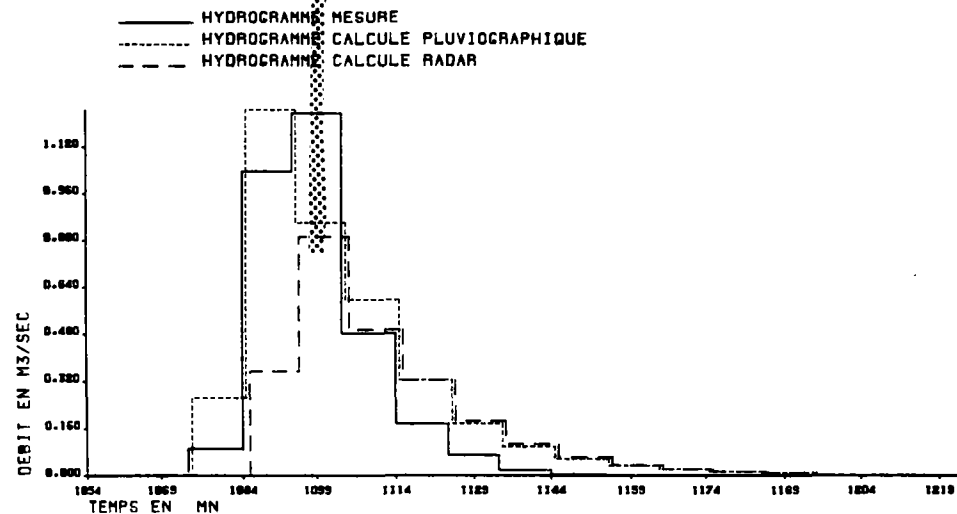


Figure 6.10 : Simulation des débits sur le bassin du Ru des Grammonts.

que nous subissons ici la conséquence des "effets de bord" décrits au chapitre 2 au cours desquels le radar étend artificiellement la zone pluvieuse.

- le 2 août

L'hydrogramme issu de la mesure pluviographique est plus proche de la courbe mesurée que celui évalué au moyen de l'estimation radar. Le débit maximum est notamment sous-estimé et décalé d'un pas de temps dans ce dernier cas.

Pour le Ru des Grammons, l'évaluation des débits déduite de l'intensité radar semble moins bien adaptée que celle obtenue à l'aide du pluviographe installé sur le bassin versant. L'importance des incertitudes de modélisation rend toutefois cette constatation faiblement significative.

b - Livry-Gargan (figure 6.11)

Remarquons immédiatement que le comportement du bassin versant paraît bien décrit par le modèle retenu. Cet exemple sera donc plus représentatif que le précédent.

- le 30 juillet matin

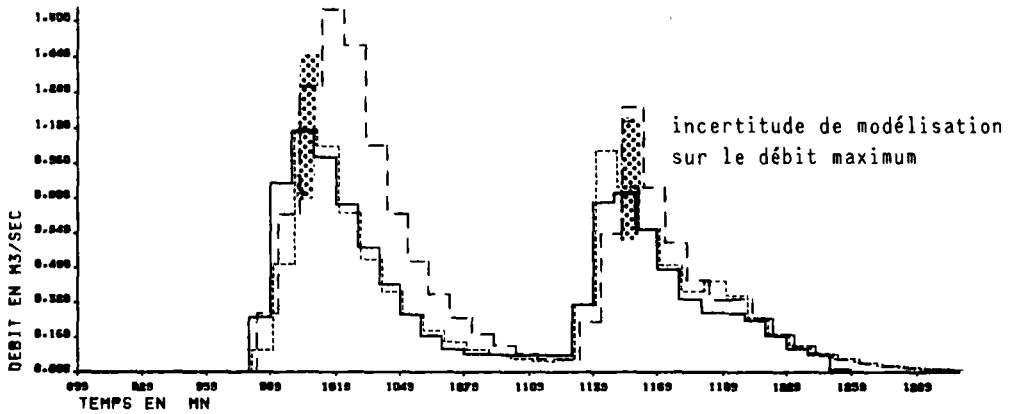
La courbe issue de l'estimation radar reproduit parfaitement l'hydrogramme mesuré, seul le débit maximum est légèrement surestimé. Le pluviographe sur le site conduit à un hydrogramme de qualité moindre que le précédent : le débit maximum est décalé de quarante minutes et la montée réelle de l'hydrogramme est surestimée de façon systématique.

- le 30 juillet au soir

Le pluviographe permet une bonne restitution de l'évolution des débits mesurés. Le modèle paraissant bien adapté au bassin versant, l'important écart constaté dans une première étape entre les valeurs mesurées et estimées à l'aide du radar ont semblé suspects (figure ci-dessous). Un examen plus précis a montré que cette anomalie était consécutive à un facteur de correction de l'image radar évalué de façon significativement erronée à partir d'un seul point de comparaison radar-pluviographe. L'accent est donc mis sur la nécessi-

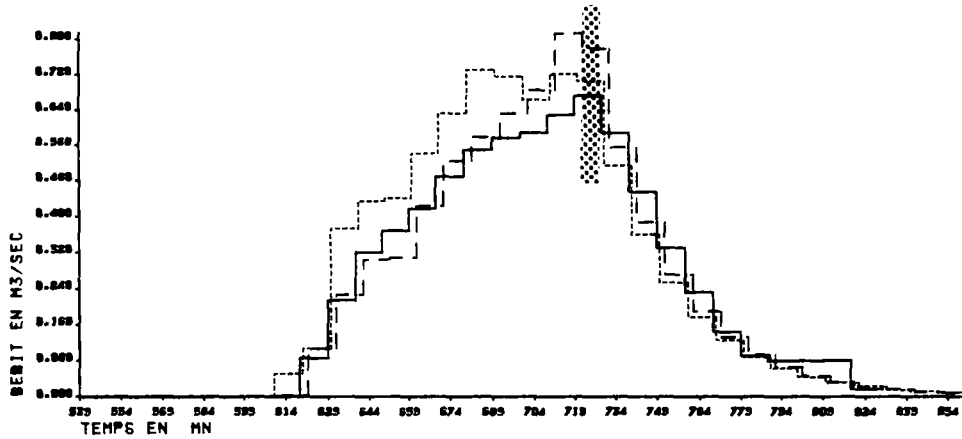
LIVRY-GARGAN 30 7 1982 hdeb=899 pas de temps=10 mn

— HYDROGRAMME MESURE
 - - - - - HYDROGRAMME CALCULE PLUVIOGRAPHIQUE
 - - - - - HYDROGRAMME CALCULE RADAR



LIVRY-GARGAN 30 7 1982 hdeb=539 pas de temps=10 mn

— HYDROGRAMME MESURE
 - - - - - HYDROGRAMME CALCULE PLUVIOGRAPHIQUE
 - - - - - HYDROGRAMME CALCULE RADAR



LIVRY-GARGAN 2 8 1982 hdeb=1054 pas de temps=10 mn

— HYDROGRAMME MESURE
 - - - - - HYDROGRAMME CALCULE PLUVIOGRAPHIQUE
 - - - - - HYDROGRAMME CALCULE RADAR

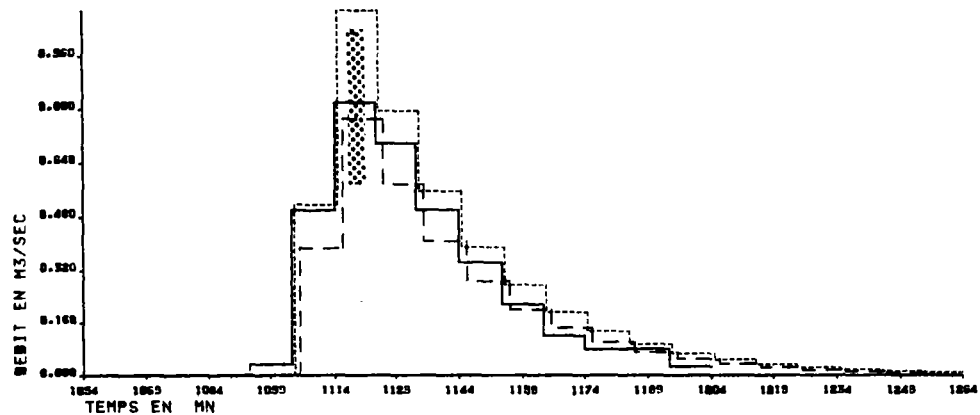


Figure 6.11 : Simulation des débits sur le bassin de Livry-Gargan.

té de valider ce paramètre avant de l'appliquer à la totalité de l'image.

Malgré tout, l'hydrogramme calculé à partir des images radar traduit une surestimation systématique des débits réels.

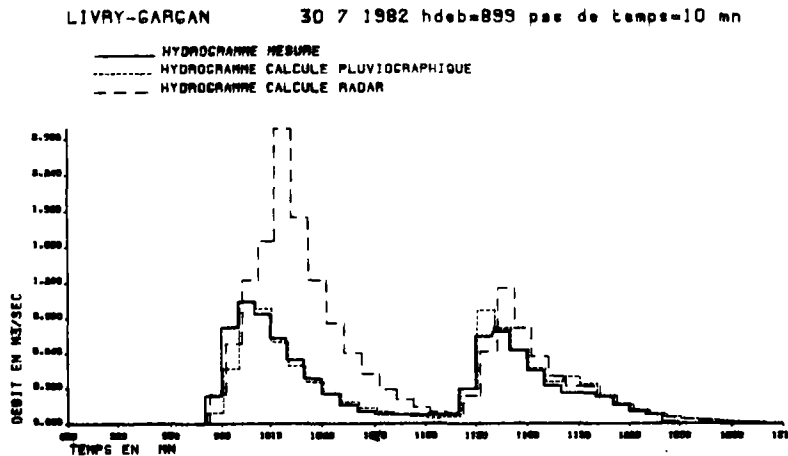


Figure 6.12 : Effet d'un facteur de correction erroné.

- le 2 août

Pour cette dernière séquence pluvieuse, la courbe déduite de l'estimation radar se révèle plus proche des valeurs mesurées que celle issue de la mesure pluviographique, le débit maximum étant mieux perçu.

Dans le cas du bassin de Livry-Gargan, il apparaît que l'utilisation des images radar permet d'atteindre une qualité de restitution des débits équivalente à celle autorisée par la présence d'un pluviographe sur le bassin versant considéré. Or la présence d'un pluviographe sur un bassin versant de quelques centaines d'hectares représente une situation très favorable qui ne peut être généralisée.

c - Le Ru Sainte-Baudile

Les trois pluies étudiées ne donnent pas accès avec le modèle utilisé à une excellente qualité de reproduction des débits mesurés. Cette constatation demeure, que l'estimation des précipitations soit déduite des mesures pluviographiques ou d'images radar ajustées. La reconstitution de l'hydrogramme provoqué par la pluie régulière du 30 juillet au matin est illustrative à cet égard. L'interprétation des résultats obtenus devra donc tenir compte de cet élément qui ne s'oppose cependant pas à la comparaison des deux hypothèses testées.

- le 30 juillet matin

Les hydrogrammes évalués à partir des estimations pluviographiques d'une

part et des images radar d'autre part sont pratiquement identiques. Ils diffèrent cependant assez nettement de la courbe mesurée.

- le 30 juillet au soir

Dans cet exemple également, aucune des deux hypothèses testées ne conduit à une bonne reconstitution de l'hydrogramme mesuré. La présence de deux averses rend cependant intéressante l'interprétation des résultats observés. L'évolution des débits consécutifs à la première averse est identique, que l'on retienne le radar ajusté ou les pluviographes. Il en va différemment lors de la seconde averse. A cette occasion, l'hydrogramme d'origine pluviographique est très éloigné de la courbe mesurée alors que la mesure radar conduit à une appréciation correcte du débit de pointe. Cette constatation demeure, même si, méfiants vis-à-vis du modèle, nous comparons entre elles les pointes de débits relatives aux deux averses. En effet, elles engendrent des débits maxima du même ordre de grandeur. Cette observation qui reste plausible lors de l'estimation radar de l'hydrogramme ne l'est plus pour les pointes de débit évaluées à partir des mesures pluviographiques. Dans cette dernière situation, la seconde averse provoque un débit nettement inférieur au débit de la première averse.

- le 2 août

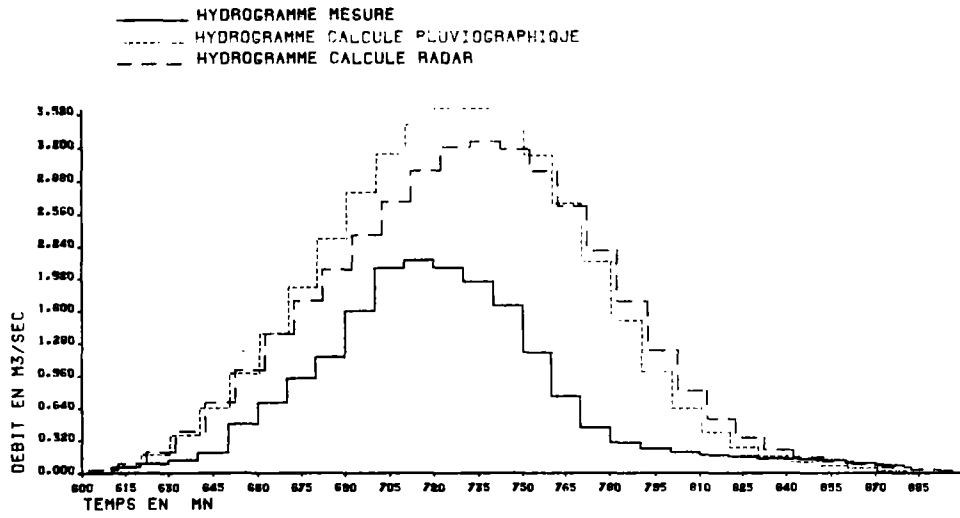
Remarquons immédiatement que l'hydrogramme calculé à partir des mesures radar est beaucoup plus proche des valeurs mesurées que celui obtenu à l'aide des mesures pluviographiques.

Les constatations relatives au bassin versant du Ru-Sainte-Baudile nous confirment donc l'intérêt des images radar pour appréhender l'évolution des débits à l'exutoire de bassins versants urbains.

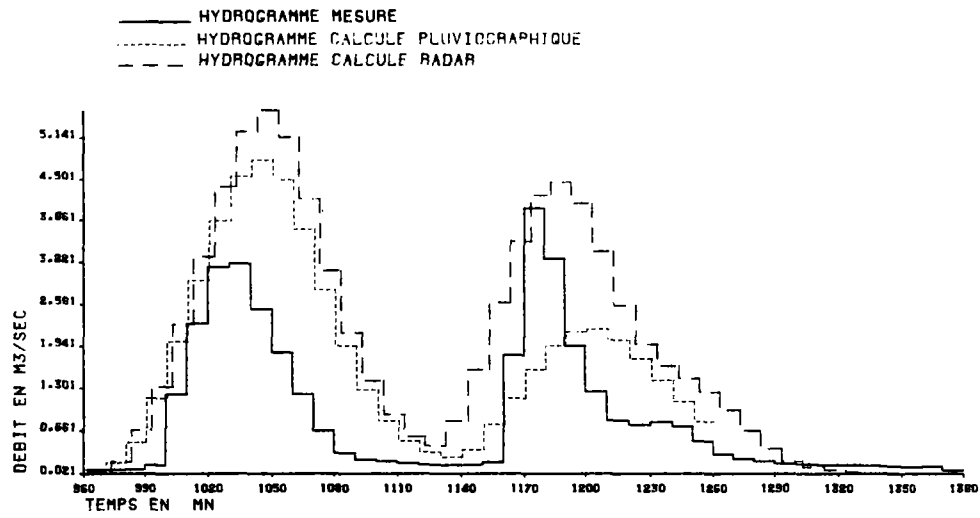
IV - CONCLUSION

Alors que les précédents chapitres étaient consacrés à la mesure des précipitations, nous avons ici pris en compte le comportement du bassin versant soumis à une impulsion pluvieuse. Par rapport à une évaluation exacte des intensités pluvieuses, actuellement inaccessible, une approche analytique nous a permis, dans une première étape de constater que l'estimation obtenue au moyen d'images radar corrigées n'entravait pas une évaluation correcte des débits s'écoulant dans les collecteurs des eaux pluviales.

RU SAINTE BAUDILE 30 7 1982 hdeb=600 pas de temps=10 mn



RU SAINTE BAUDILE 30 7 1982 hdeb=960 pas de temps=10 mn



RU SAINTE BAUDILE 2 8 1982 hdeb=1090 pas de temps=10 mn

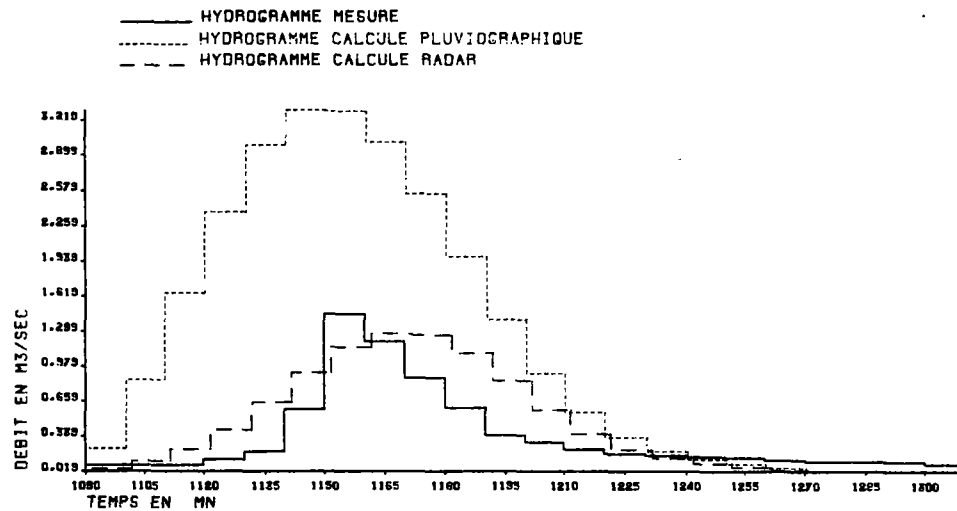


Figure 6.13 : Simulation des débits sur le Ru Sainte Baudile.

La vérification de ces indications a été faite lors des pluies de l'été 1982 sur des bassins versants de superficies variées. Les exemples étudiés ont révélé que l'estimation radar des précipitations donne accès à une qualité de reconstitution des débits équivalente à celle que nous offrent les pluviographes installés à proximité ou sur les bassins versants. Cette situation, la plus favorable au stade actuel, n'est pas envisageable pour chaque bassin versant. Il semble donc que l'estimation des intensités de la pluie déduite de données radar puisse être utilisée en entrée de modèles de simulation du ruissellement et des écoulements que met en oeuvre le logiciel d'aide à la conduite de la gestion automatisée en Seine-Saint-Denis.

SYNTHESE ET CONCLUSION

Cette étude s'est déroulée dans le cadre du projet de gestion automatisée du réseau d'assainissement pluvial de Seine-Saint-Denis dont les performances sont en partie conditionnées par l'amélioration des techniques de mesure et de prévision des intensités de la pluie. Pour atteindre ce but, le radar météorologique constitue un outil prometteur, avec lequel les hydrologues n'ont eu dans notre pays que très peu d'occasions de se familiariser.

Ce travail a consisté à appréhender le bénéfice que l'hydrologie urbaine peut espérer retirer de l'utilisation du radar Rodin développé pour le compte de la Météorologie Nationale. Son but est de fournir les éléments de décision à l'utilisation du radar de Trappes pour la gestion en temps réel des réseaux d'assainissement de Seine-Saint-Denis et du Val-de-Marne. Il s'est appuyé sur une synthèse bibliographique et une campagne de mesure d'une durée de deux mois et les résultats obtenus sur les séquences pluvieuses étudiées ne paraissent pas actuellement généralisables. La contribution que cette étude représente doit être perçue comme une première étape dans le développement de la valorisation des images radar en hydrologie urbaine.

Les observations qui ont ainsi été effectuées permettent de beaucoup mieux cerner les atouts présentés par le radar mais aussi les problèmes qu'il soulève. L'expérience ainsi acquise sera rapidement valorisée grâce à l'exploitation opérationnelle des images radar entreprise en Seine-Saint-Denis et par la préparation d'une expérimentation de plus grande ampleur.

La campagne de mesures de l'été 1982 a bénéficié de conditions très favorables, spécifiques à l'hydrologie urbaine et diffère donc de la grande majorité des précédentes expériences consacrées à l'intérêt du radar à des échelles beaucoup plus grandes. En effet elle s'est attachée à une zone géographique de superficie réduite, située à une faible distance du radar (entre 20 et 50 km) et largement instrumentée en pluviographes enregistreurs soigneusement suivis.

. Interprétation qualitative des images radar

Une comparaison qualitative des données radar et pluviographiques correspondantes a tout d'abord été entreprise en retenant un pas de temps de 15 minutes compatible avec les besoins de l'hydrologie urbaine.

. Cette approche établit la distinction entre les pluies homogènes, qui concernent simultanément toute la zone d'étude, et les pluies hétérogènes, qui ne recouvrent qu'une partie de cette surface. Dans le premier cas, les formes de hyétogrammes issus de chaque instrument correspondent, alors que des disparités locales sont remarquées dans le second cas. Il arrive en particulier que le radar détecte des intensités pluvieuses que les pluviographes n'enre-

gistrent pas ou très faiblement.

. Lors des orages très localisés, et plus précisément en bordure de cellules pluvieuses, la transformation des réflectivités en intensités sur des durées très courtes est à envisager avec prudence.

. L'échelle de numérisation existante sur 16 niveaux ne paraît pas adaptée aux fortes intensités et aux besoins hydrologiques. Plus généralement, nous ne cernons pas parfaitement les incertitudes sur les images radar actuellement diffusées.

. Interprétation quantitative des données radar

La pertinence de l'estimation radar des intensités pluvieuses a d'abord été évaluée au niveau de la maille, donnée radar élémentaire. La démarche adoptée a consisté à comparer l'intensité moyenne sur une maille radar à la mesure pluviographique géographiquement localisée dans cette surface, cette dernière constituant notre référence. Le critère adopté est imparfait, car le pluviographe ne peut être assimilé à une superficie de 64 hectares dans notre cas ; il n'existe cependant aucun critère de comparaison objectif.

Plus généralement se pose le problème de la cohérence entre la mesure radar et les données pluviographiques qui lui sont assimilées pour calibrer ou ajuster l'image radar. Les deux instruments donnent accès à des informations de natures différentes. La comparaison de la structure des champs pluvieux perçue par le radar d'une part et le réseau de pluviographes d'autre part n'a pas mis en évidence de disparité notable. Cette observation intéressante n'est pas déterminante pour conclure que les deux capteurs décrivent identiquement les champs pluvieux.

Une technique originale, considérée comme référence a été adoptée pour calibrer les images radar. On a procédé à l'interpolation par krigeage du paramètre principal de la relation entre réflectivité et intensité de la pluie ; les variations dans l'espace de ce paramètre ($\log A$) ne sont pas aléatoires mais présentent une structure. Compte tenu des conditions expérimentales très particulières et du critère adopté, qualité de la reconstitution ponctuelle, il est difficile de mettre en parallèle les résultats obtenus avec des expériences précédentes. Les constatations suivantes ont cependant été effectuées :

. Les résultats obtenus lors de diverses séquences pluvieuses montrent que la qualité de reconstitution des intensités ponctuelles dépend directement de la variabilité des champs pluvieux. Les orages convectifs locaux sont plus difficiles à restituer que les pluies homogènes ; l'impression

qualitative précédente est confirmée.

. Plusieurs méthodes de calibrage courantes : facteur moyen de correction, Brandes... ont été comparées à la technique considérée comme référence. Pour les pluies étudiées, il n'est pas possible de dégager une meilleure méthode. En particulier, le calibrage par facteur moyen de correction conduit à des résultats peu différents du krigeage sur log A.

. En l'absence de radar météorologique, l'estimation des intensités est déduite d'une interpolation des mesures pluviographiques. Cette hypothèse a été testée en adoptant le krigeage comme technique d'interpolation. Il apparaît ainsi qu'à l'intérieur du réseau pluviographique, l'interpolation des mesures pluviographiques donne des résultats voisins de la calibration des images radar, que cette dernière s'effectue par des méthodes simples ou plus complètes. Au stade actuel, à l'intérieur d'un réseau dense de pluviographes, il n'est pas possible d'appréhender précisément l'apport d'une technique élaborée d'ajustement de l'image radar par rapport à des méthodes plus simples où à une interpolation, élaborée également, de mesures pluviographiques.

. Interprétation quantitative des données radar au niveau des débits ruisselés

Les observations précédentes résultent de comparaison entre données radar et mesures pluviographiques. L'intérêt hydrologique du radar doit être apprécié en liaison directe avec le bassin versant par l'aide qu'il peut apporter pour simuler les débits générés par une pluie. En première approximation, le bassin versant est un capteur des intensités pluvieuses de très grande dimension. De plus, il n'est pas nécessaire de mesurer parfaitement les intensités pluvieuses pour reproduire très correctement les débits. Le modèle de ruissellement transforme cette entrée et, sous certaines hypothèses, filtre les incertitudes initiales commises dans l'estimation des précipitations.

Dans le cadre des modèles courants de ruissellement à travers une approche analytique, ce rôle de filtre du modèle de ruissellement a été précisé et des relations ont été proposées entre l'écart initial sur les intensités et celui qu'il induit sur les débits en fonction des caractéristiques du bassin versant et de l'origine des précipitations.

Des exemples concrets relatifs à des bassins versants de superficies variées ont confirmé l'intérêt de cette approche et montré que l'estimation radar ou la mesure pluviographique sur le site conduisent à une qualité voisine de reproduction des débits, cette dernière hypothèse est actuellement la plus favorable qui puisse être rencontrée.

. Perspectives opérationnelles en hydrologie urbaine

L'ensemble des remarques précédentes soulève des questions mais révèle également de nombreux éléments positifs. Calibré de façon très simple, le radar météorologique permet une estimation des champs pluvieux équivalente à ce qui nous est actuellement accessible. Il présente en outre un intérêt potentiel pour appréhender les débits consécutifs à une pluie donnée. Ces deux aspects s'ajoutent à l'intérêt du radar sur une échelle beaucoup plus étendue : il donne accès à une première évaluation de l'importance des précipitations à venir et permet le suivi de leur évolution en permanence. Compte tenu de ces indications favorables, la Seine-Saint-Denis s'est dès à présent engagée dans l'intégration des images radar de Trappes au projet de gestion automatisée. Cette première perspective opérationnelle a permis de préciser le rôle du radar et d'ébaucher la définition des conditions d'utilisation. Les premières recommandations dans ce but sont préconisées en prenant en compte le caractère pilote de ce projet :

- calibration des images radar à partir d'un facteur moyen de correction évalué à partir d'un nombre de pluviographes aussi élevé que possible,
- recalibration de l'image radar à chaque pas de temps,
- en cas d'orage local, rejet de facteurs de correction évalués à partir de moins de trois postes,
- fréquence d'acquisition des images radar égale ou supérieure à une toutes les cinq minutes.

L'utilisation opérationnelle envisagée en Seine-Saint-Denis est très importante dans la mesure où elle garantit l'acquisition de mesures de qualité et permettra de poursuivre ainsi dans de bonnes conditions les études et recherches relatives à l'intérêt du radar en hydrologie urbaine.

. Thèmes d'approfondissement envisageables

Les sujets suivants pourraient faire l'objet de travaux approfondis.

. Dans une première étape il est souhaitable, à partir des outils existants de s'attacher à la définition des conditions opérationnelles d'exploitation des images radar qui n'a été qu'effleurée. Cette tâche est un préalable à la valorisation hydrologique des images radar. En particulier la constitution progressive d'une base de données radar et la présence d'un réseau de pluviographes conséquent devrait permettre de mieux décrire les anomalies susceptibles d'affecter les images radar et les conditions où elles se rencontrent. Le logiciel de traitement des images s'enrichira progressivement. Il pourrait également être possible d'attribuer préventivement à chaque pluie un coefficient de fiabilité caractérisant la retrans-

cription radar.

. Des études plus fondamentales sont envisageables. Il est en effet apparu que nous ne valorisons pas totalement l'information considérable issue des données radar. En effet, la même technique, le krigeage appliquée indifféremment aux intensités pluviographiques et au paramètre d'ajustement des images radar conduit à des résultats similaires. Il est nécessaire d'en rechercher les explications à partir d'une réflexion sur la représentativité comparée des données radar et pluviographiques, de cerner les incertitudes introduites par leur identification. Cette phase et la recherche de critères objectifs d'évaluation de la qualité des estimations constitue un préalable à l'amélioration des techniques d'ajustement.

L'approche la plus prometteuse hydrologiquement semble être celle qui établit une liaison directe entre la mesure radar et l'évolution des débits à laquelle s'intéresse l'hydrologue.

. Il est ainsi envisageable de considérer les réflectivités radar, comme un indice descriptif de la variabilité spatiale des précipitations. Cet indice pourrait être directement pris en compte comme entrée des modèles de ruissellement et d'écoulements.

. Le problème de la qualité d'estimation des précipitations peut être formulé différemment. Compte tenu de la précision souhaitée pour évaluer les débits et en prenant en compte les incertitudes de modélisation et les caractéristiques des bassins versants, quelle erreur moyenne peut-on admettre lors de la détermination des intensités pluvieuses ? Une étude de sensibilité approfondie est à entreprendre. Elle conduirait ainsi à préciser dès à présent pour quels bassins versants et lors de quelles séquences pluvieuses les images radar disponibles peuvent permettre une appréciation correcte des débits.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

PREMIERE PARTIE

- 1 - ANDERL B., ATTMANNSPACHER W., SCHULTZ G.
Accuracy of reservoir inflow forecasts based on Radar Rainfall Measurements Water Resources Research. April 1976, Vol. 12 N° 2, pp. 217-223.
- 2 - BARGE BL., HUMPRIES RG., MAH SJ. and KUHNKE WK.
Rainfall measurements by Weather Radar. Applications to Hydrology Water Resources Research, Dec. 1979, Vol. 15, n° 6, pp. 1380-1386.
- 3 - BATTAN LJ.
Radar observation of the atmosphere. University Press of Chicago. Chicago 1973.
- 4 - COLLIER CG., HARROLD TW. and NICHOLASS CA.
A comparison of areal rainfall as measured by a rain-gauge calibrated radar system and raingauge network of various densities. Preprints 16th Radar Meteorology Conference. Houston-Texas. 1975. pp. 467-472.
- 5 - COLLIER CG., COLE JA. and ROBERTSON RB.
The North West Weather Radar Project : the establishment of a weather radar system for hydrological forecasting. Actes du Colloque d'Oxford. Avril 1980. IAHS publi N° 129, pp. 31-40.
- 6 - DAVID P.
Utilisation de l'information fournie par les radars météorologiques. Journée d'étude sur les radars météorologiques organisée par la SEE. 21/04/1982.
- 7 - DAVID P.
Principe de fonctionnement du radar météorologique. Météorologie Nationale.
- 8 - Dee Weather Radar and real time hydrological forecasting project.
Central Water Planning Unit. Nov. 1977.
- 9 - DONEAUD AA., SMITH PL., DENNIS AS. and SENGUPTA S.
A simple method for estimating convective rain volume over an area. Water Resources Research, dec. 1981, Vol. 17, n° 6, pp. 1676-1682.
- 10 - DONNADIEU G. et LACOUR JL.
Influence de la fonction de distribution des gouttes de pluie sur la relation entre le facteur de réflectivité radar et l'intensité de la pluie. Comptes rendus de l'Académie des Sciences.
- 11 - FREDERIK RH., MYERS VA. and AUCIELLO EP.
Storm Depth - Area relations from digitized radar returns. Water Resources Research, June 1977, Vol. 13, N° 3, pp. 675-679.
- 12 - FROMENT G.
Rapport Hydromel. Météorologie Nationale. 1981.

- 13 - GARDIOL
Traité d'électricité de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.
Hyperfréquences, Vol. 13. Ed. Georgi
- 14 - GREENE DR.
Hydrological applications of digitized radar data. 16th Radar Meteorology Conference. AMS Houston. 1975, pp. 353-360.
- 15 - HARROLD TW., NICHOLAS CA., COLLIER CG.
The measurements of heavy rainfall over small catchments using radar. Bulletin des Sciences Hydrologiques XX, 1, 3/1975, pp. 69-76.
- 16 - HARROLD TW., ENGLISH EJ., NICHOLASS CA.
The accuracy of radar derived rainfall measurements in highly terrain Quart. J.R. Met. Society (1974), 100, pp. 331-350.
- 17 - HAUSER D. et AMAYENC P.
Drop size distributions and vertical air motions in a thunderstorm as inferred from doppler Radar observations at vertical incidence. J. Rech. Atmos. 14 (1980), n° 3.4, pp. 439-455.
- 18 - HILDEBRAND PH., TOWERY N., SNELL MR.
Measurement of convective mean rainfall over small areas using high-density raingages and radar. Journal of applied Meteorology, Vol. 18, 1979, pp. 1306-1326.
- 19 - HUDLOW MD., ARKELL RE.
Effect of temporal and spatial sampling errors and Z.R. variability on accuracy of GATE radar rainfall estimates. 18 th Radar Meteorology Conference. AMS Atlanta, pp. 342-349.
- 20 - HUFF FA. and TOWERY NG.
Utilization of radar in operation of urban hydrologic systems. 18 th Radar Meteorology Conference. AMS Atlanta, pp. 437-441.
- 21 - MISME P.
Comparaison des mesures d'intensités à l'aide de plusieurs pluviographes. La Météorologie, n° 20-21, juin 1980.
- 22 - OBERLIN G., GALEA G., ROSIQUE JB.
Le tarage des pluviographes. La Météorologie. N° 20-21. juin 1980.
- 23 - RILEY GF. and AUSTIN PM.
Some statistics of gradients of precipitation intensity derived from digital radar data system. Preprints 17 Conference on Radar Meteorology. 1977.
- 24 - SAUVAGEOT H.
Radar Météorologie, Ed. Eyrolles, 1981.
- 25 - SELIGA TA., BRINGI VN. and KHALIB HH.
A preliminary study of comparative measurements of rainfall rate using the differential reflectivity technique and a raingage network. Journal of Applied Meteorology. Vol. 20.
- 26 - TETZLOFF RP.
The adequacy of digitized radar data for operational river forecasting 17 th Conference on Radar Meteorology. AMS. 1976, pp. 547-554.

- 27 - WILSON JW., BRANDES EA.
Radar Rainfall measurement : a summary. Bulletin of American Meteorological Society. Vol. 60, Sept. 1979, pp. 1048-1058.
- DAMANT C., AUSTIN GL., BELLON A., BROUGHTON RS.
Errors in the Thiessen technique for estimating areal rain amounts using weather radar data. Journal of Hydrology. 62 (1983). pp. 81-94.
- MAC PHERSON MB.
Study of integrated control of combined Sewer regulators. Chap. 5. Digital recording of rainfall by radar. June 1980. EPA Grant n° 806702010.
- ZAWADSKI I.
The quantitative interpretation of weather measurements. Atmosphere-Ocean, 20(2), 1982, pp. 158-180.

DEUXIEME PARTIE

- 28 - BARNES SL.
A technique for maximising details in numerical weather map analysis. Journal of Applied Meteorology, Vol. 3, Jan. 64, pp. 396-409.
- 29 - BASTIN G., LORENT B., DUQUE C. and GEVERS M.
Optimal estimation of the average areal rainfall and optimal selection of raingauge locations. Water Resources Research, Vol. 20, n° 4, Avril 84, pp. 463-470.
- 30 - BRADY PJ.
Optimal sampling and analysis using two variables and modeled cross-covariance functions. Journal of Applied Meteorology, Vol. 17, Jan. 1978, pp. 12-21.
- 31 - BRANDES EA.
Optimizing rainfall estimates with the aid of radar. Journal of Applied Meteorology, Vol. 14, Oct. 1975, pp. 1339-1345.
- 32 - COLLIER CG., LARKE PR. et MAY BR.
A weather radar procedure for real time estimation of surface rainfall. Quart. J.R. Met. Soc. (1983), 109, pp. 589-608.
- 33 - CRAWFORD KC.
On the bivariate objective analysis of surface rainfall using optimum interpolation. 18 th Conference on Radar Meteorology (1978), pp. 336-341.
- 34 - CREUTIN JD., OBLED C.
Objective analysis and mapping techniques for rainfall fields : an objective comparison. Water Resources Research, Vol. 18, N° 2, 1982, pp. 413-431.
- 35 - CREUTIN JD.
Méthodes d'interpolation optimales de champs hydrométéorologiques : comparaison et application à une série d'épisodes cévenols. Thèse de Docteur-Ingénieur. USMG-INP Grenoble 1979.

- 36 - DELHOMME JP.
Application de la théorie des variables régionalisées dans les Sciences de l'Eau. Thèse de Docteur-Ingénieur, Ecole des Mines de Paris, 1976.
- 37 - DESBORDES M., RAOUS P., TREVISIOL Y.
L'abattement spatial (Exploitation des données de Rungis de 1978 à 1980) L.H.M. Avril 1982.
- 38 - GREENE DR., HUDLOW MD. and JONHSON ER.
A test of some objective analysis procedures for marging radar and raingage comparison. 19th Conference on Radar Meteorology (AMS) 1980, pp. 470-479.
- 39 - JOURNAL AG. and HUIJBREGTS CJ.
Mining Geostatistics. Academic Press. 1978.
- 40 - KOISHINEN J. and PUHAKKA T.
An improved spatial gauge-radar adjustment technique, 20th Conference on Radar Meteorology (AMS) 1981 pp. 179-186.
- 41 - LEBEL T.
Moyenne spatiale de la pluie sur un bassin versant : estimation optimale, génération stochastique et gradex des valeurs extrêmes. Thèse de Docteur Ingénieur. U.S.M.G. I.N.P. Grenoble. 1984.
- 42 - MATHERON G.
La théorie des variables régionalisées et ses applications. Fascicule 5. Ecole des Mines de Paris. 1970.
- 43 - NINOMIYA K. et AKIYAMA T.
Objective and analysis of theory rainfall based on radar and gauges measurements. Journal of the Meteorological Society of Japan, vol. 56, n° 3, pp. 206-210.
- 44 - PHILIPPE JP.
Etude des averses orageuses à l'échelle urbaine. Abattement spatial et dynamique des orages. LROP - octobre 1982.
- 45 - Statistique appliquée à l'exploitation des mesures. CEA - Masson. 1978.
- 46 - SMITH PL. CAIN DE. and DENNIS AS.
Derivation of an R-Z relationship by computer optimization and its use in measuring daily areal rainfall. 14th Conference on Radar Meteorology, 1975, pp. 461-466.
- 47 - TOURASSE P.
Analyses spatiales et temporelles de précipitations et utilisation opérationnelle dans un système de prévision de crues : application aux régions cévenoles. Thèse de Docteur-Ingénieur. U.S.M.G. I.N.P. Grenoble - 1981.
- 48 - ZAWADSKI I.
On radar raingage comparison. Journal of Applied Meteorology, Vol. 14, dec. 1975, pp. 430-436.

TROISIEME PARTIE ET ANNEXE

- 49 - ALEXOPOULOS H. et JACQUET G.
Utilisation des images radar pour la prévision des orages en région parisienne. Rapport CERGRENE 1983.
- 50 - ANDRIEU H., JACQUET G. TORRELLI M.
Expérience Radar Rodin sur les départements de Seine-Saint-Denis et Val-de-Marne. La Houille Blanche n° 5/6, 1983, pp.
- 51 - ANDRIEU H., JACQUET G., BACHOC A.
Les débuts de l'utilisation du radar météorologique en hydrologie urbaine. Seminar : An integrated weather radar network for weastern Europe. Cost 72. Trapani. Oct. 1985.
- 52 - AUSTIN GL., et AUSTIN LB.
The use of radar in urban hydrology. Journal of Hydrology. 22. 1974. pp. 131-142.
- 53 - BACHOC A.
Disons douze ans ! Pour commencer à automatiser la gestion du réseau d'assainissement de Seine-Saint-Denis. DDE Seine-Saint-Denis. AON° 3 - 1984.
- 54 - BERTILLOTTI
Test de deux modèles de ruissellement sur des bassins versants urbanisés de grande surface. Prolog Ingénierie. DDE 93. AON° 3 1985.
- 55 - CALOMINO F.
Rainfall-runoff in a small urban catchment : experimental results from Luzzi Proceedings of the Third International Conference on Urban Storm Drainage Göteborg, 6/1984 - pp. 223-231.
- 56 - CHANGNON SA.
Chicago area programm. A major new atmospheric effort. Bulletin of American Meteorological Society, vol. 59, n° 2, fev. 1978. pp. 153-160.
- 57 - CHOCAT B.
Un modèle de simulation des écoulements dans les réseaux d'assainissement pluvial. Thèse de Docteur Ingénieur. INSA Lyon. 1978.
- 58 - CHOW VT.
Urban Storm Water Runoff determination of volumes and flowrates, Illinois University of Urbana Champaign. 05/1976.
- 59 - CHOW VT. and KULANDAISWAMY VC.
General Hydrologic System Model, Journal of the Hydraulics Division. ASCE, vol. 97, n° HY6, June 1971, pp. 791-804.
- 60 - DESBORDES M.
Réflexions sur les méthodes de calcul des réseaux urbains d'assainissement pluvial. Thèse de Docteur-Ingénieur. USTL. Montpellier. 1974.
- 61 - Environment Canada
Review of Design practice and comparison of urban hydrologic models. Research Report n° 26. oct. 1975.
- 62 - EPA
Assessment of mathematical models for storm and combined sewer management 600/2.76. 175 - 8/1976.

- 63 - FREROT A.
Procédures d'optimisation des consignes de gestion d'un réseau d'assainissement automatisé. Rapport CERGRENE, juillet 1984.
- 64 - GILET M. et CICCIONE M.
Le projet Aramis et la prévision à courte échéance. La Houille Blanche n° 3/4 - 1983.
- 65 - GUILLON A.
Bassin versant du Ru Sainte Baudile. Modélisation du réseau d'eaux pluviales. Analyses du fonctionnement du réseau ; DDE 93. AON° 3, 1983.
- 66 - JACQUET G.
Mise en place d'un système d'alerte météorologique. Rapport CERGRENE-déc. 1984.
- 67 - JACQUET G. et FREROT A.
Elaboration du système évolutif d'aide à la conduite du réseau de Seine-Saint-Denis. Colloque Informatique Automatisation et Assainissement. FNPC-6.8/12/1983.
- 68 - JOHNSON ER. and BRAS RL.
Multivariate short term rainfall prediction. Water Resources Research, Vol. 16, n° 1, fev. 1980, pp. 173-185.
- 69 - KIDD CHR. and HELLIWELL PR.
Simulation of the inlet hydrographs for urban catchments. Journal of Hydrology (35), 1977, n° 1.2, pp. 159-165.
- 70 - KOVACS Y.
Modèles de simulation d'écoulement unidimensionnel à surface libre. Rapport CERGRENE, 1984, 34 pages.
- 71 - MITCI C.
La méthode des hydrogrammes appliquée au drainage urbain. TSM n° 7. Juillet 1978, pp. 397-404.
- 72 - RERAM
Notice d'utilisation, Ministère de l'Environnement et du Cadre de Vie, STU 1979.
- 73 - RAO RA., DELLEUR JW. and SARMA BSP.
Conceptual hydrologic models for urbanizing models. Journal of the Hydraulics Division. HY7 - Vol. 98 - July 1972 - pp. 1205-1220.
- 74 - SCHILLING W.
Real time estimation and forecasting of especially distributed areal estimation. Water Science and Technology. Vol. 16. N° 8/9 - 1984.
- 75 - TERSTRIEP ML. and STALL JB.
ILLUDAS. Illinois Urban Drainage Area Simulator. Illinois State Survey Water Urbana. Bulletin 58. 1974.
- 76 - VOGEL JL.
Real time measurement of convective precipitations over an urban area Proceedings of the Oxford Symposium, April 1980, IAHS publi. n° 129.

ANNEXES

RAPPELS SUR LA MODELISATION DU RUISSELLEMENT ET DES ECOULEMENTS EN MILIEU URBAIN

La gestion automatisée d'un réseau d'assainissement pluvial implique la prévision des débits à l'exutoire des bassins versants alimentant les collecteurs principaux et nécessite donc l'utilisation de modèles de simulation qui représentent le comportement du bassin versant urbain. Il existe un nombre élevé de tels modèles et le choix de l'un d'entre eux dépend principalement des objectifs poursuivis (dimensionnement, analyse du fonctionnement du réseau...).

La description fine des processus physiques qui concourent, à partir d'une pluie à la formation des débits à l'aval d'un bassin versant est très complexe sinon impossible. Certains modèles qui adoptent une telle démarche sont rapidement évoqués en fin de ce paragraphe.

L'approche couramment utilisée consiste à réduire le cheminement de l'eau à quelques lois simples ; la description du rôle du bassin versant distingue alors généralement trois étapes :

- la détermination de la pluie efficace,
- la transformation pluie-débit sur des bassins versants élémentaires,
- la propagation des écoulements générés vers l'exutoire du bassin versant.

Dans ce cadre, le bassin versant est donc fragmenté en un certain nombre de sous-bassins, homogènes quant à leurs caractéristiques physiques. L'échelle de ce découpage est fonction du but à atteindre. A titre d'exemple le radar introduit une discrétisation spatiale des intensités sur des superficies de 64 hectares. Son utilisation pour simuler les débits d'un bassin versant rend inutile un découpage beaucoup plus fin.

Gardons à l'esprit que nos ambitions de modélisation sont limitées par notre méconnaissance des phénomènes physiques (pluies, pertes à l'écoulement...) et l'imprécision de nos mesures. De plus l'utilisateur du modèle ne dispose généralement pas des nombreux points de mesures nécessaires à l'identification parfaite de multiples paramètres.

Nous en resterons ici aux méthodes courantes mais largement utilisées.

...

1 - Détermination de la pluie efficace

Les bassins versants urbains sont fortement imperméabilisés. Leur réponse à une impulsion pluvieuse est donc immédiate et principalement provoquée par le ruissellement direct. Ce terme recouvre l'écoulement de l'eau à la surface du sol en direction du réseau d'évacuation. Les surfaces imperméabilisées (rues, toitures...) et les surfaces perméables ou recouvertes de végétation (jardins, parcs...) ont naturellement un comportement différent. Les pertes d'eau se produisant sur le sol se répartissent en pertes initiales et pertes continues.

Pour ce qui concerne les premières nommées, disons simplement qu'elles représentent le mouillage du sol au début des précipitations et atteignent une hauteur d'eau variable de 0,5 mm à 1,5 mm selon les cas, sur les terrains imperméables (Chocat 55). Une modélisation plus élaborée de ces pertes initiales a été envisagée par divers auteurs (Mitci 69). Faute de moyens de mesures, et très variables dans l'espace, elles sont comme les pertes continues difficiles à appréhender.

a - Le coefficient de ruissellement constant

L'approche la plus simple de ces pertes continues admet que seules les surfaces imperméables reliées au réseau participent à la formation des débits. Elle introduit donc la notion de coefficient de ruissellement lié au taux d'imperméabilisation du bassin versant. Ce coefficient (noté C_R) est alors considéré comme une constante du bassin versant. Il se définit comme le rapport entre le volume d'eau écoulé au cours d'une pluie et le volume correspondant des précipitations incidentes (Desbordes 58). L'intensité de la pluie efficace I_e , totalement transformée en débit est alors :

$$I_e(t) = C_R \cdot I(t)$$

Cette technique simple, semble bien adaptée aux pluies moyennes et faibles. Ce coefficient de ruissellement qui peut être estimé en fonction de l'occupation du bassin versant est en pratique très utilisé.

b - Un coefficient de perte variable dans le temps : modèle de Horner (62).

Il semble en réalité que le coefficient de ruissellement soit d'autant plus fort que la pluie est importante. Cet auteur a donc proposé une loi de pertes de la forme suivante :

$$C_R(t) = 1 - C_P(t)$$

$$C_P(t) = \alpha \exp[-\beta Pa(t)]$$

$C_P(t)$: coefficient de perte à t
$C_R(t)$: coefficient de ruissellement à t
$Pa(t)$: pertes cumulées au temps t depuis le début de la pluie
α et β	: paramètres

Nous avons alors : $I_e(t) = C_R(t) \cdot I(t)$.

Cette représentation de la pluie efficace admet donc implicitement que la proportion des surfaces actives s'accroît avec l'importance de la pluie : des surfaces imperméables non directement reliées au réseau ou faiblement perméables contribuant progressivement à la formation des débits.

L'introduction d'un second paramètre rend son utilisation pratique moins aisée que la technique précédente.

c - Les pertes sur surfaces perméables

De façon générale, on considère que les surfaces perméables ne contribuent pas au ruissellement immédiat en milieu urbain. Dans certaines situations particulières : zones périurbaines par exemple, elles doivent être prises en considération.

Le modèle de Horton (Mitci) est alors le plus utilisé. Il décrit la capacité d'infiltration d'un sol (f en mm/h) par la relation :

$$f = f_c + (f_0 - f_c) e^{-At}$$

f_0 et f_c respectivement capacités d'infiltration initiale et en régime permanent et A sont des caractéristiques de divers types de sol. Pour un terrain engazonné, ces quantités sont estimées à $f_0 = 75$ mm/h, $f_c = 13,5$ mm/h et $A = 0,07$ mm⁻¹ (Chocat 57).

2 - La transformation pluie-débit

A l'échelle où nous nous situons, cette transformation s'intéresse à des superficies de quelques dizaines d'hectares, quelques centaines au plus.

Le plus fréquemment le comportement d'un tel bassin versant est représenté par un modèle conceptuel. Le principe consiste à identifier le bassin versant à un filtre qui transforme une entrée : intensité de la pluie sur la surface totale en une sortie : débit à l'exutoire.

De façon imagée le bassin versant est assimilé à un stock d'eau, noté $S(t)$ qui est caractérisé par sa loi de vidange. Il est alors décrit par :

$$(1) \quad \left\{ \begin{array}{l} - \text{une loi } S(t) = f(I(t), Q(t)) \\ - \text{une équation de continuité } \frac{dS(t)}{dt} = I(t) - Q(t) \end{array} \right.$$

$I(t)$: débit moyen de pluie efficace sur le bassin versant à t (intensité de la pluie multipliée par la surface du bassin versant), $Q(t)$: débit écoulé à l'exutoire à cet instant.

Chow et Kulandaiswamy (59) ont proposé une expression générale de l'équation de stockage pour cette catégorie de modèles :

$$S(t) = \sum_{m=0}^{m=p} a_m(I, Q) \frac{d^m Q}{dt^m} + \sum_{l=0}^{l=p} b_l(I, Q) \frac{d^l I}{dt^l}$$

Sur le plan pratique, seules quelques expressions de l'équation de stockage sont utilisées. Elles postulent généralement la linéarité et l'invariance de la réponse du bassin versant et par conséquent de l'expression de $S(t)$.

a - Le modèle réservoir linéaire simple (Desbordes)

L'équation de stockage prend la forme $S = KQ$ où K est constant. L'intégration du système (1) conduit à une solution générale :

$$Q(t) = \frac{1}{K} \int_0^t \exp\left(-\frac{t-\tau}{K}\right) I(\tau) d\tau + \frac{Q_0}{K} e^{-t/K}$$

Considérons que le débit initial est nul avant le début de la pluie : $Q_0 = 0$.

A tout instant, le débit s'exprime donc comme le produit de convolution de l'intensité de la pluie par une fonction $h(t) = \frac{1}{K} e^{-t/K}$ appelée la réponse impulsionnelle du bassin versant (figure 1).

En pratique, les intensités sont connues de façon discrète sur un intervalle de temps Δt , le modèle est utilisé sous la forme :

$$Q_{i+1} = e^{-\Delta t/K} Q_i + (1 - e^{-\Delta t/K}) I_{i+1} \quad i : \text{indice de pas de temps.}$$

Le paramètre K peut physiquement être interprété comme le décalage de temps entre les centres de gravité du hyétogramme de pluie efficace et de l'hydrogramme des débits résultants.

Le principal intérêt de ce modèle réside dans sa simplicité à l'origine du large succès qu'il connaît en milieu urbain. Il n'introduit en effet qu'un seul paramètre qui peut être exprimé de façon représentative en fonction des caractéristiques physiques du bassin versant (Rao et al. 73) ; l'expression proposée par Desbordes est précisée au paragraphe 4 de cette annexe.

b - Autres modèles réservoirs

. Le modèle de Nash

L'introduction d'un second paramètre permet d'obtenir une plus grande diversité et une plus grande souplesse dans la définition de la forme de la réponse impulsionnelle du bassin versant.

Le modèle de Muskingum (paragraphe suivant) introduit l'apport amont dans le contrôle du stock d'eau. Singh a imaginé de représenter le bassin versant comme la cascade de deux réservoirs linéaires simples de temps de réponse différents.

Nash propose de considérer le bassin versant comme une cascade de x réservoirs linéaires identiques de paramètre k. Le temps de réponse du bassin versant est donc $K = x.k$. Par généralisation de cette image la quantité x peut être non entière.

La réponse impulsionnelle de ce modèle s'exprime : (figure 1)

$$h(t) = \frac{1}{k} \frac{e^{-t/k}}{\Gamma(x)} \left(\frac{t}{k}\right)^{x-1} \quad \text{avec} \quad \Gamma(x) = \int_0^{\infty} e^{-u} u^{x-1} du$$

Le débit Q(t) s'écrit alors :

$$Q(t) = \int_0^t h(t-\tau) i(\tau) d\tau$$

Prenons en compte des intervalles de temps de durée t durant lesquels l'intensité de la pluie est considérée comme constante ; cette expression devient :

$$Q_{i+1} = \sum_{j=0}^{j=i} I_{i+1-j} H_j \quad \text{avec} \quad H_j = \int_{j\Delta t}^{(j+1)\Delta t} h(\tau) d\tau$$

Rao, Delleur et Sarma (73) ont proposé de relier chacun de ces deux paramètres aux caractéristiques physiques du bassin versant.

Calomino (55) a pour sa part calé ce modèle sur un petit bassin versant urbain. Il obtient selon les pluies étudiées des valeurs de x s'étageant de

0,6 à 1,5 environ. Cet exemple révèle une des contreparties de l'adjonction de paramètres complémentaires : les difficultés croissantes rencontrées pour les caler.

Notons que d'autres fonctions de stockage ont été appliquées aux bassins versants urbains. Kidd et Helliwell (69) ont notamment préconisé l'équation non linéaire $S = KQ^h$ avec $h = 2/3$ par analogie aux lois d'écoulement de type Manning-Strickler.

Citons également le modèle de Battelle (62) qui considère que la réponse impulsionnelle du bassin versant est de forme triangulaire. Elle dépend alors de deux paramètres : temps de base et temps de la pointe de débit (figure 1) dont les valeurs peuvent être reliées au temps de concentration du bassin versant.

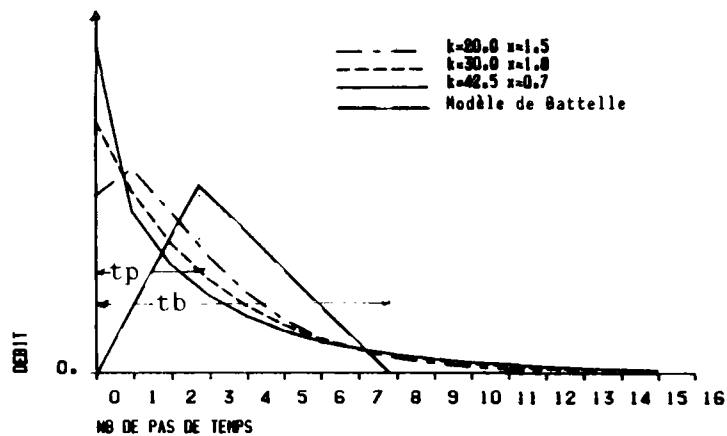


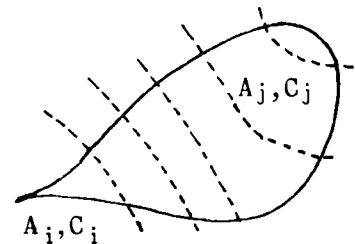
Figure 1 : Exemple de différentes formes de réponse impulsionnelle

c - Autres modèles

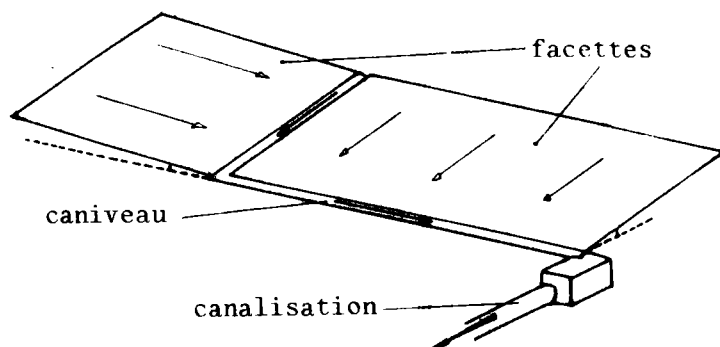
Citons tout d'abord rapidement les modèles basés sur le découpage du bassin versant par des courbes isochrones (égal temps de parcours à l'exutoire). Le débit au cours d'un pas de temps s'exprimera alors (Terstriep et al-75)

$$Q_i = \sum_{j=1}^{j=i} I_{i+1-j} C_j A_j$$

A_j est une partie du bassin versant de coefficient de ruissellement C_j de laquelle l'eau met la durée $j\Delta t$ minutes pour parvenir à l'exutoire.



Certains modèles d'écoulement des eaux en milieu urbain, très largement utilisés aux U.S.A. (Chow 58 , EPA 62) représentent le comportement du bassin de façon déterministe. Ce dernier est décrit à l'aide de quelques fonctions de base (figure ci-dessous)



- le ruissellement sur les facettes, surfaces rectangulaires sur lesquelles l'eau issue des précipitations s'écoule en lames minces après satisfaction des pertes continues.

La vitesse d'écoulement est régie par une loi de type Manning-Strickler pour laquelle une valeur de rugosité est proposée pour chaque type de sol.

- l'écoulement en caniveaux, ces derniers bordant latéralement et recueillant l'eau des facettes,

- l'écoulement en canalisations, alimentées par les caniveaux.

Nous ne détaillerons pas plus ce type de modèles adaptés à une certaine urbanisation et dont l'utilisation demande certainement un très important travail de préparation.

3 - Les écoulements en réseaux

Les hydrogrammes issus des bassins versants élémentaires se propagent dans les collecteurs principaux, s'ajoutant à d'autres avant d'atteindre l'exutoire. Le fonctionnement d'un tel réseau est complexe. En effet, les tronçons de collecteurs, de section variable sont interrompus par des singularités : coudes, jonctions, chambres de déssablement... et des ouvrages spéciaux : déversoirs, réservoirs de stockage qui modifient le régime d'écoulement. Selon l'importance des précipitations l'écoulement de l'eau peut être à surface libre, mais également en charge ou être soumis à l'influence aval d'un cours d'eau.

La modélisation du réseau d'assainissement doit prendre en compte l'ensemble de ces éléments.

Seuls les écoulements dans les collecteurs seront abordés ici.

a - Les modèles déterministes (Kovacs-70, Chocat-57)

La simulation de l'écoulement de l'eau dans le collecteur s'effectue à partir de la description des phénomènes physiques. Cette approche rationnelle s'appuie sur les équations de Barré de Saint-Venant.

- conservation de la masse

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_e$$

- conservation de la quantité de mouvement

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} = g(I-J)$$

avec $S(x,t)$: section mouillée du collecteur
 $V(x,t)$: vitesse moyenne de l'écoulement dans la section
 $Q(x,t)$: $S(x,t) \cdot V(x,t)$ débit de l'eau à travers la section
 q_e : apports latéraux
 I : pente du collecteur
 J : perte de charge de l'écoulement par unité de longueur
 g : accélération de la pesanteur.

Leur intégration numérique, complexe, consommatrice en temps calcul est réservée aux grands réseaux présentant des particularités : réseaux maillés par exemple. Elle permet en outre de traiter le cas des écoulements en charge.

Leur simplification s'appuie sur des hypothèses complémentaires :
 - les modèles de crue diffusante négligent les termes d'inertie et d'accélération de l'équation dynamique. Ils sont réservés aux écoulements graduellement variés qui ne subissent pas de perturbation brutale.

Le système devient

$$\begin{cases} \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \text{ (sans apports latéraux)} \\ \frac{dy}{dx} = I-J \end{cases}$$

La vitesse de l'eau est régie par une loi de Chezy ou de Manning-Strickler.

b - Modèles conceptuels

Ils s'appuient sur des principes identiques à ceux décrits aux paragraphes précédents. Le tronçon de collecteur est assimilé à un stock d'eau qui reçoit le débit d'entrée Q_e , perd le débit de sortie Q_S et est régi par une loi de stockage.

Le modèle le plus utilisé, dit de Muskingum est fondé sur une équation de stockage linéaire et invariante

$$S(t) = K[\alpha Q_e(t) + (1-\alpha) \cdot Q_S(t)] \quad K \text{ et } \alpha \in]0,1[.$$

L'intégration du système obtenu conduit à une solution de la forme :

$$Q_S(t + \Delta t) = C_1 Q_e(t) + C_2 Q_e(t + \Delta t) + C_3 Q_S(t)$$

Les valeurs de C_1 , C_2 et C_3 sont des fonctions du pas de temps de discrétisation Δt et dépendent de la méthode adoptée pour intégrer l'équation différentielle

	Premier mode de discrétisation	Deuxième mode de discrétisation	Intégration numérique ($\alpha \neq 1$)
C_1	$\frac{K\alpha}{K(1-\alpha) + \Delta t}$	$\frac{2K\alpha + \Delta t}{2K(1-\alpha) + \Delta t}$	$\frac{\alpha}{1-\alpha} \exp(-\frac{\Delta t}{K(1-\alpha)})$
C_2	$\frac{\Delta t - K\alpha}{K(1-\alpha) + \Delta t}$	$\frac{\Delta t - 2K\alpha}{2K(1-\alpha) + \Delta t}$	$1 - \frac{1}{1-\alpha} \exp(-\frac{\Delta t}{K(1-\alpha)})$
C_3	$\frac{K(1-\alpha)}{K(1-\alpha) + \Delta t}$	$\frac{2K(1-\alpha) - \Delta t}{2K(1-\alpha) + \Delta t}$	$\exp(-\frac{\Delta t}{K(1-\alpha)})$

d'après Kovacs (70)

Le paramètre K représente le temps de parcours moyen de l'eau dans le tronçon de collecteur considéré. α décrit l'amortissement affectant l'hydrogramme durant ce parcours. La difficulté réside dans un choix judicieux de ces paramètres et dans la discrétisation adoptée dans le temps et l'espace.

Cunge a montré que ce modèle était une approximation du modèle de crue diffusante.

Le modèle conceptuel le plus simple consiste à admettre que l'hydrogramme se translate sans se déformer dans le collecteur avec une vitesse moyenne. Desbordes (60) considère ainsi que cette vitesse est :

$$V = \frac{\sum Q_i \cdot V_i}{\sum Q_i}$$

V_i et Q_i étant les vitesses et débits respectifs de l'hydrogramme durant chaque pas de temps de discrétisation Δt .

4 - Le modèle Reram (72)

Ce modèle a été conçu par le LHM - Desbordes, pour dimensionner et analyser le fonctionnement des réseaux d'assainissement pluvial. Il regroupe un certain nombre de modules :

- un module pluviométrique qui peut générer des pluies fictives de formes et de fréquences de retour choisies

- un modèle pluie-débit

Le bassin versant est découpé en un certain nombre de sous-bassins versants qui sont représentés par un modèle réservoir linéaire (paragraphe 2 de cette annexe). Le paramètre K de chacun d'entre eux est prédéterminé d'après l'équation de Desbordes

$$K = 4.06 \cdot A^{0.18} \cdot p^{-0.36} \cdot (1 + IMP)^{-1.9} \cdot TPI^{0.21} \cdot L^{0.15} \cdot HP^{-0.07}$$

avec A : superficie du sous-bassin en ha

p : pente moyenne en %

IMP : coefficient d'imperméabilisation (en %)

L : allongement en m

TPI : durée en minutes de la période de pluie intense

HP : hauteur en mm de pluie durant cette période.

Ce modèle est dit pseudo-linéaire, le paramètre K étant susceptible de varier d'une pluie à l'autre.

L'ajustement des valeurs ainsi obtenues est envisageable.

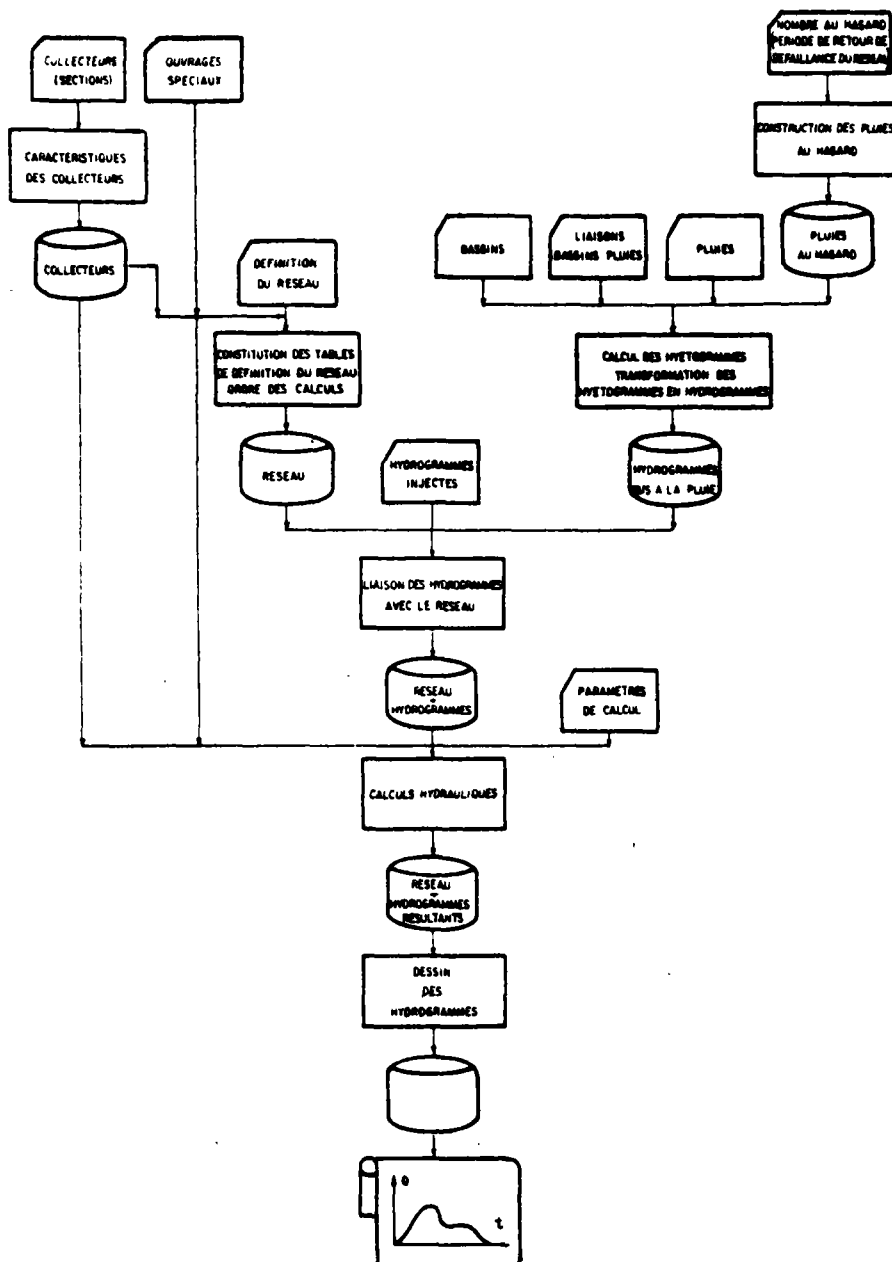
- les écoulements en conduites

La propagation de l'hydrogramme en collecteur peut s'effectuer avec :

- la méthode de Muskingum-Cunge
- la méthode de translation simple.

Les mises en charges éventuelles sont traitées par écrêtement de l'hydrogramme ou en forçant le passage des débits.

- des modules particuliers permettent de représenter le fonctionnement d'un certain nombre d'ouvrages spéciaux ou singularités : déversoirs d'orages, siphons... L'organigramme ci-après résume la chaîne générale de fonctionnement de Reram.



Annexe 2

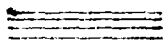
COMPARAISON DE MESURES PLUVIOGRAPHIQUES ET RADAR

En chaque point constitutif du réseau pluviographique, il est possible de représenter un hyétogramme pluviographique et un hyétogramme radar.

Les figures suivantes illustrent la superposition de ces deux courbes en adoptant un pas de temps de 15 minutes, sur la majorité des points de mesure et pour les quatre séquences pluvieuses de l'été 1982.

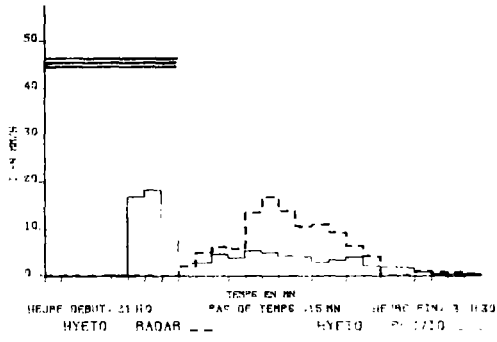
Dans une première étape, deux lois $Z = AR^b$ avaient été utilisées pour cette comparaison, selon les conditions météorologiques. Compte tenu des enseignements du chapitre 4, nous avons par la suite conservé une loi unique, celle de Marshall-Palmer, à partir de laquelle sont évaluées les intensités radar "brutes" prises en compte dans ce paragraphe.

Rappelons qu'un étalonnage de l'antenne a conduit à retirer 6 dBZ aux données enregistrées.

 panne radar

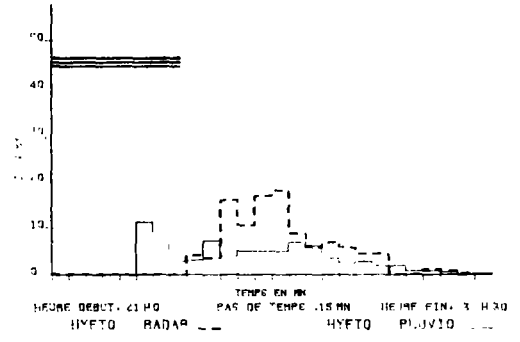
font 5 21.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



font 30 21.7.1982

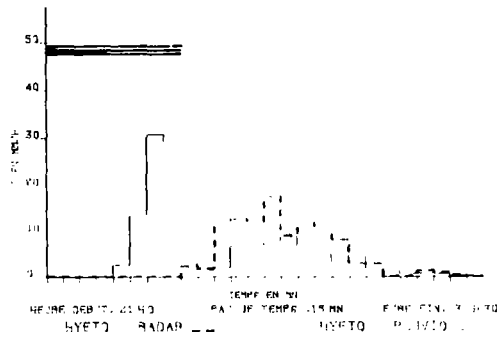
TRACES DES HYETOGRAMMES



A14

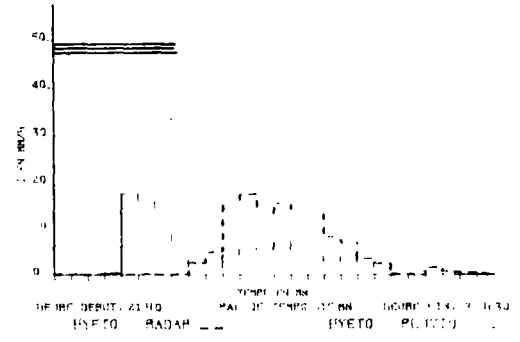
font 16 21.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



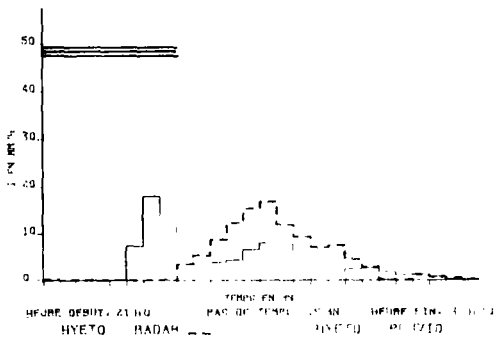
font 1 21.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



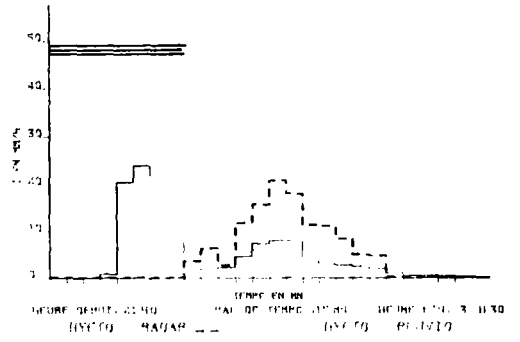
font 10 21.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



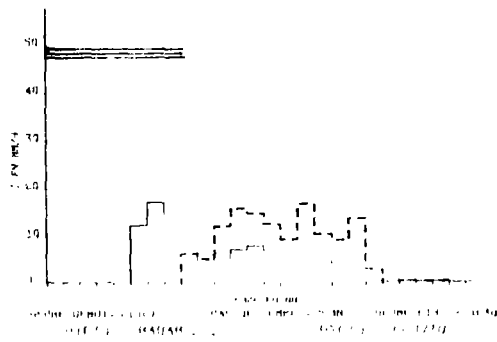
font 2 21.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



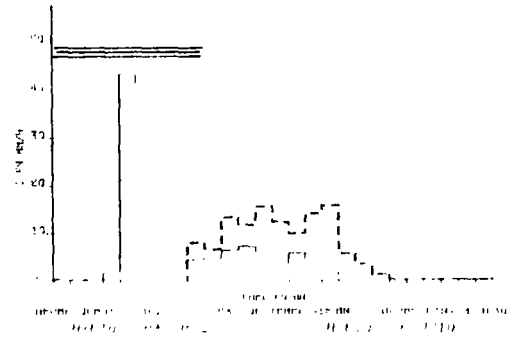
font 9 21.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



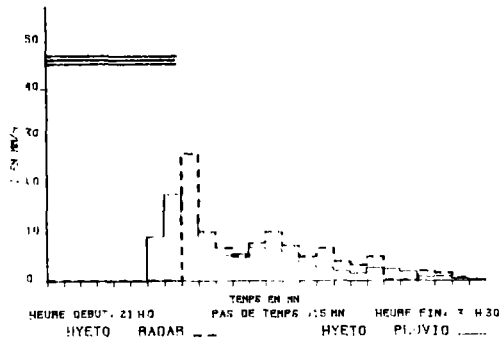
font 17 21.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



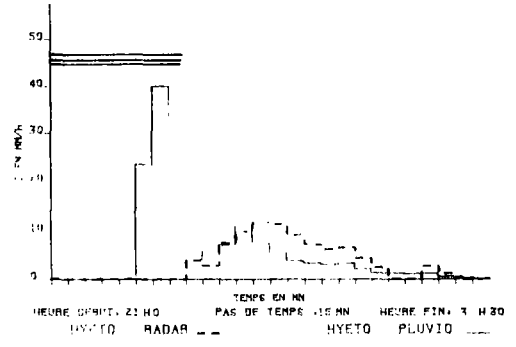
ville 5 21.7. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES



dan 6 21.7. 1982

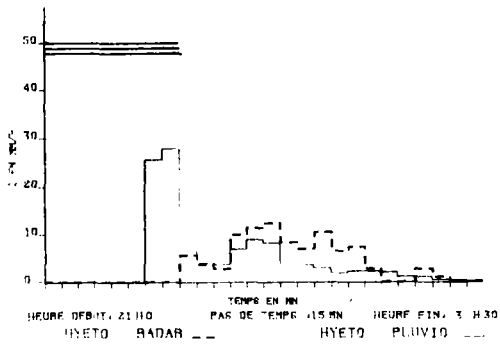
TRACES DES HYETOCRAMMES



A15

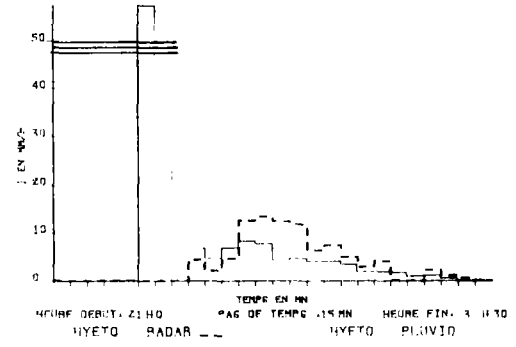
ville 7 21.7. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES



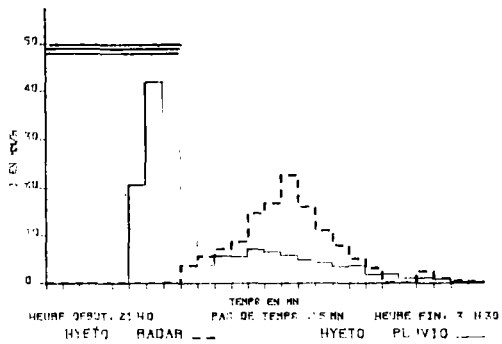
dan 13 21.7. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES



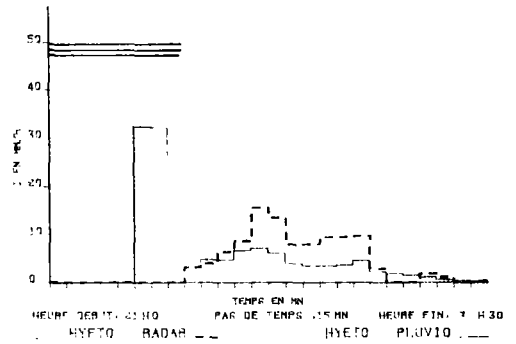
bagu 4 21.7. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES



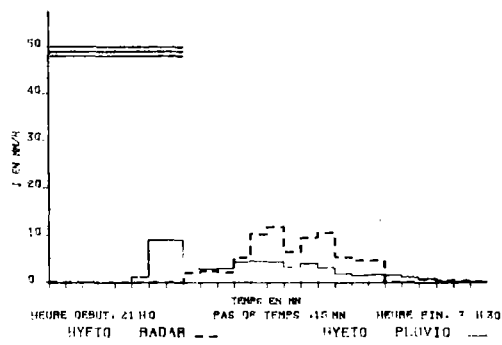
dan 1 21.7. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES



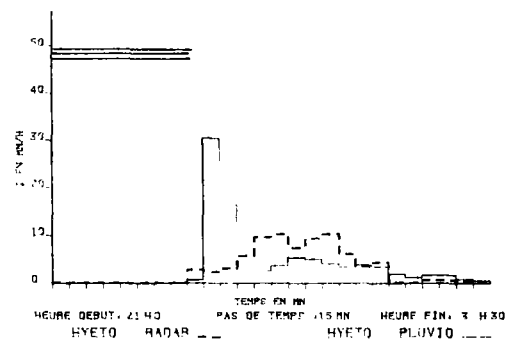
neul 9 21.7. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES



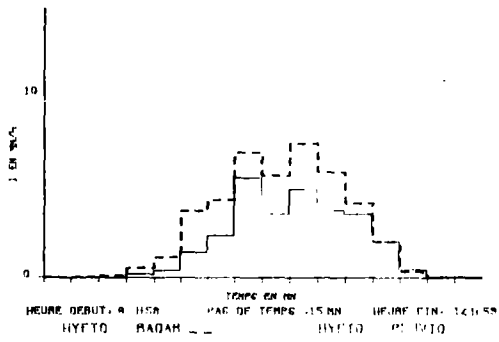
nosy17 21.7. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES



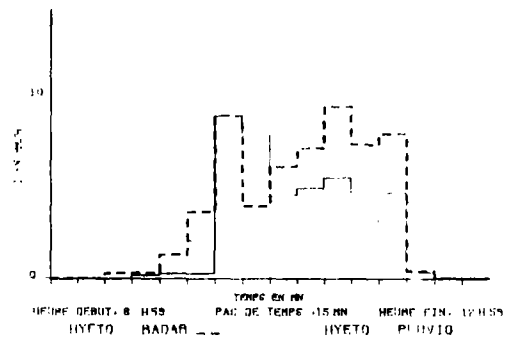
epin 3 30.7.1982

TRACES DES HYETOCGRAMMES



vlll 5 30.7.1982

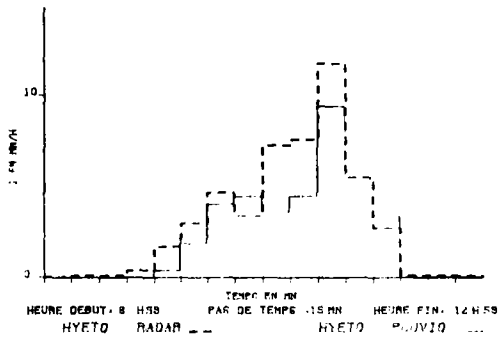
TRACES DES HYETOCGRAMMES



A16

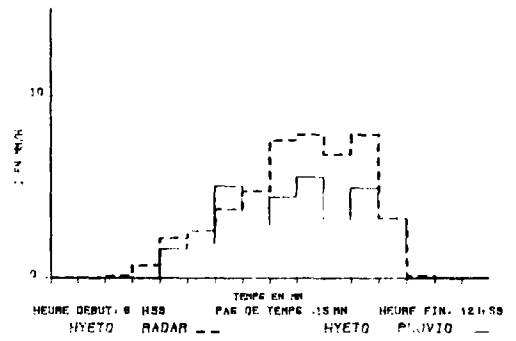
dran 6 30.7.1982

TRACES DES HYETOCGRAMMES



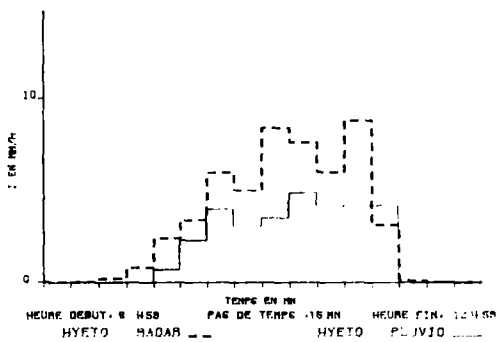
Ulvr 2 30.7.1982

TRACES DES HYETOCGRAMMES



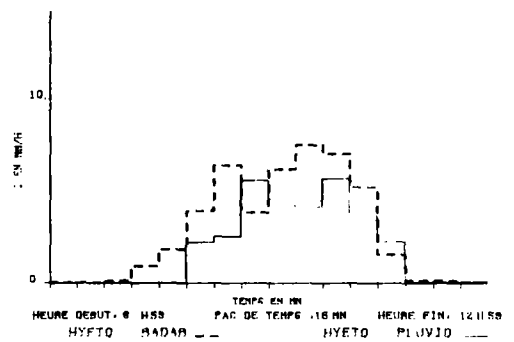
cllc11 30.7.1982

TRACES DES HYETOCGRAMMES



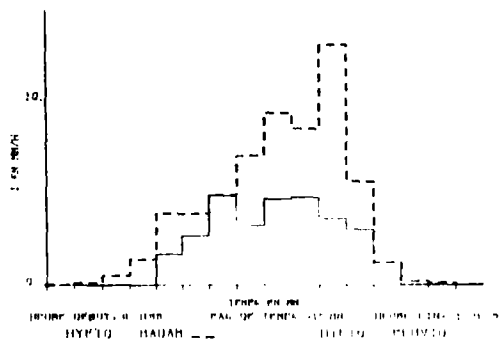
pant12 30.7.1982

TRACES DES HYETOCGRAMMES



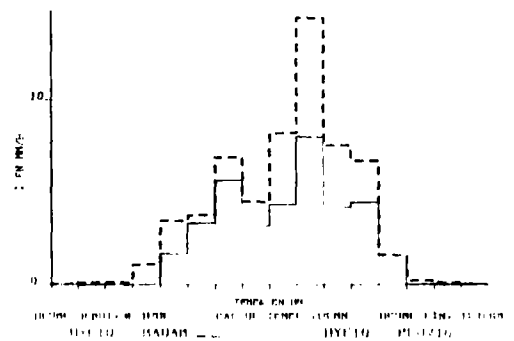
bagn 4 30.7.1982

TRACES DES HYETOCGRAMMES



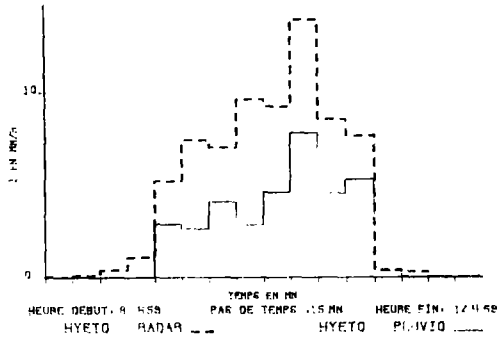
rosn 1 30.7.1982

TRACES DES HYETOCGRAMMES



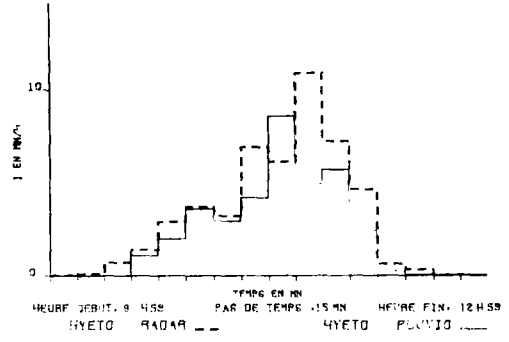
neuf 9 30.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



nosy14 30.7.1982

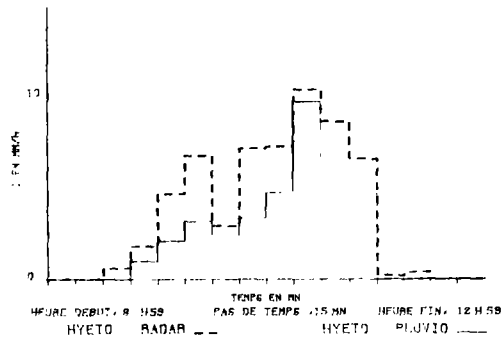
TRACES DES HYETOGRAMMES



A17

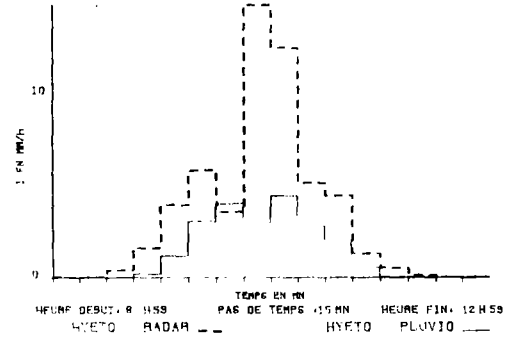
nosy17 30.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



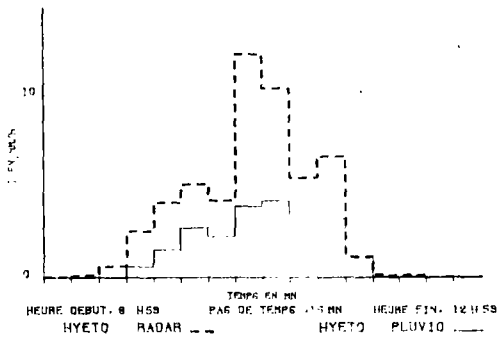
mon30 30.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



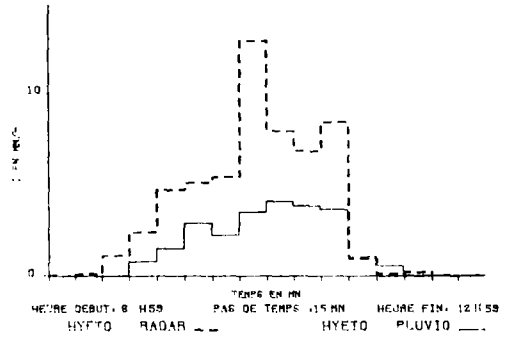
lvry 1 30.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



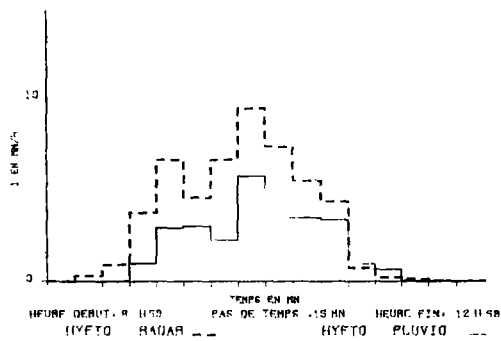
joen10 30.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



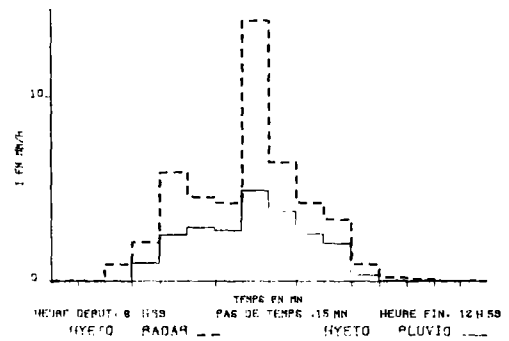
cref13 30.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



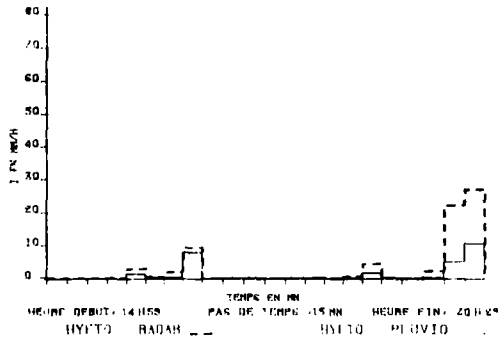
vubr 2 30.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



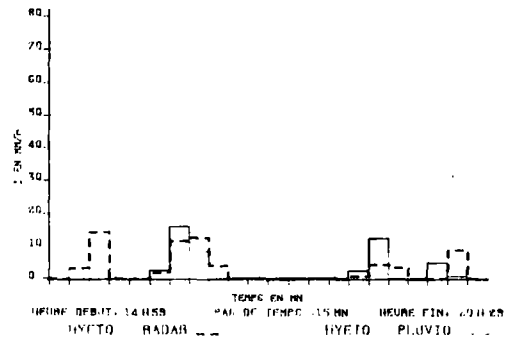
epin 3 30.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



vill 5 30.7.1982

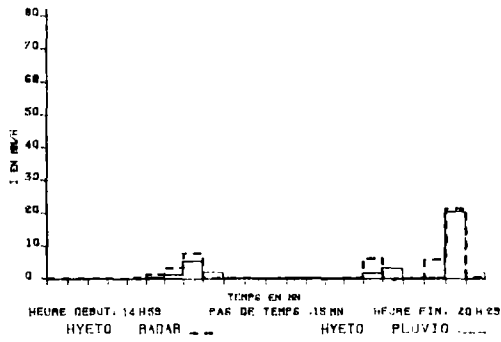
TRACES DES HYETOGRAMMES



A18

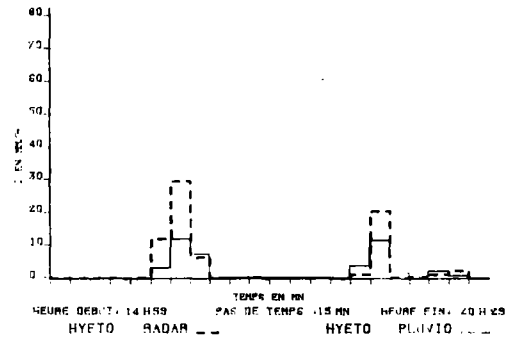
dran 6 30.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



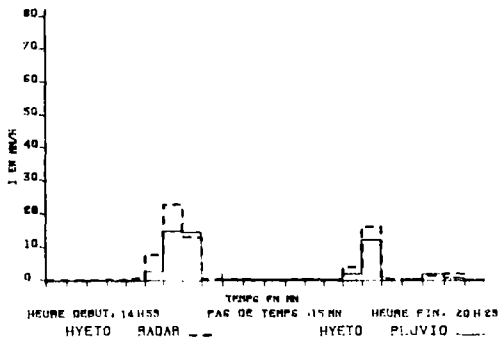
livr 2 30.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



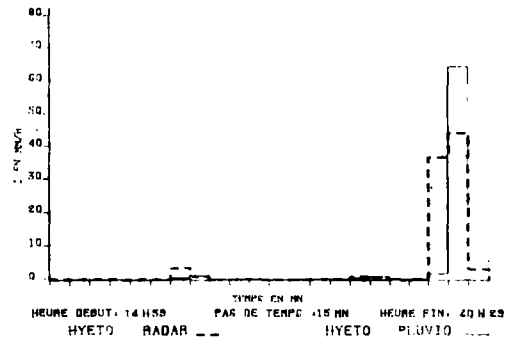
cltcl1 30.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



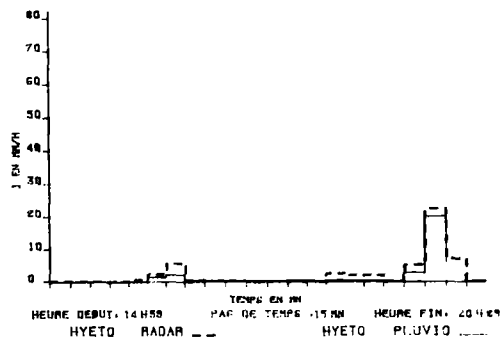
part12 30.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



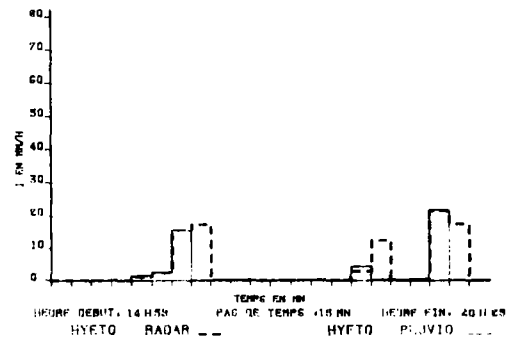
bagn 4 30.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



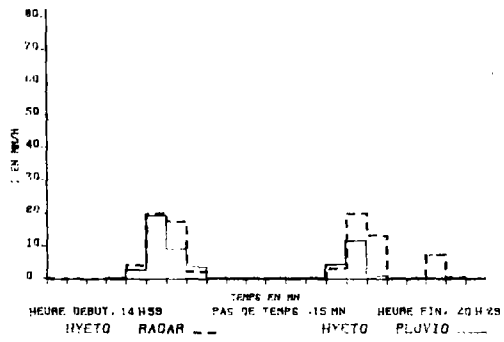
rosn 1 30.7.1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



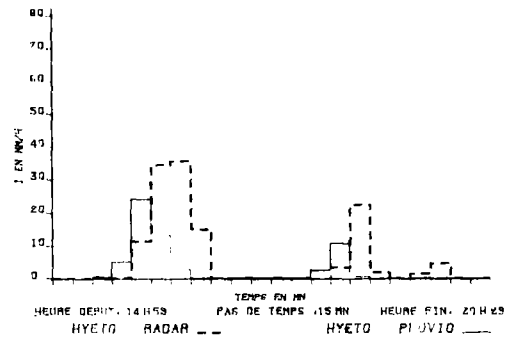
neul 9 30.7. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



nosy14 30.7. 1982

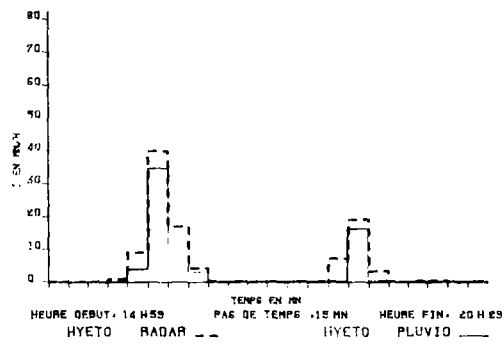
TRACES DES HYETOGRAMMES



A19

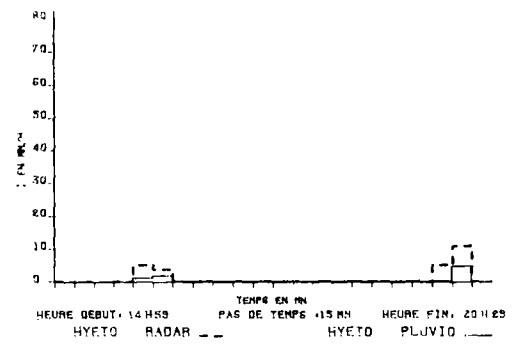
nosy17 30.7. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



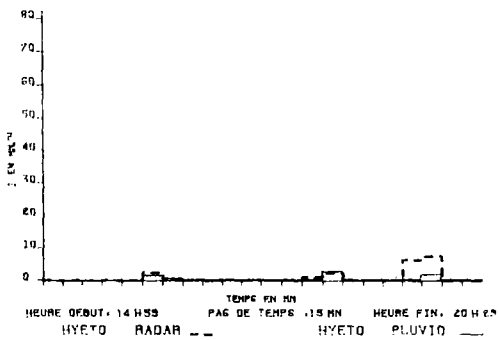
man 30 30.7. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



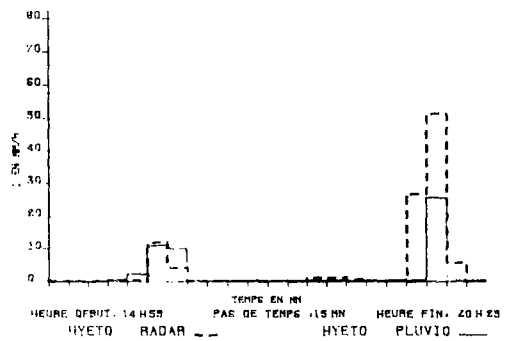
lvny 1 30.7. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



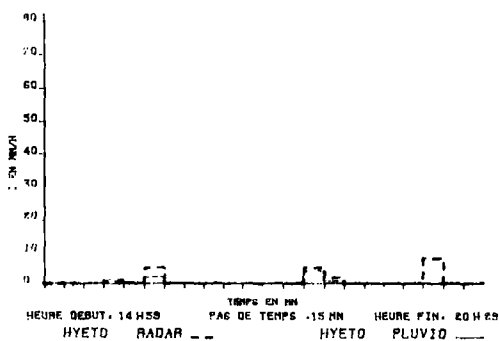
join 10 30.7. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



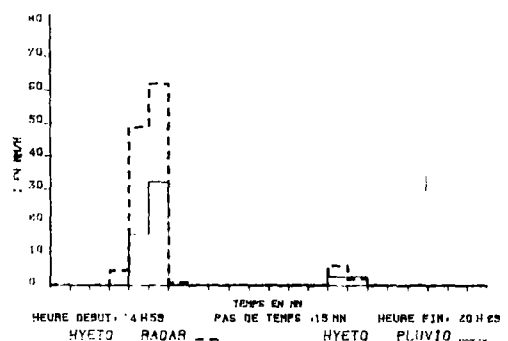
vitr 2 30.7. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



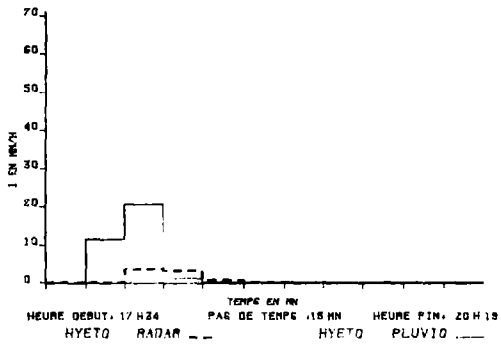
queu 9 30.7. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



neul 9 2. 8. 1982

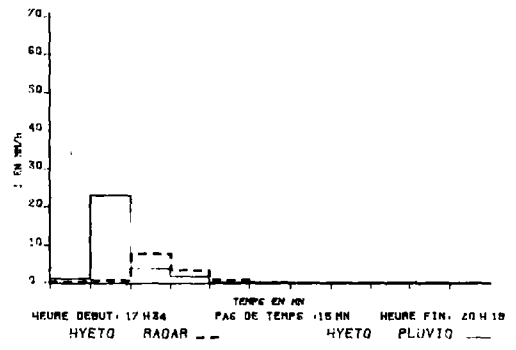
TRACES DES HYETOCRAMMES



A20

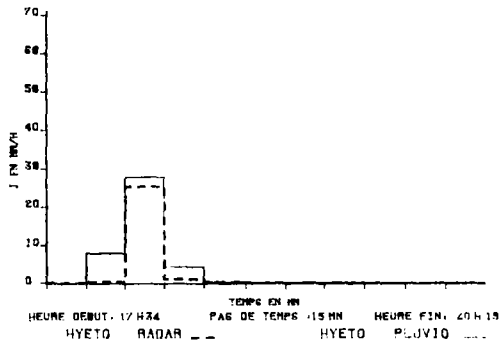
nosy14 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES



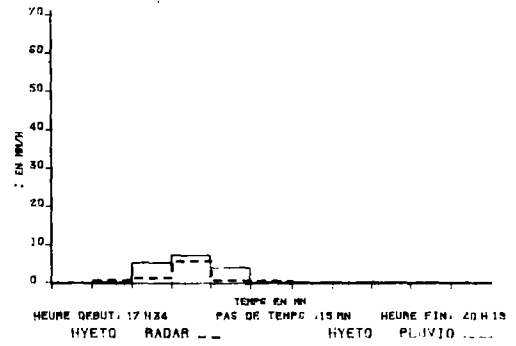
nosy17 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES



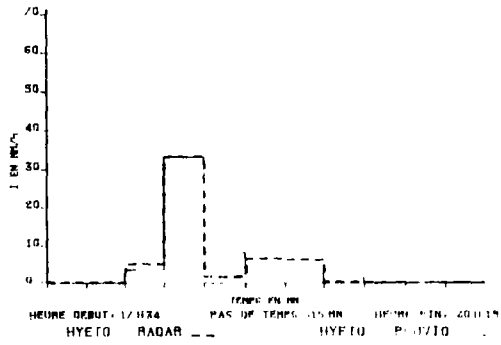
font 5 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES



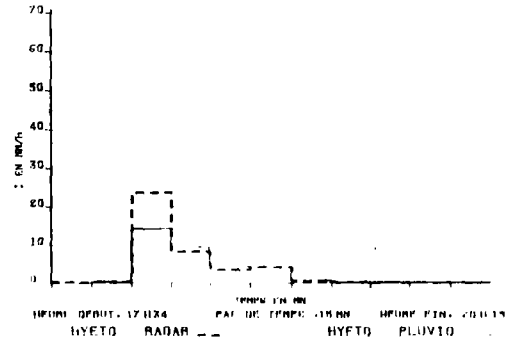
mont30 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES



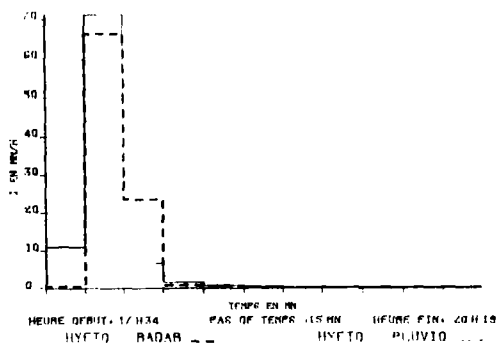
lvry 1 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES



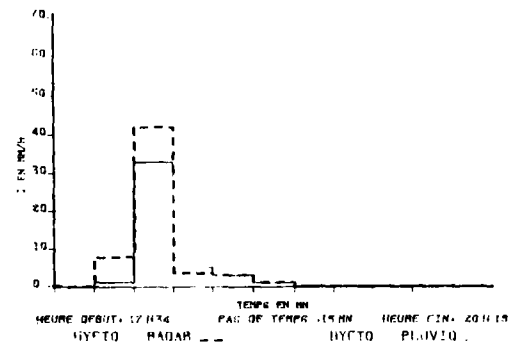
orel 13 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES



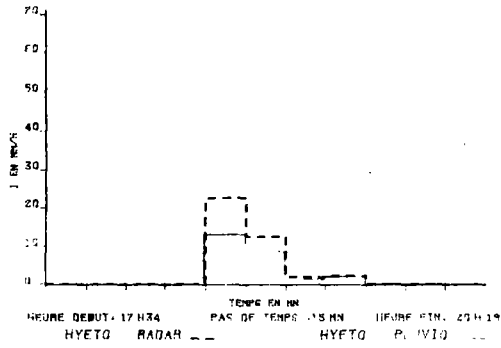
lvry 2 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOCRAMMES



epin 3 2. 8. 1982

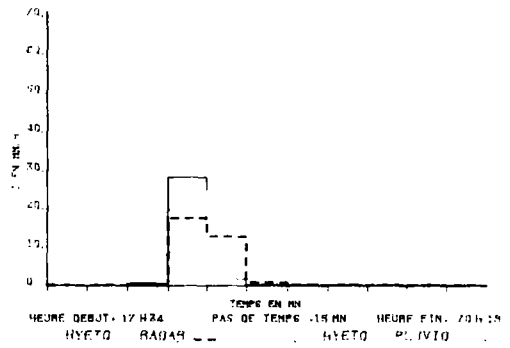
TRACES DES HYETOGRAMMES



A21

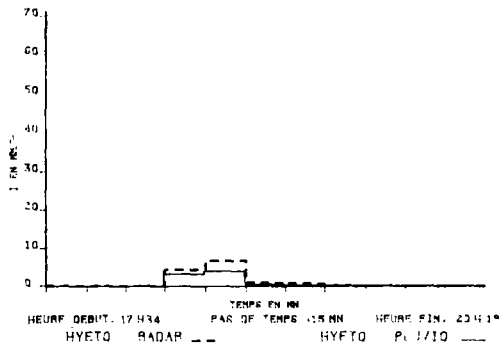
epin 5 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



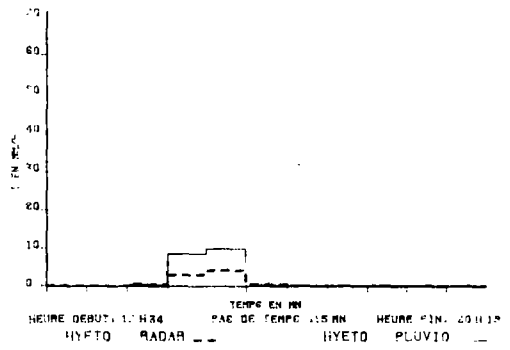
epin 6 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



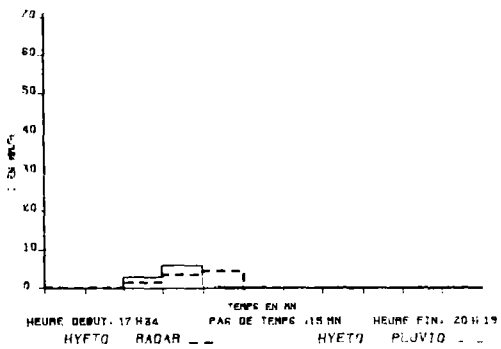
epin 7 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



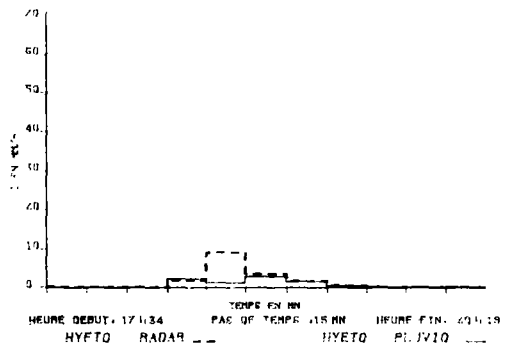
epin 11 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



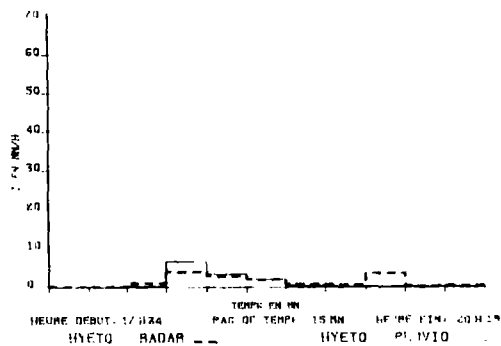
epin 12 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



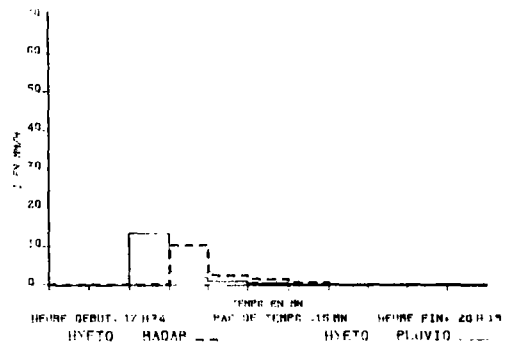
epin 4 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



epin 1 2. 8. 1982

TRACES DES HYETOGRAMMES



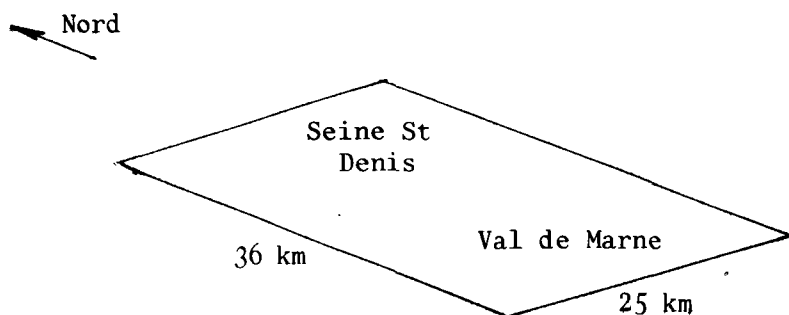
Annexe 3

SEQUENCE PLUVIEUSE DU 30 JUILLET APRES-MIDI

Le déroulement de la séquence pluvieuse du 30 juillet après-midi, succession d'orages convectifs, a été suivi à l'aide du radar sur la zone géographique prise en compte lors de cette étude.

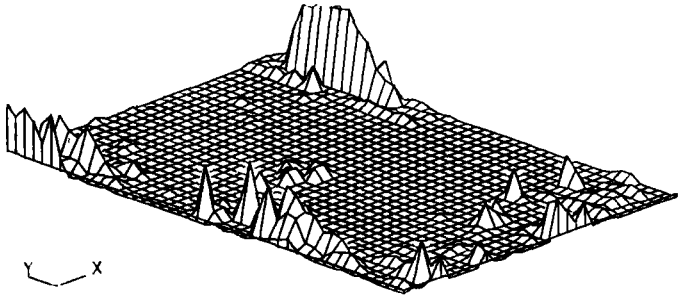
Ce paragraphe retrace ainsi l'évolution des réflectivités moyennes sur un pas de temps de 15 minutes. La visualisation en trois dimensions en facilite la perception.

La succession des figures présentées, nous paraît très illustrative. En effet, elle confirme tout d'abord le caractère très localisé des orages affectant la zone d'étude à cette occasion. Elle nous montre ensuite la grande variabilité des phénomènes pluvieux dans l'espace et dans le temps. Ces observations illustrent et expliquent ainsi les difficultés que nous rencontrons pour reproduire un champ pluvieux, présentant ces propriétés, à l'aide des réseaux denses de pluviographes existant actuellement.



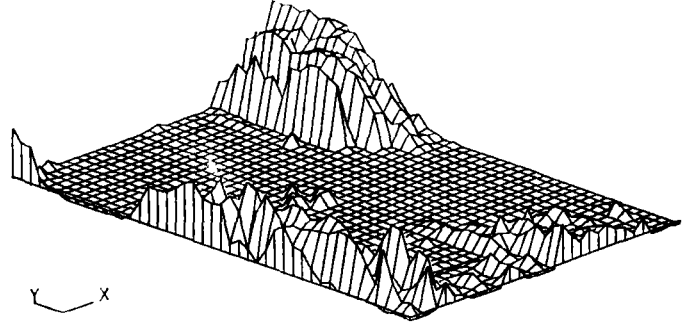
30 07 501R

889 mn



30 07 501R

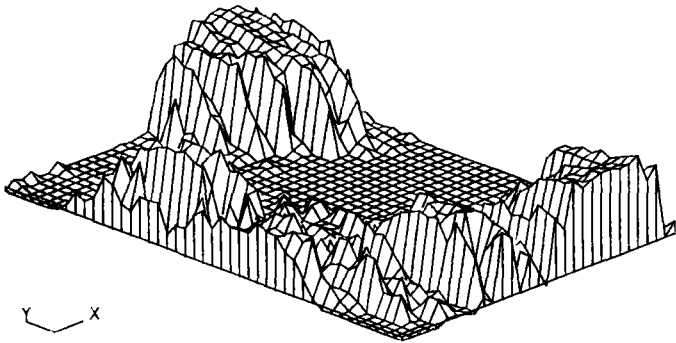
914 mn



A23

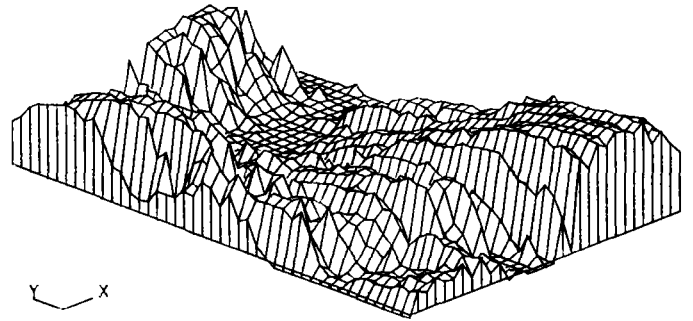
30 07 501R

929 mn



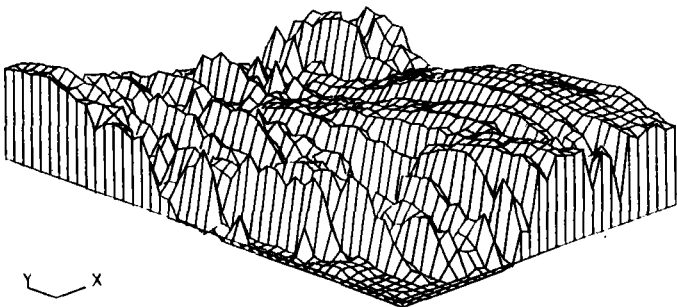
30 07 501R

944 mn



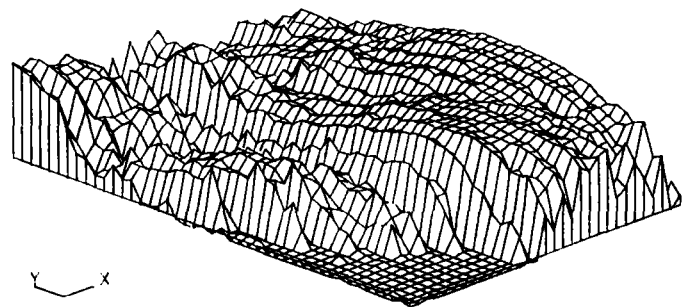
30 07 501R

959 mn



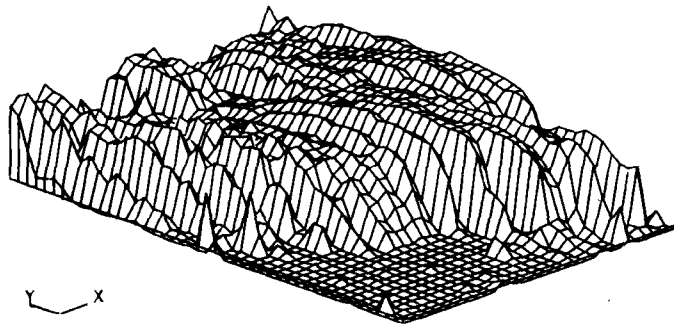
30 07 501R

974 mn



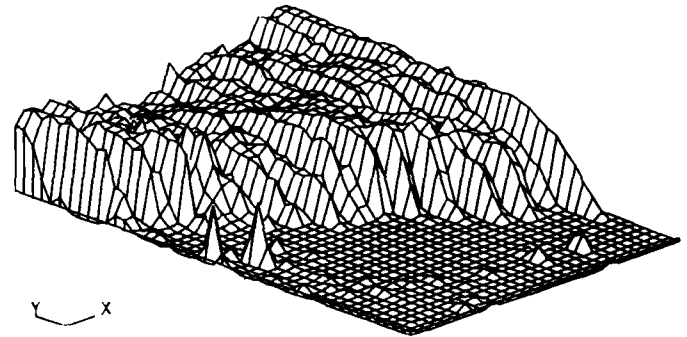
30 07 SOIR

989 mn



30 07 SOIR

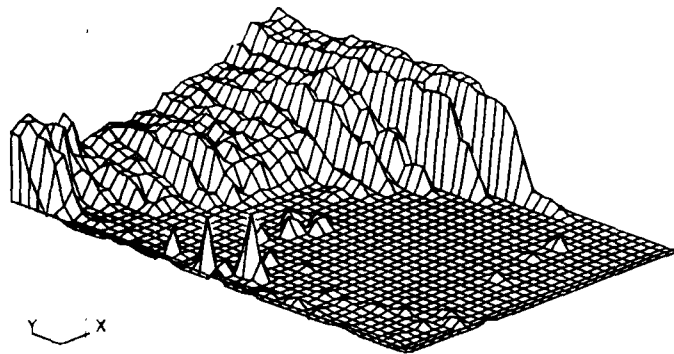
1 004 mn



A24

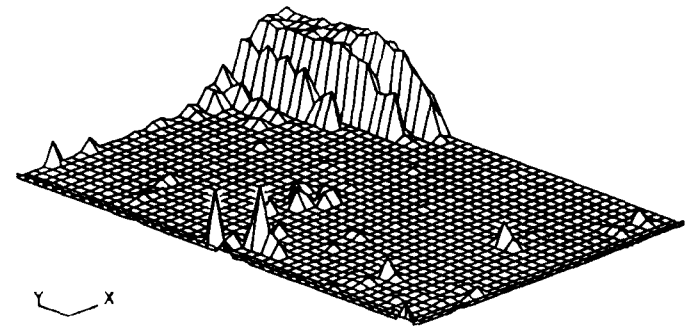
30 07 SOIR

1 019 mn



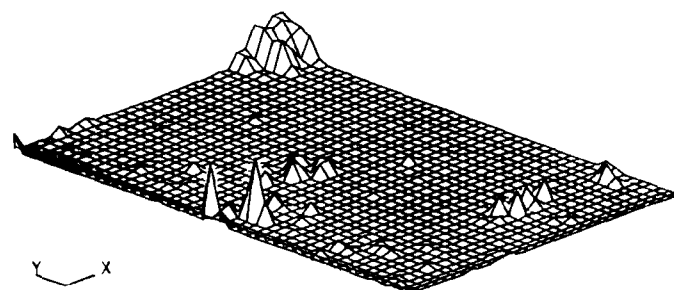
30 07 SOIR

1 034 mn



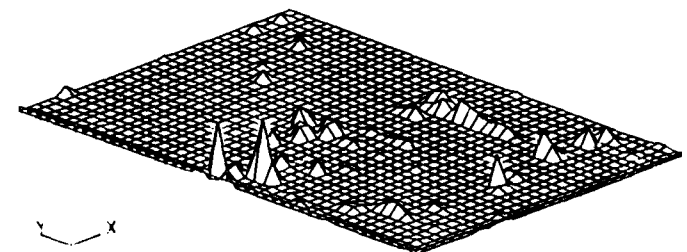
30 07 SOIR

1 049 mn



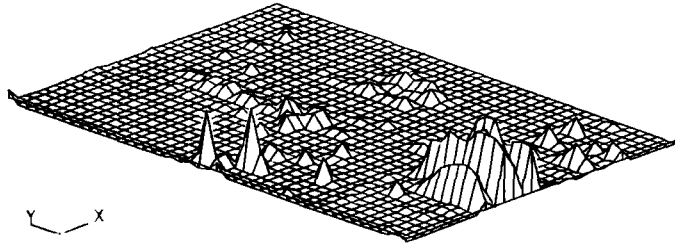
30 07 SOIR

1 064 mn



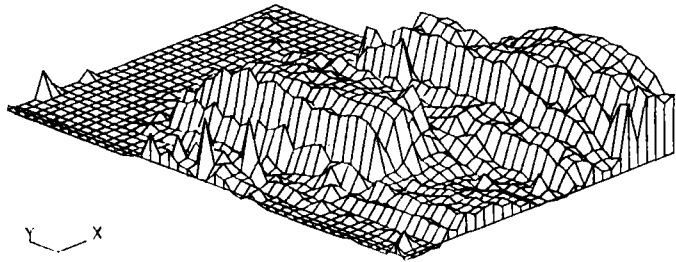
30 07 S01R

1 089 mn



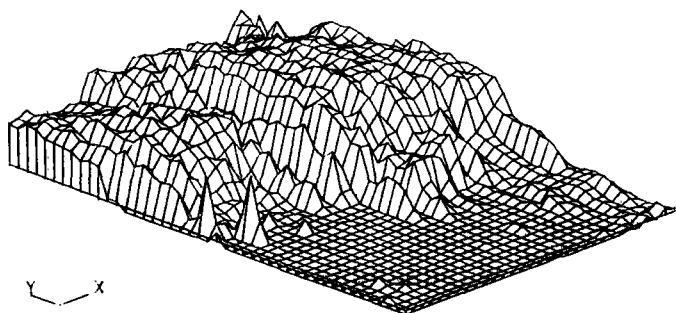
30 07 S01R

1 119 mn



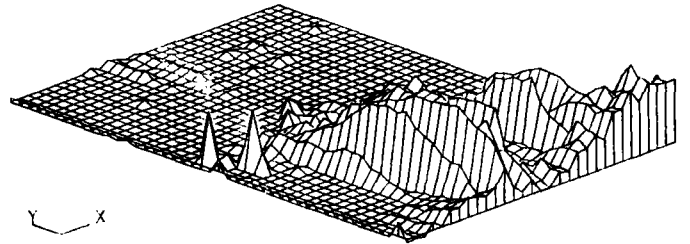
30 07 S01R

1 149 mn



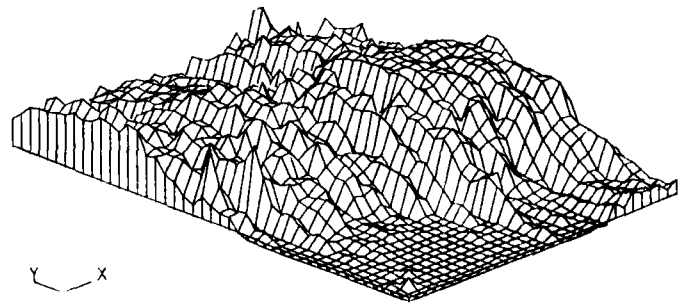
30 07 S01R

1 104 mn



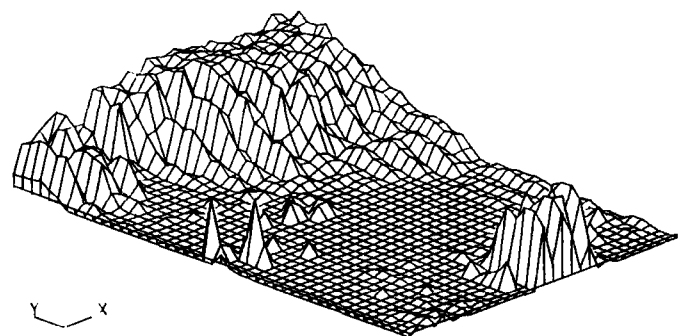
30 07 S01R

1 134 mn



30 07 S01R

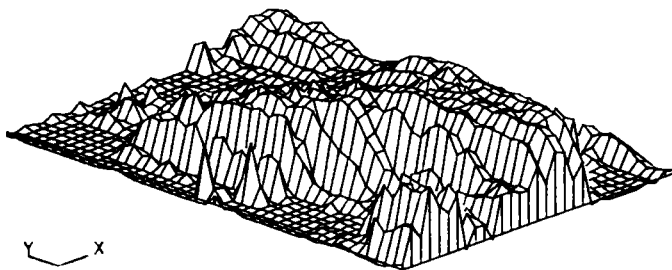
1 164 mn



A25

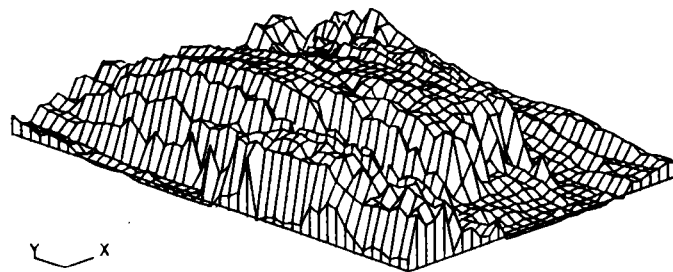
30 07 SOIR

1 179 mn



30 07 SOIR

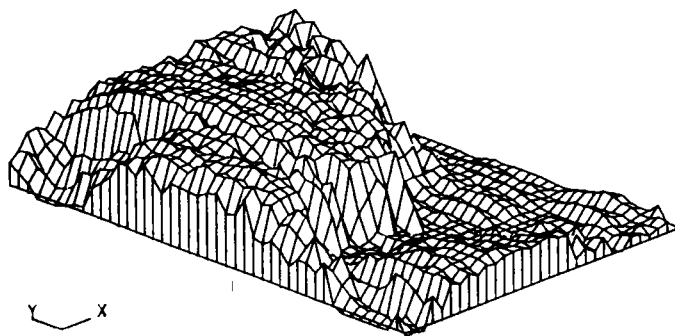
1 194 mn



A26

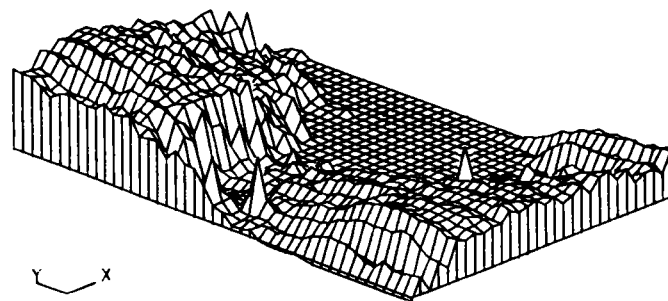
30 07 SOIR

1 209 mn



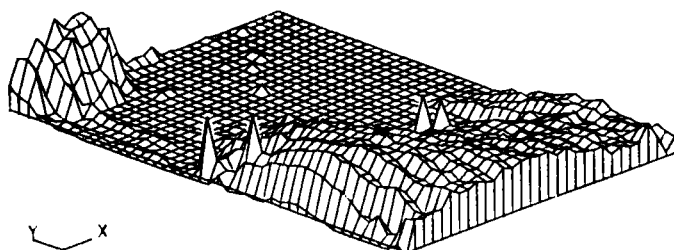
30 07 SOIR

1 224 mn



30 07 SOIR

1 239 mn



1 254 mn