



HAL
open science

Etude de l'impact orographique sur la structure microphysique horizontale et verticale des précipitations

Jimmy Zwiebel

► **To cite this version:**

Jimmy Zwiebel. Etude de l'impact orographique sur la structure microphysique horizontale et verticale des précipitations. Sciences de la Terre. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2015. Français. NNT : 2015CLF22642 . tel-01343430

HAL Id: tel-01343430

<https://theses.hal.science/tel-01343430v1>

Submitted on 8 Jul 2016

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.

N. d'ordre : 2642

UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL
U.F.R. SCIENCE ET TECHNOLOGIE

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES
FONDAMENTALES
N°: 847

THÈSE

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ
spécialité: Sciences de l'Atmosphère

par **ZWIEBEL Jimmy**

Etude de l'impact orographique sur la structure microphysique horizontale et verticale des précipitations

Thèse soutenue le 10 Décembre 2015 devant le jury composé de :

<i>Mr.</i>	BART GEERTS	Professor, Department of Atmospheric Sciences, Univeristy of Wyoming	(Rapporteur)
<i>Mme.</i>	EVELYNE RICHARD	Directrice de Recherche, CNRS, LA, Université Paul Sabatier (Toulouse)	(Rapporteur)
<i>Mr.</i>	LAURENT BARTHES	Maitre de conférence, LATMOS, Université de Versailles Saint Quentin	(Examinateur)
<i>Mme.</i>	SANDRINE ANQUETIN	Directrice de Recherche, CNRS, LTHE, Université Joseph Fourier (Grenoble)	(Co-Directrice)
<i>Mr.</i>	JOEL VAN BAELEN	Directeur de Recherche, CNRS, LAMP, Université Blaise Pascal (Clermont-Ferrand)	(Directeur)
<i>Mr.</i>	WOLFRAM WOBROCK	Professeur, LAMP, Université Blaise Pascal (Clermont-Ferrand)	(Président)



A mes parents,

Remerciements

L'équilibre. Voilà pour moi le mot qui résume parfaitement ces années de doctorat. L'équilibre, c'est ne pas perdre pied et avancer, pas après pas, vers un objectif qu'on s'est donné.

Pour m'accompagner vers cet objectif, j'ai pu compter sur la confiance que m'ont apportée mes directeurs de thèse Joël Van Baelen et Sandrine Anquetin. Je tiens à les remercier chaleureusement pour l'équilibre dans mon travail auquel ils ont chacun grandement participé. Que ce soit sur le terrain et les données d'observations avec Joël, ou ensuite sur la modélisation avec Sandrine, et surtout, pour les nombreuses réunions skype entre Clermont-Ferrand et Grenoble qui ont permis de suivre l'avancement des travaux tout en me laissant la liberté de les conduire à mon rythme. Merci à vous deux.

Un très grand merci à Brice Boudevillain, pour sa disponibilité, sa gentillesse, son implication sur le terrain et tous les échanges que nous avons pu avoir sur les orages, la pluie et les crues. Merci.

Je tiens aussi à remercier celles et ceux qui ont contribué de près ou de loin à la construction de la réflexion autour de mon travail, au détour d'une réunion ou d'une discussion, et en particulier, Yves, Gilles, Wolfram, Christophe.

Je remercie aussi les directeurs successifs du Laboratoire de Météorologie Physique, Wolfram Wobrock et Joël Van Baelen au sein du laboratoire ainsi que le directeur du Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement Thierry Lebel pour l'accueil au cours des journées des doctorants à Grenoble. Je remercie aussi l'ensemble des personnels des laboratoires, Cécile, Florence et Françoise pour m'avoir aidé dans les méandres administratifs, Edouard pour les backup de thèse (et pour les pauses cafés!), Christian et Claude pour les campagnes de montage et démontage des instruments en Ardèche.

Evidemment, la vie de doctorant ne serait pas la même sans les compagnons de doctorat ! Du "plaisir" d'aller au RU jusqu'aux pauses slack/tarot/thés, ces années n'auraient pas été tout à fait pareilles sans Alex, Gweno, Aurélien, Thibaud, Thomas, Max, Laurent, Clémence, Chris-

telle mais aussi sans les derniers arrivés, Kévin, Brice, Pierre, Christina, Antoine, Pamela et Hélène. C'est aussi en dehors du labo que cette ambiance s'est construite, en montagne, sur la neige, autour d'un plateau de jeu ou au bar ! Finalement, les compagnons de doctorat sont devenus des amis.

L'équilibre, il est aussi venu des amis, de la famille, des voyages, de la montagne, des rencontres. Pour la jungle, le feu, la grimpe, les randos, les soirées jeux, les tawas, worms, kaamelott, les dimanche dessins animés/kebab, les manifs, les apéros, la gaillardoise, enhancer et tout le reste... bref, pour la vie à Clermont et autour, un immense UP à Luc, Coco, Elo, Meyo, Babi, Pierrot, Simon, Perrine, Caro, Lilou, Yo, Fiou few, Alex, Damien, Julie.. bref, à tous les colocs de Gaillard et Moinier que j'ai pu croiser, aux amis des colocs, aux amis des amis des colocs et aux toutous!!

Pour l'équilibre sur des sangles de toutes tailles, de toutes longueurs, au dessus de l'eau ou au dessus du vide, Merci aux slackeurs de FreeDomeLine, les bons Doud, Vivus, Raph, Lolo, Clément, Amaury, Nathanael et à tous ceux que j'ai eu l'occasion de croiser sur une slack !

Coeur avec les doigts à la team SDB, Frankois, Sam, Papi chul, le Local, Paulin, sans oublier les autres compères grenoblois exilés un peu partout, Mert'hein, Benji, Nico, Mike, Axellemoute, Palo, Duf, Rémi et tous les autres !

Gros UP aux gros de Paris, en particulier à Poulpe et Vo (fbrapoc4life), à la Vpteam (La Moule, Chichounet, don Fredo, JA, le Dwarf, Sarounette), au gros du chesnay et de Versailles, on se voit moins souvent, mais c'est toujours bien !

Pour finir, je ne remercierai jamais assez mes parents, qui m'ont toujours encouragé et accompagné dans mes choix: ce mémoire, c'est aussi le vôtre. A mon frère et ma soeur pour la complicité qui nous unit. A toute ma famille qui m'a soutenu et suivi pendant ces années. A nutnut le chat fou.

Résumé

Etude de l'impact orographique sur la structure microphysique horizontale et verticale des précipitations

Au cours de l'automne 2012, un réseau d'observation très complémentaire a été déployé dans la région des Cévennes pour la période d'observation spéciale (SOP) du projet HyMeX. Ce réseau d'observation a été spécifiquement élaboré afin d'étudier la structure et l'hétérogénéité des précipitations et en particulier, l'impact du relief sur cette structure.

Dans un premier temps, l'analyse de la distribution des gouttes de pluie (DSD) au sol et le long d'un profil vertical à partir des observations nous permet de décrire précisément la structure des précipitations le long d'un gradient topographique.

Afin de comprendre l'influence du relief sur cette structure, nous nous concentrons sur les processus microphysique associés à la structure des précipitations. Pour ce faire, nous définissons trois régime de pluie et étudions l'évolution verticale de la DSD le long du gradient topographique. Les variations en nombre ou en taille dans la DSD peuvent être associées à différents processus microphysiques ou dynamiques.

Pour finir, nous estimons la capacité d'un modèle paramétré de l'atmosphère tel que WRF à représenter la structure des précipitations et les processus associés dans une zone de montagne.

Mots Clefs

Précipitation, DSD, relief, modélisation atmosphérique, MicroRain Radar, Radar bande X, Processus microphysiques.

Abstract

Study of orographic impact on the horizontal and vertical structure of rainfall.

During Fall 2012, a complementary observational network has been deployed in the Cévennes region (South of France) for the Special Observation Period (SOP) of the HyMeX project. This network has been specifically designed to study the structure and heterogeneity of precipitations and, in particular, the impact of orography on this structure.

Firstly, the analysis of the Drop Size Distribution (DSD) at the ground et along a vertical profile from ground observations allow us to describe precisely the rainfall structure along a topographical gradient.

In order to understand the influence of a relief on this structure, we focus our study on the microphysical process associated with the structure of precipitations. To do so, we define three rainfall regime et study the vertical evolution of the DSD along the topographical gradient. Variations in number and size of the DSD can be associated with different microphysical or dynamical process.

Finally, we estimate the capacity of a bulk atmospheric model such as WRF to represent the rainfall structure and associated mechanisms above a mountainous area.

keywords

Rainfall, DSD, mountainous terrain, atmospheric model, MicroRain Radar, X-band weather radar, microphysical processes.

Table des matières

Table des matières	9
Table des figures	11
Liste des tableaux	17
1 Introduction	19
1.1 Eléments de météorologie en région de montagne	19
1.1.1 La formation des nuages	19
1.1.2 L'influence de l'orographie sur la formation des nuages et sur les précipitations.	22
1.2 Structure à fine échelle des précipitations	25
1.2.1 La distributions des gouttes de pluie (DSD)	25
1.2.2 Paramétrisation de la DSD	26
1.2.3 Evolution de la DSD et processus associés	29
1.2.4 DSD en zone de relief	32
1.3 Objectifs de la thèse	36
2 Réseau d'observation et données	39
2.1 Région Cévennes-Vivarais - HyMeX	39
2.1.1 Région Cévennes-Vivarais	39
2.1.2 Climatologie et météorologie de la région Cévennes-Vivarais	40
2.1.3 Une région à enjeux	44
2.1.4 HyMeX - SOP 2012	46
2.2 Réseau d'observation - Mesures directes	48
2.2.1 Réseau de pluviomètres	48
2.2.2 Réseau de disdromètres	49
2.3 Réseau d'observation - Mesures indirectes	50
2.3.1 Réseau Radar	50
2.3.2 Réseau MRR	57
2.4 Synergie instrumentale	59
3 Observation de la structure des précipitations	63
3.1 IOP7a - Cas d'étude	63
3.1.1 Conditions synoptiques	64
3.1.2 Observation de la dynamique de l'évènement	65
3.1.3 DSD au sol	68
3.1.4 Profil vertical de DSD	73
3.2 SOP 2012	79

3.2.1	Evènement SOP 2012	80
3.2.2	DSD au sol	81
3.2.3	Profil vertical de DSD	83
3.3	Comparaison entre l'IOP7a et la SOP	90
3.3.1	Comparaison des profils verticaux de LWC et N_t	90
3.3.2	Comparaison des synthèses sur les processus associés.	91
3.4	Conclusions	95
4	Modélisation de la structure des précipitations et étude des processus micro-physiques associés	97
4.1	Modélisation de la DSD	97
4.1.1	DSD formulation basée sur N_t et D_c	97
4.1.2	Estimation des paramètres λ et μ	99
4.1.3	Comparaison DSD modélisée et DSD observée	100
4.1.4	Evaluation de la DSD modélisée en fixant $\mu = 0$	102
4.2	Simulation numérique - Modèle WRF	105
4.2.1	Le modèle WRF	106
4.2.2	Etudes de cas	111
4.3	DSD calculée à partir du modèle WRF	121
4.3.1	Calcul des spectres	121
4.3.2	DSD au sol	122
4.3.3	Profils verticaux de la DSD restituée à partir des variables simulées . . .	125
4.3.4	Synthèse des processus	126
4.4	Quelle est la représentativité de la DSD calculée à partir d'un modèle bulk? . .	128
4.4.1	Profils moyens des variables microphysiques et dynamiques	128
4.4.2	Variabilités des variables microphysiques et dynamiques	133
4.5	Conclusions	137
5	Conclusions et perspectives	139
5.1	Sur la structure horizontale et verticale des précipitations	140
5.2	Sur les processus associés à la structure de la pluie.	141
5.3	Sur la simulation numérique de la structure des précipitations	142
5.4	Perspectives	144
	Bibliographie	147
	A Définition des paliers	159
	B Attribution des processus	163
	C Profil vertical de DSD - IOP7a	165
	D Profil vertical de DSD - SOP1-1	169
	E Profil vertical de DSD - WRF	173
	F Observations cas 2013	177

Table des figures

1.1	Stabilité et instabilité de la stratification verticale de l’atmosphère, cas d’atmosphère stable (a), cas d’instabilité absolue (b) et cas d’instabilité conditionnelle (c). Les lignes jaunes représentent l’échelle de température. Les courbes rouges représentent la variation de la température dans l’atmosphère. Les courbes pointillées représentent l’adiabatique sèche de la parcelle d’air. Les courbes tiretées représentent l’adiabatique saturée. La courbe bleue (c) représente le trajet de la parcelle non saturée puis à saturation.	21
1.2	Processus de formation des précipitations par le relief pour un soulèvement stable (a), un soulèvement instable (b), un soulèvement dû aux ondes de gravité (c), convergence par contournement (d), convection en amont du flux bloqué (e), réchauffement thermique (f) et le processus de “seeder-feeder” (g). Adapté de Houze (1993)	24
1.3	Exemples de distributions gamma pour trois valeurs de μ avec un contenu en eau liquide $LWC = 1 \text{ g.m}^{-3}$ et le diamètre volumique médian $D_0 = 2 \text{ mm}$. Extrait de Ulbrich (1983)	27
1.4	Modification de la DSD par différents mécanismes microphysiques: coalescence (a), break-up (b), coalescence et break-up (c), accréation (d); dynamiques: courant ascendant (d), courant descendant (g); et thermodynamique: évaporation (f). Extrait de Rosenfeld et Ulbrich (2003)	33
1.5	Modèle conceptuel des processus de précipitations orographiques dans le cas d’une masse d’air stable bloquée (a) et dans le cas d’une masse d’air instable qui franchit le relief (b). Extrait de Medina et Houze (2003)	34
1.6	comparaison des DSD normalisées obtenues à partir des MRR situés en vallée (HCC) et sur la crête (PK) durant le déploiement à l’automne. Extrait de Prat et Barros (2010)	35
2.1	Localisation de la région Cévennes-Vivarais (gauche) avec les massifs des Cévennes et du Vivarais (contours blancs et rouges) et zoom sur la topographie de la région (droite), les villes sont représentées par des carrés noirs, les sommets par des triangle blancs. Les lignes rouges délimitent les zones de montagne (1), de transition (2) et de plaine (3)	39
2.2	Mediane des maxima annuels de l’intensité pluviométrique horaire (a) et journalière (b) (isocontours). Les lettres A-I représentent les indices des 10 maxima de pluie horaire et journalière. La topographie de la région est en nuance de gris. Molinié et al. 2012	42
2.3	Image satellite Visible (gauche) et InfraRouge (droite) de L’orage en V du 19 Septembre 2014	43

2.4	Zones cibles autour du bassin Méditerranéen (a), détail du réseau étendu sur la zone cible Cévennes-Vivarais avec les transect en lignes pointillées (cadre rouge) (b), détail du réseau déployé sur le Sud de l'Ardèche autour du supersite H-Piconet de l'OHMCV (cadre bleu) (c)	47
2.5	Principe de fonctionnement du spectropluviomètre optique OTT Parsivel	50
2.6	Représentation du traitement des données du disdromètre. Les gouttes dont les diamètres et les vitesses terminales se situent entre les deux courbes vertes sont gardées, les autres sont exclues. La courbe noire représente la relation entre le diamètre et la vitesse de chute de goutte définie par Atlas et al. (1973)	51
2.7	Principe de fonctionnement du radar météorologique. L'onde émise est représentée en rouge et est définie par sa longueur d'onde λ , sa durée d'émission τ , et sa fréquence f . Le volume jaune définit le volume d'échantillonnage.	53
2.8	Illustration des échos de sols dûs aux lobes secondaires du faisceau émis par le radar et du blocage partiel du faisceau principal	54
2.9	Modulation de la fréquence émise par le radar MRR (Chadwick et al. 1976b)	57
2.10	Schéma du dispositif expérimental déployé en Ardèche illustrant la synergie entre les différents instruments installés dans la zone d'étude.	60
2.11	Echelles spatio-temporelle des mesures des instruments mis au regard des différentes échelles de précipitations et des processus atmosphériques. Adapté de Orlandi (1975)	61
3.1	Analyse GFS (NOAA) à 0000 UTC le 26 septembre 2012 présentant les contours de géopotential à 500hPa et la température [°C] correspondant à l'échelle de couleurs (a), la température [°C] suivant l'échelle de couleurs, les vecteurs de vent [m.s ⁻¹] à 950 hPa et la CAPE en surface [J.kg ⁻¹] en contours (b). Les carrés rouges représentent la zone d'étude et les zones blanches les zones de relief	64
3.2	PPI de la réflectivité (dBz) du 26 septembre 2012 entre 0015 et 0030 UTC par pas de temps de 5 minutes (a à d) du radar X de la Bombine. Les cercles rouges indiquent les épaulements de déclenchement des bandes orographiques	66
3.3	PPI de la réflectivité (dBz) du 26 septembre 2012 à 0600 UTC (a et e), 0700 UTC (b et f), 0900 UTC (c et g) et 1500 UTC (d et h) des radars X de la Bombine (gauche) et du Chade (droite). Les radars sont localisés par les cercles blancs, les disdromètres par les pentagones blancs et les MRR par les flèches blanches.	67
3.4	Intensité des précipitations et cumul des précipitations (trait épais) mesurés à partir des disdromètres le 26 septembre 2012.	68
3.5	Cumul des précipitations sur 24h krigés (Delrieu et al., 2014) à partir des données des pluviomètres horaires et des données radar.	68
3.6	Paramètre de concentration des gouttes N^* en fonction du diamètre caractéristique D_c pour la période convective matinale de l'évènement (a et c) et pour la période stratiforme de l'après-midi (b et d). (c) et (d) correspondent à la représentation des données par les ellipses de confiance à 95% et leur centre de gravité pour une meilleure lisibilité	70
3.7	DSD observée moyenne au sol obtenue à partir du réseau de disdromètres pour l'IOP7a (a), les pluies faibles (b), les pluies modérées (c) et les pluies fortes (d)	72
3.8	Evolution verticale du paramètre N^* en fonction du diamètre caractéristique D_c le long du transect de MRR pour la période de l'après-midi (AFT) à différentes altitudes: de 3000 m à 2000 m (a), de 2000 m à 1000 m (b) et de 1000 m d'altitude au sol (c)	74

3.9	Profil vertical du LWC moyen normalisé pour l'IOP7a obtenu à partir du réseau MRR (courbes) et du réseau de disdromètres (croix) pour le régime de pluie faible (LR)	75
3.10	Evolution verticale de la DSD observée moyenne obtenues à partir du transect de MRR à différentes altitudes pour les pluies faibles sur la montagne (a), la transition (b) et la plaine (c).	76
3.11	Hierarchie des processus microphysiques le long du transect d'instruments. Le code couleur indique les différents régimes de précipitations. Le trait continu noir représente la topographie moyenne le long du transect.	79
3.12	Paramètre de concentration des gouttes N^* en fonction du diamètre caractéristique D_c généralisé pour l'ensemble des événements de la SOP1-1 pour le régime de pluie faible (a), de pluie modérée (b) et de pluie forte (c)	82
3.13	DSD observée moyenne au sol obtenue à partir du réseau de disdromètres sur l'ensemble des événements de la SOP1-1 pour le régime de pluie faible (a), de pluie modérée (b) et de pluie forte (c)	83
3.14	Evolution verticale du paramètre N^* en fonction du diamètre caractéristique D_c le long du transect de MRR et généralisé sur plusieurs événements de la SOP1-1 pour les pluies faibles et à différentes altitudes: de 3000 à 2000 m (a), de 2000 à 1000 m (b) et de 1000 m d'altitude jusqu'au sol (c).	85
3.15	Profil vertical du LWC moyen normalisé sur l'ensemble de la SOP1-1 obtenu à partir du réseau de MRR (courbes) et du réseau de disdromètre (croix) pour le régime de pluie faible (LR)	86
3.16	Evolution verticale de la DSD observée moyenne obtenue avec les observations du réseau de MRR à différentes altitudes pour les pluies faibles sur la montagne (a), la transition (b) et la plaine (c).	87
3.17	Hierarchisation des processus microphysiques le long du transect d'instruments. Le code couleur indique les différents régimes de précipitations. Le trait continu noir represente la topographie moyenne le long du transect.	89
3.18	Comparaison des profils verticaux de LWC moyens normalisés pour l'IOP7a (gauche) et sur l'ensemble de la SOP1-1 (droite), pour les différents régimes de pluie: pluies faibles (a et d), pluies modérées (b et e) et les pluies fortes (c et f)	92
3.19	Comparaison des profils verticaux de N_t moyens pour l'IOP7a (gauche) et sur l'ensemble de la SOP (droite), pour les différents régimes de pluie: pluies faibles (a et d), pluies modérées (b et e) et les pluies fortes (c et f)	93
3.20	Comparaison des hypothèses de synthèse sur les processus conduisant à la structure horizontale des précipitations pour l'IOP7a (haut) et sur l'ensemble de la SOP (bas)	94
4.1	Valeurs estimées de λ et μ pour le disdromètre de la zone de montagne (a), le disdromètre de la zone de transition (b) et le disdromètre de la zone de plaine (c). La droite rouge représente la relation d'auto-cohérence $\lambda = \mu + 4$	100
4.2	Comparaison DSD observées (lignes continues) et DSD modélisées (lignes discontinues) moyennées sur l'ensemble de la SOP1-1 (a), pour les pluies faibles (LR) (b), les pluies modérées (MR) (c) et les pluies fortes (HR) (d)	101
4.3	Coefficient de corrélation entre la DSD observée et la DSD modélisée en fonction du diamètre pour les différents régimes de pluie à partir des disdromètres de montagne (a), de transition (b) et de plaine (c)	103

4.4	Biais entre la DSD observée et la DSD modélisée en fonction du diamètre pour les différents régimes de pluie à partir des disdromètres de montagne (a), de transition (b) et de plaine (c)	104
4.5	Comparaison DSD observées (lignes continues) et DSD modélisées avec $\mu = 0$ (lignes discontinues) moyennées sur l'ensemble de la SOP1-1 (a), pour les pluies faibles (LR) (b), les pluies modérées (MR) (c) et les pluies fortes (HR) (d) . . .	105
4.6	Coefficient de corrélation entre la DSD observée et la DSD modélisée avec $\mu = 0$ en fonction du diamètre pour les différents régimes de pluie à partir des disdromètres de montagne (a), de transition (b) et de plaine(c)	106
4.7	Biais entre la DSD observée et la DSD modélisée $\mu = 0$ en fonction du diamètre pour les différents régimes de pluie à partir des disdromètres de montagne (a), de transition (b) et de plaine(c)	107
4.8	Organisation des modules du modèle WRF	108
4.9	Représentation du domaine 1 utilisé pour la simulation numérique avec le modèle WRF. Le domaine 2 est défini par le rectangle rouge et le domaine 3 par le rectangle bleu	109
4.10	Définition des niveaux verticaux du sol à 10 km d'altitude	111
4.11	Cumul des précipitations simulées sur 24 heures du 26 Septembre 2012 00h au 27 Septembre 2012 00h à partir des données IFS (a), GFS (b) et pour les pluies krigées (c)	113
4.12	Moyenne horaire des précipitations observées (courbes pointillées) et simulées (courbes pleines) pour la simulation de l'IOP7a à partir de des analyses ECMWF-IFS (a) et GFS (b)	114
4.13	Carte d'analyse des fronts et isobars le 22 Octobre 2013 à 18h (UTC) (Source: Météo-France)	115
4.14	Cumul des précipitations entre le 22 Octobre 2013 00h (UTC) et le 23 Octobre 2013 18h (UTC) pour la simulation WRF (a) et pour les pluies krigées (b) . . .	116
4.15	Description de l'élaboration d'un RTI (Extrait de Yates (2006))	117
4.16	RTI réalisés suivant des coupes horizontales Ouest-Est pour WRF (en haut) et les pluies krigées (en bas) au niveau de la station de La Souche (a et b), de St-Mélany (c et d) et suivant une coupe verticale Sud-Nord au niveau des stations de montagnes (e et f). Les lignes rouges présentent la localisation de chaque coupe (g,h et i)	118
4.17	Scores de l'évaluation des champs de pluies simulés avec les champs de pluies krigés au pas de temps horaire pour trois seuils: 1, 2.5 et 7.5 mm.h ⁻¹ et sur le cumul événementiel pour trois seuils: 10, 25 et 75mm	120
4.18	DSD au sol calculée à partir des variables simulées avec le modèle WRF pour les différents régimes de pluie moyennée sur l'ensemble du cas de 2013.	124
4.19	Profil verticaux de la DSD calculée à partir des variables simulées par le modèle WRF pour les pluies modérées et pour (a) la zone de montagne (b) la zone de transition et (c) la zone de plaine.	125
4.20	Hierarchisation des processus microphysiques, dynamiques et thermodynamiques à partir de la structure verticale des DSD calculées avec les variables simulées . .	127
4.21	Profil du vent vertical moyen en m.s ⁻¹ à partir des sorties de modèle pour les pluies faibles (a), les pluies modérées (b) et les pluies fortes (c)	129
4.22	Profils de la concentration totale moyenne des gouttes de pluies à partir des sorties de modèle pour les pluies faibles (a), les pluies modérées (b) et les pluies fortes (c)	132

4.23	Profils moyens du contenu en eau nuageuse en g.m^{-3} à partir des sorties de modèle pour les pluies faibles (a), les pluies modérées (b) et les pluies fortes (c)	133
4.24	Distribution statistique du vent vertical simulé (en m.s^{-1}) pour la zone de plaine (a), la zone de transition (b) et la zone de montagne (c)	135
4.25	Distribution statistique de la concentration totale des gouttes de pluies simulée, pour la zone de plaine (a), la zone de transition (b) et la zone de montagne (c) .	136
4.26	Distribution statistique du contenu en eau nuageuse (kg.kg^{-1}) pour la zone de plaine (a), la zone de transition (b) et la zone de montagne (c)	137
A.1	Matrice d'évolution verticale de la DSD et paliers (traits rouges) correspondant aux fortes variations verticale de la DSD pour le MRR de montagne (a), de transition (b) et de plaine (c), pour les pluies faibles (LR)	160
A.2	Matrice d'évolution verticale de la DSD et paliers (traits rouges) correspondant aux fortes variations verticale de la DSD pour le MRR de montagne (a), de transition (b) et de plaine (c), pour les pluies Modérées (MR)	161
A.3	Matrice d'évolution verticale de la DSD et paliers (traits rouges) correspondant aux fortes variations verticale de la DSD pour le MRR de montagne (a), de transition (b) et de plaine (c), pour les pluies fortes (HR)	162
B.1	Evolution verticale de la DSD observée moyenne sur la zone de transition pour les pluies modérées et attribution des processus dominants entre 2000 et 1600m d'altitude (a), 1600 et 1200m (b), 1200 et 800m (c) et entre 800 et 400m d'altitude (d)	164
C.1	Evolution verticale de la DSD observée moyenne obtenue à partir du transect de MRR à différentes altitudes pour les pluies modérées sur la montagne (a), la transition (b) et la plaine (c).	166
C.2	Evolution verticale de la DSD observée moyenne obtenue à partir du transect de MRR à différentes altitudes pour les pluies fortes sur la montagne (a), la transition (b) et la plaine (c).	167
D.1	Evolution verticale de la DSD observée moyenne obtenue à partir du transect de MRR à différentes altitudes pour les pluies modérées sur la montagne (mrr9) (a), la transition (mrr10) (b) et la plaine (mrr8) (c).	170
D.2	Evolution verticale de la DSD observée moyenne obtenue à partir du transect de MRR à différentes altitudes pour les pluies fortes sur la montagne (mrr9) (a), la transition (mrr10) (b) et la plaine (mrr8) (c).	171
E.1	Evolution verticale de la DSD calculée à partir des variables simulées à différentes altitudes pour les pluies faibles sur la montagne (a), la transition (b) et la plaine (c).	174
E.2	Evolution verticale de la DSD calculée à partir des variables simulées à différentes altitudes pour les pluies fortes sur la montagne (a), la transition (b) et la plaine (c).	175
F.1	Evolution verticale de la DSD observée à différentes altitudes pour les pluies faibles sur la montagne (a), la transition (b) et la plaine (c).	178
F.2	Evolution verticale de la DSD observée à différentes altitudes pour les pluies modérées sur la montagne (a), la transition (b) et la plaine (c).	179

Liste des tableaux

1.1	Expression des quantités macroscopiques des précipitations basée sur les moments de la DSD.	26
2.1	Normale des précipitations au Mont Aigoual sur la période 1971-2000 (Source: Météo-France)	41
2.2	Liste des derniers épisodes Méditerranéens majeurs sur le Sud de la France . . .	45
2.3	Désignation des bandes de fréquence radar (Skolnik 2008)	57
3.1	Nombre de spectres de pluie pour chaque régime de précipitations mesurés au sol sur 1 minute par le réseau de disdromètre durant l'IOP7a.	71
3.2	Liste des IOPs ayant affectées la région CV lors de la SOP1-1 de la campagne HyMeX. Le terme Psv définit les données de disdromètres et celui de MRR pour le réseau de MRR.	80
3.3	Nombre de spectres de pluie pour chaque régime de précipitations mesurés au sol sur 1 minute par le réseau de disdromètres sur plusieurs évènements de la SOP1-1.	81
4.1	Altitude des stations au point de grille le plus proche dans chaque domaine WRF.	110
4.2	Résolutions horizontale et verticale pour les trois domaines.	110
4.3	Description des schémas physiques utilisés dans les simulations réalisées avec le modèle WRF	112
4.4	Tableau de contingence pour le calcul des scores pour un seuil donné	119
4.5	Nombre de spectres et proportion de chaque régime de pluie à partir des disdromètres durant la SOP 2012 (a) et à partir de la simulation WRF du cas de 2013 (b)	123

Chapitre 1

Introduction

La pluie, rare dans certaines régions du monde où l'eau est précieuse, abondante en d'autres points du globe, peut être synonyme d'une explosion de la vie sur Terre, ou bien de catastrophe lorsqu'elle tombe à l'excès. Alors que pour la majorité des personnes, la question est de savoir quand il va pleuvoir, pour d'autres, la question est "qu'est-ce que la pluie?". Avant de se poser cette question, il est difficile d'imaginer la complexité que peuvent représenter les processus conduisant à la formation d'une goutte de pluie.

Dans ce chapitre, nous abordons certains de ces processus physiques, météorologiques et micro-physiques afin d'apporter un cadre général à la formation des précipitations et en particulier en zone de relief. Nous nous intéressons ensuite à la structure fine des précipitations, c'est-à-dire l'évolution spatiale et temporelle des caractéristiques de la pluie définie par la distribution de la taille des gouttes qui la compose. L'état des connaissances sur la structure des précipitations en zone de relief est passé en revue avant de définir les objectifs de ces travaux de thèse.

1.1 Eléments de météorologie en région de montagne

1.1.1 La formation des nuages

Pour comprendre l'origine de la pluie, il faut tout d'abord appréhender comment se forme un nuage. L'ensemble des nuages se forment dans la troposphère, première couche de l'atmosphère pouvant atteindre jusqu'à 15km d'altitude suivant la latitude et la saison. Cette couche atmosphérique peut être décrite par son profil vertical de température. En moyenne, celui-ci décroît linéairement de l'ordre de 6° par kilomètre. Ce profil vertical de température va être à la base des processus thermodynamiques conduisant à la formation des nuages. Les nuages

précipitants se forment à partir de la convection, c'est-à-dire à partir des mouvements verticaux dans l'atmosphère. Suivant le profil de température, l'atmosphère peut être stable, inhibant les mouvements de convection, ou instable, permettant le déclenchement de la convection et donc la formation des nuages.

Prenons une parcelle d'air en équilibre thermodynamique avec son environnement et forçons son soulèvement de manière adiabatique. Cette parcelle d'air contient une certaine quantité de vapeur d'eau, définie par son rapport de mélange à saturation, qui va être limitée par la pression, donc l'altitude, et la température de la parcelle d'air. L'évolution de la température de cette parcelle, du fait de son élévation, est décrite par une courbe adiabatique dite sèche. En s'élevant, le rapport de mélange à saturation de la parcelle d'air diminue. Lorsque la quantité de vapeur dépasse ce rapport de mélange à saturation, l'atmosphère est dite sursaturée, et s'équilibre alors par la condensation de la vapeur d'eau excédentaire. La condensation de la vapeur d'eau étant une réaction exothermique, il y a libération de chaleur. La parcelle d'air se refroidit donc moins vite en s'élevant et l'évolution de sa température est alors décrite par une courbe adiabatique dite saturée. Les variations de température représentées par ces courbes adiabatiques dépendent uniquement des variations de pression car il n'y a pas d'échange de chaleur entre la parcelle d'air soulevée et les parcelles d'air avoisinantes. De ce fait, la température de la parcelle d'air sera différente de la température de son environnement.

Lorsque la température de la parcelle d'air (non saturée ou saturée) soulevée reste plus froide que la température de l'atmosphère environnante (Fig.1.1.a), la parcelle d'air, plus froide, est plus dense que son environnement et ne s'élèvera pas davantage : l'atmosphère est dite stable. Dans le cas contraire, lorsque la température de la parcelle d'air soulevée est plus chaude que la température de l'atmosphère environnante (Fig.1.1.b), la parcelle est alors plus légère et son élévation continue de manière naturelle : l'atmosphère est dite instable, on parle alors d'instabilité absolue. L'instabilité de l'atmosphère peut aussi dépendre du niveau de condensation, c'est-à-dire de l'altitude à laquelle la parcelle d'air atteint le rapport de mélange à saturation. Prenons une parcelle d'air non saturée que l'on élève de manière adiabatique dans une atmosphère stable. Plus froide, cette parcelle d'air aura tendance à redescendre. Cependant, si son élévation est suffisante pour atteindre son niveau de condensation, la parcelle d'air devient alors saturée, son refroidissement avec l'altitude sera alors ralenti par le relâchement de chaleur latente induit par le processus de condensation et l'évolution de sa température est alors décrite par son adiabatique saturée. Si la parcelle d'air est soulevée jusqu'à une altitude à laquelle sa température

devient plus chaude que l'atmosphère environnante, alors elle atteint son niveau de convection libre et continuera de s'élever jusqu'à ce que l'équilibre thermique avec son environnement soit retrouvé (Fig.1.1.c). L'atmosphère est alors dite conditionnellement instable.

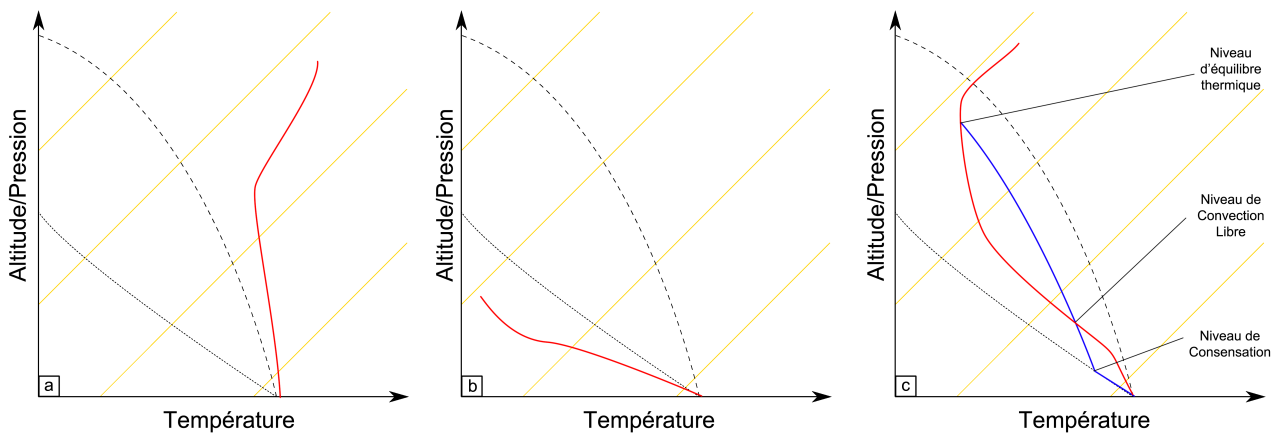


FIGURE 1.1 – Stabilité et instabilité de la stratification verticale de l'atmosphère, cas d'atmosphère stable (a), cas d'instabilité absolue (b) et cas d'instabilité conditionnelle (c). Les lignes jaunes représentent l'échelle de température. Les courbes rouges représentent la variation de la température dans l'atmosphère. Les courbes pointillées représentent l'adiabatique sèche de la parcelle d'air. Les courbes tiretées représentent l'adiabatique saturée. La courbe bleue (c) représente le trajet de la parcelle non saturée puis à saturation.

A partir du moment où une parcelle d'air soulevée atteint son niveau de condensation, elle devient saturée en vapeur d'eau et il y a formation d'un nuage. La condensation de la vapeur d'eau entraîne la formation de gouttelettes de nuages qui, éventuellement, conduiront à la formation des précipitations. Pour atteindre ce niveau de condensation, il faut donc qu'il y ait initiation d'un mouvement vertical permettant l'élévation de la parcelle d'air. Cette élévation peut se faire de manière dynamique ou thermique. L'échauffement d'une masse d'air peut initier un mouvement de convection car la parcelle d'air chauffée devient alors plus chaude que son environnement et aura donc tendance à s'élever naturellement. La convergence de masses d'air peut aussi conduire à l'initiation du mouvement de convection. Enfin, le franchissement de barrières naturelles, telles qu'une zone de relief, peut initier le déplacement vertical d'une masse d'air et donc conduire à la formation de nuages et de précipitations. Ce dernier point est détaillé dans la section suivante.

1.1.2 L'influence de l'orographie sur la formation des nuages et sur les précipitations.

L'influence de l'orographie sur la dynamique atmosphérique et sur la structure des précipitations conduit à certains des gradients climatologiques les plus marqués sur Terre (Barry 1992), avec le relief exposé au vent dominant qui va forcer les masses d'air à s'élever, permettant aux mécanismes de formation des nuages et des précipitations de se déclencher sur ces pentes. Lorsque les masses d'air parviennent à passer la barrière orographique, la pression augmente sur les pentes sous le vent et l'air se réchauffe (effet de Foehn), entraînant une diminution voire une suppression des précipitations. Le gradient ainsi observé est appelé ombre pluviométrique (de l'anglais Rain Shadow), avec un fort contraste entre une zone humide sur les pentes exposées aux vents dominants et une zone aride sur l'autre versant.

La modification de la circulation atmosphérique par le relief, et donc le déclenchement ou la localisation des précipitations, est documentée dans de nombreuses études (Smith 1979, Banta 1990, Houze 1993, Barros et Lettenmaier 1994). Les processus impliqués dépendent des caractéristiques de la masse d'air incidente (stabilité de l'atmosphère, vitesse du vent, etc...). Le nombre de Froude ($Fr = U/NH$), un paramètre adimensionnel, donne une indication sur la capacité d'une masse d'air à franchir un relief. Ce nombre est le rapport entre la force d'inertie qui a tendance à faire franchir le relief, liée à U , la vitesse horizontale perpendiculaire au relief, et la force de flottabilité qui a tendance à empêcher le franchissement, liée à la hauteur H du relief à franchir et à la stabilité de l'atmosphère définie par la fréquence de Brunt-Väisälä N . Les travaux de Houze (1993) ont permis de répertorier plusieurs mécanismes de formation des nuages précipitants en zone de relief (Fig.1.2). La faculté de la masse d'air à franchir (ou pas) une zone de montagne va conduire à des localisations différentes des pluies.

Dans le cas où la masse d'air est capable de franchir la barrière orographique ($Fr > 1$) :

- Si la masse d'air est stable et proche de la saturation (Fig.1.2.a), le soulèvement induit par le franchissement du relief amène la masse d'air à son niveau de condensation sur les pentes exposées au vent. La formation des nuages peut conduire à la génération de pluies, généralement faibles, sur ces pentes.
- Si la masse d'air est conditionnellement instable (Fig.1.2.b), le forçage orographique amène la masse d'air à son niveau de convection libre et donc permet le déclenchement de la convection. Les précipitations associées sont alors localisées sur les pentes exposées au vent et peuvent présenter de fortes intensités.

- Le franchissement d’une barrière orographique par une masse d’air stable peut aussi conduire à la formation d’ondes de gravités (Smith 1979, Durran 1990) (Fig.1.2.c) qui peuvent se propager en altitude et en amont du relief. Ces ondes induisent alors des courants ascendants et descendants qui sont à même d’entraîner le déclenchement de la convection en amont ou en aval du relief.

Dans le cas où la masse d’air est bloquée par le relief ($Fr < 1$) :

- Si la topographie le permet, les masses d’air bloquées sont en mesure de contourner le relief (Fig.1.2.d). Il y a alors formation d’une zone de convergence en aval du relief pouvant conduire au déclenchement de la convection. Les précipitations associées sont alors localisées sur les pentes sous le vent (Goldreich et al. 1997).
- Si la masse d’air bloquée ne peut contourner l’obstacle (Fig.1.2.e), il peut y avoir génération d’un ressaut hydraulique entraînant alors une recirculation des masses d’air conduisant à des zones de convergence en amont du relief qui peuvent permettre le déclenchement de la convection. Les précipitations ne sont alors pas localisées sur le relief mais en amont.

La convection peut aussi être déclenchée par des phénomènes thermiques (Fig.1.2.f). Le rayonnement solaire chauffe les pentes de la montagne, les masses d’air chaudes convergent alors vers le sommet où peut se déclencher la convection et les précipitations. Enfin, un dernier mécanisme d’intérêt pour l’étude des précipitations en montagne est un processus de renforcement des précipitations proposé par Bergeron (1965). Il s’agit du mécanisme de “seeder-feeder” (Fig.1.2.g) dans lequel un nuage d’altitude (seeder), non affecté par le relief, produit des précipitations au-dessus d’un relief sur lequel des nuages de basse couche se forment (feeder). Les précipitations arrivant sur les nuages orographiques sont alors renforcées par collection des gouttelettes du nuage et, éventuellement, par les gouttes de pluie qui peuvent s’y former. D’autres études (Browning et al. 1974, Hobbs et al. 1980) suggèrent que ce processus peut aussi avoir lieu dans des nuages de convection profonde, développés sur le relief, qui présenteraient alors une zone “seeder” en altitude due à la chute de particules givrées, et une zone “feeder” dans la partie chaude du nuage.

Le relief a donc une influence sur les mécanismes de formation des nuages et sur la localisation des précipitations engendrées. Pour autant, tous les nuages ne conduisent pas forcément à la genèse de précipitations. Après la formation par condensation des gouttelettes de nuages, ces gouttelettes doivent atteindre une taille au moins égale à $100 \mu\text{m}$ pour être considérées comme

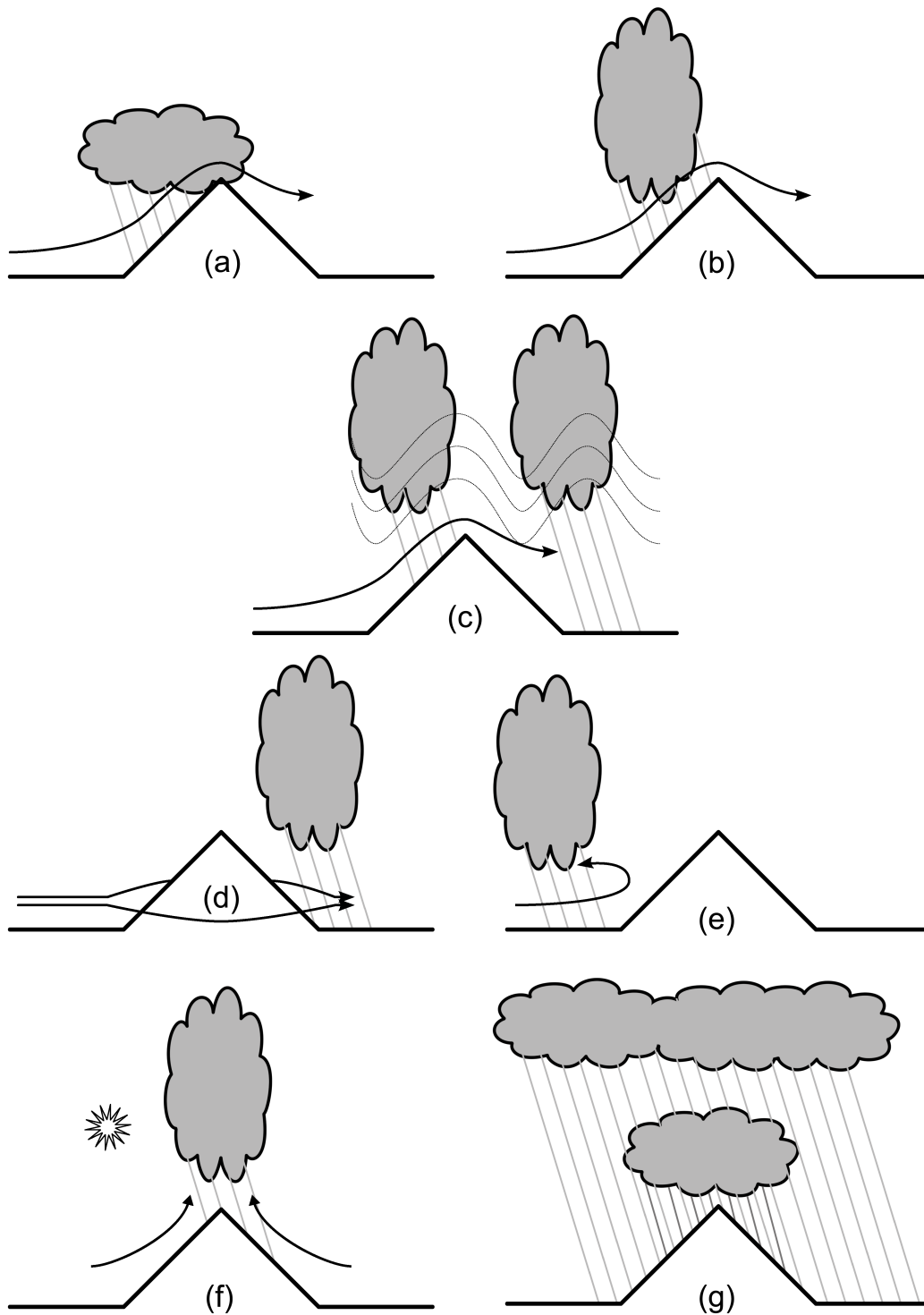


FIGURE 1.2 – Processus de formation des précipitations par le relief pour un soulèvement stable (a), un soulèvement instable (b), un soulèvement dû aux ondes de gravité (c), convergence par contournement (d), convection en amont du flux bloqué (e), réchauffement thermique (f) et le processus de “seeder-feeder” (g). Adapté de Houze (1993)

précipitantes (Glickman 2000). Le processus de collision est reconnu comme le moteur principal de l’augmentation de la taille des gouttelettes de nuages. D’autres processus microphysiques

à l'intérieur des nuages sont d'importance pour la formation des précipitations en particulier quand l'extension verticale du nuage conduit à la formation d'une phase glacée (zone de nuage située au-dessus de l'isotherme à 0°C). Ces différents processus de la microphysique des nuages sont discutés dans de nombreuses études (Pruppacher et al. 1998, Leroy 2007).

Nous allons maintenant nous intéresser à l'évolution des précipitations au cours de la chute des hydrométéores.

1.2 Structure à fine échelle des précipitations

1.2.1 La distributions des gouttes de pluie (DSD)

Au cours de leur chute depuis le nuage jusqu'au sol, l'évolution des hydrométéores est gouvernée par des processus microphysiques, dynamiques et thermodynamiques qui agissent sur l'évolution de leur taille et de leur nombre. Au sol, la mesure d'un évènement précipitant est généralement quantifiée par des grandeurs en lien avec la quantité d'eau précipitée, soit par l'intensité des précipitations (en mm.h⁻¹), soit par le cumul de la pluie sur un évènement (en mm). Cependant, pour une même quantité de pluie tombée, les caractéristiques de cette pluie vont être très différentes. En effet, des précipitations caractérisées par un grand nombre de gouttes de petite taille peuvent entraîner le même cumul que des précipitations composées de grosses gouttes moins nombreuses. La définition de la structure des précipitations s'appuie sur l'analyse de la distribution en taille des gouttes de pluie (DSD pour Drop Size Distribution), notée $N(D)$. La grandeur $N(D)$ représente le nombre de gouttes par unité de volume et par unité de taille de gouttes ayant un diamètre compris en D et $D + dD$, exprimée en [mm⁻¹.m⁻³]. L'intérêt de l'étude de la DSD réside dans le fait que la variabilité spatiale et temporelle de la DSD reflète l'évolution des précipitations par différents processus microphysiques et dynamiques. De plus, les quantités macroscopiques de la pluie, telles que le taux de précipitations, le facteur de réflectivité radar ou encore le contenu en eau liquide, sont directement reliées à la DSD à partir du calcul de ses moments par la formule suivante :

$$M_k = \int_0^{\infty} N(D) D^k dD \quad (1.1)$$

Où M_k correspond au moment d'ordre k de la DSD. Les différentes grandeurs définies à partir des moments de la DSD sont présentées dans le tableau 1.1.

Propriété macroscopique de la pluie	Symbole	Unité	Relation avec la DSD
Nombre total des gouttes	N_t	m^{-3}	M_0
Surface totale des gouttes	S	$\text{mm}^2.\text{m}^{-3}$	πM_2
Volume total de gouttes	V	$\text{mm}^3.\text{m}^{-3}$	$\pi M_3/6$
Contenu en eau liquide	LWC	$\text{g}.\text{m}^{-3}$	$10^{-3}\pi M_3/6$
Reflectivité radar	Z	$\text{mm}^6.\text{m}^{-3}$	M_6
Flux d'énergie cinétique	KE	$\text{J}.\text{m}^{-2}.\text{h}^{-1}$	$5.09 \times 10^{-2} M_5$
Taux de précipitations	R	$\text{mm}.\text{h}^{-1}$	$7.12 \times 10^{-3} M_{3.67}$

TABLE 1.1 – Expression des quantités macroscopiques des précipitations basée sur les moments de la DSD.

1.2.2 Paramétrisation de la DSD

L'intérêt météorologique pour la DSD a conduit à de nombreuses études sur le sujet au cours des dernières décennies et, en particulier, pour apporter une description mathématique de cette distribution. [Marshall et Palmer \(1948\)](#) proposent une expression de la DSD suivant une distribution exponentielle de la forme :

$$N(D) = N_0 \exp(-\lambda D) \quad (1.2)$$

Avec $N_0 = N(0)$, le paramètre d'ordonnée à l'origine et λ le paramètre décrivant la pente de la distribution. A partir de leurs observations, [Marshall et Palmer \(1948\)](#) fixent le paramètre N_0 à $8000 \text{ mm}^{-1}.\text{m}^{-3}$, et le paramètre λ [mm^{-1}] est relié au taux de précipitations par la formule $\lambda = 41R^{-0.21}$. Les observations réalisées par [Marshall et Palmer \(1948\)](#) ne leur permettaient pas d'obtenir des données pour les diamètres de gouttes inférieurs à 1 mm. Le développement des instruments a donc permis d'obtenir des DSD plus précises et les travaux de [Uijlenhoet et al. \(2003b\)](#) ont montré que la formulation de la DSD par une distribution exponentielle tend à surestimer le nombre de petites gouttes. Différentes études ([Joss et Gori 1978](#), [Yangang 1993](#)) ont montré que la paramétrisation de la DSD sous forme exponentielle donne une moyenne statistique de plusieurs distributions "instantanées" (mesurée sur des pas de temps assez court entre 1 et 5 minutes).

Afin de décrire de manière plus adéquate la DSD, une modélisation par une loi gamma à trois paramètres a été proposée par [Ulbrich \(1983\)](#) :

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\lambda D) \quad (1.3)$$

Avec N_0 [$\text{mm}^{-1-\mu} \cdot \text{m}^{-3}$], μ [sans dimension] et λ [mm^{-1}] les paramètres respectifs de l'ordonnée à l'origine, de forme et de pente de la distribution. Cette formulation autorise donc plus de flexibilité à la DSD par la définition du paramètre de forme. A noter que dans le cas où $\mu = 0$, la distribution gamma est réduite à la distribution exponentielle définie par [Marshall et Palmer \(1948\)](#). Les observations de [Atlas et al. \(2000\)](#) ou encore de [Tokay et Short \(1996\)](#) ont confirmé que la modélisation de la DSD par une fonction gamma est une bonne approximation de la DSD naturelle. Bien que cette modélisation représente correctement les observations, on notera cependant que la mesure du paramètre N_0 dépend du paramètre de forme μ . De plus, les trois paramètres (N_0 , μ et λ) de la distribution gamma n'ont pas de signification physique reliée à des caractéristiques des précipitations. La Fig.1.3 présente la forme de la DSD définie par la formulation gamma pour trois valeurs de μ (-2,0,2) ([Ulbrich 1983](#)).

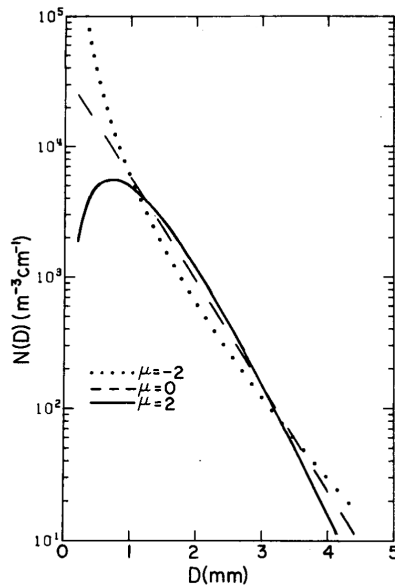


FIGURE 1.3 – Exemples de distributions gamma pour trois valeurs de μ avec un contenu en eau liquide $LWC = 1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ et le diamètre volumique médian $D_0 = 2 \text{ mm}$. Extrait de [Ulbrich \(1983\)](#)

Une alternative à la paramétrisation de la DSD est basée sur le concept de normalisation. Ce concept s'appuie sur une loi d'échelle qui permet de décrire la DSD comme une combinaison d'un ou plusieurs de ses moments et d'une distribution $g(x)$ à l'échelle d'un diamètre normalisé x . Dans la littérature, la distribution $g(x)$ est appelée "distribution générale". [Sempere-Torres et al. \(1994\)](#) proposent une loi d'échelle basée sur une normalisation à un moment définie par :

$$N(D) = M_k^{\alpha_k} g(x) \quad (1.4)$$

Avec $x = DM_k^{-\beta_k}$, où α_k et β_k sont deux paramètres et M_k le moment d'ordre k de la distribution (eq.(1.1)). La plupart des modélisations de la DSD proposées jusqu'alors peuvent être considérées comme des cas particuliers de cette formulation (Sempere-Torres et al. 1994). Pour autant, la variabilité de la distribution générale reste importante par cette formulation. Sempere-Torres et al. (1998) montrent que cette variabilité dépend du type de précipitations (Convectif ou stratiforme) ainsi que de la localisation géographique.

Afin de contraindre la variabilité de la distribution générale, plusieurs auteurs ont introduit la définition d'un second moment dans la procédure de normalisation (Sekhon et Srivastava 1971; Willis 1984; Lee et al. 2004). Nous détaillons ici plus en détail la normalisation à deux moments proposée par Testud et al. (2001) que nous utilisons dans la suite de nos travaux. Le concept de normalisation développé par Testud et al. (2001) est basé sur la définition de deux variables physiques caractéristiques de la pluie : le contenu en eau liquide (LWC pour Liquid Water Content) et le diamètre volumique moyen, aussi appelé diamètre caractéristique (D_c). Le LWC est une variable permettant de caractériser l'intensité de la pluie. Testud et al. (2001) justifient ce choix de variable par rapport au taux de précipitations car il ne présente pas d'ambiguïté physique contrairement au taux de précipitations qui peut être affecté en altitude par les mouvements verticaux. Le LWC [g.cm^{-3}] est simplement proportionnel au troisième moment de la DSD (Table.1.1). Pour la normalisation du diamètre des gouttes, le paramètre D_c est choisi car il caractérise correctement le diamètre moyen des gouttes et de plus, son estimation se fait à partir des moments de la DSD et est donc plus simple à utiliser que, par exemple, le diamètre médian défini par Ulbrich (1983). D_c est défini comme le rapport entre le quatrième et troisième moment de la DSD :

$$D_c = \frac{M_4}{M_3} \quad (1.5)$$

Où M_4 et M_3 représentent respectivement le moment d'ordre 4 et 3 de la DSD (eq.(1.1)).

Testud et al. (2001) définissent alors une expression générale de la DSD normalisée de sorte à ce que la forme intrinsèque de cette normalisation soit indépendante des valeurs de LWC et/ou D_c :

$$N(D) = N_0^* F(D/D_c) \quad (1.6)$$

Avec N_0^* le paramètre de normalisation de la concentration des gouttes et D_c le paramètre de normalisation de leur diamètre. $F(X)$ (eq.(1.6)) avec $X = D/D_c$ est la DSD normalisée

décrivant la forme intrinsèque de la DSD.

A partir de la définition de LWC (Table.1.1), on a la relation suivante :

$$\int_0^{\infty} F(X)X^3dX = \frac{6}{\pi\rho_w} \frac{LWC}{N_0^*D_c^4} \quad (1.7)$$

Afin que la fonction de normalisation F soit indépendante des paramètres LWC et D_c , il faut donc que :

$$\int_0^{\infty} F(X)X^3dX = C \quad (1.8)$$

Où C est une constante arbitraire définie par Testud et al. (2001) par :

$$C = \frac{\Gamma(4)}{4^4} \quad (1.9)$$

A partir des eq.(1.7),eq.(1.8) et eq.(1.9), et considérant le tableau 1.1 et la relation (1.5), on a donc :

$$N_0^* = \frac{4^4}{\Gamma(4)} \frac{M_3^5}{M_4^4} \quad (1.10)$$

La définition de la constante C par Testud et al. (2001) permet de donner une interprétation physique au paramètre N_0^* . En effet, pour une DSD sous forme exponentielle, le paramètre N_0^* est alors égal au paramètre N_0 . Par cette égalité, Testud et al. (2001) définissent donc le paramètre N_0^* par : “*Quelle que soit la forme d’une DSD observée, le N_0^* correspondant est l’ordonnée à l’origine pour une DSD exponentielle ayant les mêmes paramètres LWC et D_c* ”. Le point crucial du concept de normalisation ainsi défini par Testud et al. (2001) est qu’aucune hypothèse n’est faite sur la forme de la DSD.

1.2.3 Evolution de la DSD et processus associés

L’évolution spatiale (horizontale et verticale) et temporelle de la DSD dépend de différents facteurs (conditions météorologiques, processus microphysiques, types de précipitations) et la compréhension des variations de la DSD, et de ses paramètres, est essentielle pour améliorer la connaissance des processus physiques de la pluie. De nombreuses études ont porté sur les caractéristiques de la DSD pour deux types de précipitations généralement bien distincts (Houze 1993) : les précipitations convectives, dues à des mouvements verticaux importants dans l’atmosphère et conduisant à des pluies intenses de courtes durées, et les précipitations stratiformes, pour lesquelles les mouvements verticaux sont moins prononcés et qui produisent des pluies

plus faibles mais plus durables.

Waldvogel (1974) modélise la DSD par une distribution exponentielle (eq.(1.2)) et montre que la transition des pluies convectives vers des pluies stratiformes est associée à une forte chute du paramètre N_0 . Ces résultats sont confirmés par différentes études (Martner et al. 2008; Tokay et Short 1996) qui montrent que les pluies stratiformes sont caractérisées par une concentration plus importante de grosses gouttes et une concentration plus faible de petites gouttes, en comparaison aux pluies convectives de même intensité. L'étude des lignes de grains, systèmes précipitant organisés en une ligne convective à l'avant d'une zone de pluie stratiforme, a permis de suivre l'évolution de la DSD pour les deux types de précipitations au cours d'un même évènement pluvieux. Maki et al. (2001) montrent que la forme de la DSD pour les pluies convectives est convexe et caractéristique d'une distribution gamma tandis que la forme des distributions stratiformes est plutôt exponentielle. Les travaux de Uijlenhoet et al. (2003a) ont montré que la partie convective d'une ligne de grain est caractérisée par une concentration de gouttes, une taille moyenne des gouttes et une variabilité de la distribution plus importante par comparaison avec les caractéristiques de la partie stratiforme du système.

Les travaux de Chapon et al. (2008) indiquent que la caractérisation de la DSD en fonction du type de précipitations ne permet pas de conclure sur une DSD générale, en montrant que la variabilité de la DSD à l'intérieur d'un évènement peut être très importante. Dans la même idée, les travaux de Lee et Zawadzki (2005) portant sur l'étude de la variabilité de la DSD à différentes échelles temporelles montrent que cette variabilité est plus le résultat de processus dynamiques, thermodynamiques et microphysiques plutôt que d'une classification par type de pluie. Pour étudier l'effet des différents processus, nous allons étudier plus en détail les travaux de Rosenfeld et Ulbrich (2003) sur lesquels s'appuient de nombreux résultats de cette thèse.

Dans leur travaux, Rosenfeld et Ulbrich (2003) ont étendu les travaux de Wilson et Brandes (1979) qui se sont portés sur l'analyse qualitative de l'influence des processus microphysiques et dynamiques sur les coefficients de la relation entre la réflectivité radar et le taux de précipitations. En ajoutant à cette étude qualitative l'analyse des paramètres N_t défini à partir d'une formulation gamma de la DSD, Rosenfeld et Ulbrich (2003) décrivent de manière théorique la modification de la DSD par des processus microphysiques et dynamiques, illustrée à partir d'une distribution exponentielle de la DSD et représentée sur la Fig.1.4. Chaque processus est étudié de manière indépendante en faisant l'hypothèse que les autres mécanismes sont maintenus constants afin de comprendre leurs influences sur la forme de la DSD que nous détaillons

ici :

Processus microphysiques

- Modification par coalescence (Fig.1.4.a) : la modification de la DSD par le processus de coalescence seul, c'est-à-dire la collision de gouttes de taille et de vitesse différentes conduisant à la formation d'une goutte de taille plus importante, entraîne une diminution de la concentration des petites gouttes et augmente celle des grosses gouttes. Cette modification conduit donc à une augmentation du diamètre caractéristique D_c et à une diminution du paramètre de normalisation pour la concentration des gouttes N_0^* .
- Modification par break-up (Fig.1.4.b) : Le break-up des gouttes intervient lorsque la taille des gouttes devient grande. Les gouttes deviennent instables du fait de la tension superficielle de l'eau. Cette instabilité peut être déclenchée par collision avec une autre goutte ou alors de manière naturelle lorsque le diamètre des gouttes devient proche de 5 mm. Ainsi, la modification par ce processus seul entraîne une augmentation de la concentration des petites gouttes et une diminution de la concentration des grosses gouttes. Réciproquement à la modification par coalescence, la modification due au break-up des gouttes conduit à une diminution de D_c et une augmentation de N_0^* .
- Modification par coalescence et break-up (Fig.1.4.c) : Ces deux processus microphysiques sont en compétition au cours de la chute des gouttes de pluie, la coalescence ayant un effet principalement sur les petites gouttes et le break-up sur les gouttes de grand diamètre. La combinaison des deux processus entraîne une forte modification de la forme de la DSD qui est caractérisée par une forte augmentation de la valeur du paramètre μ (dans le cas d'une DSD modélisée par une loi gamma). La diminution du nombre de petites gouttes et de grosses gouttes entraîne une plus forte concentration des gouttes dans les diamètres intermédiaires.
- Modification par accréation (Fig.1.4.d) : Le processus d'accréation correspond à l'assimilation des gouttelettes de nuage par les gouttes déjà existantes, sans modification de leur nombre, entraînant une augmentation de la taille de toutes les gouttes. De ce fait, il n'y a pas de modification de la forme de la DSD qui est simplement décalée vers des diamètres plus grands.

Processus dynamiques et thermodynamique

- Evaporation ou courant ascendant (Fig.1.4.e et f) : ces deux processus, bien que différents, entraînent une modification semblable de la DSD. Le phénomène d'évaporation provoque

un transfert de vapeur d'eau de la goutte vers son environnement, réduisant ainsi la taille de la goutte. C'est pourquoi l'effet de l'évaporation est plus marqué sur les petites gouttes pour lesquelles la concentration diminue.

Dans le cas d'un mouvement dynamique vertical ascendant, si la vitesse du courant ascendant est supérieure à la vitesse de chute des gouttes, alors il peut y avoir un transport d'une population de gouttes. Ce transport sera plus marqué pour les populations de petites gouttes qui auront alors un temps de chute plus long et donc auront une probabilité plus importante de rentrer en collision avec d'autres gouttes, entraînant une diminution de la concentration des petites gouttes.

- Courant descendant (Fig.1.4.g) : dans le cas d'une subsidence, il peut y avoir un transport des populations de gouttes vers le sol qui sera d'autant plus marqué pour les petites gouttes, entraînant alors une augmentation de leur concentration.

Dans la réalité, la variabilité de la DSD est contrôlée par la combinaison de plusieurs de ces processus en même temps et donc la compréhension de la variabilité spatiale et temporelle de la DSD reste une tâche difficile.

1.2.4 DSD en zone de relief

De nombreuses études se sont donc intéressées à la variabilité de la DSD et des processus associés et, en particulier, en fonction du type de précipitations observées. Dans cette thèse, nous nous intéressons à la variabilité spatiale et temporelle de la DSD dans une zone de relief. Nous avons vu au début de ce chapitre que différents travaux se sont portés sur l'impact d'un relief sur les précipitations. Dans cette section, nous détaillons les principaux travaux portant sur l'étude des processus microphysiques et sur la variabilité de la DSD en zone de montagne. De nombreuses campagnes d'observations se sont intéressées aux précipitations orographiques ces dernières années : MAP (1995-1999) (Bougeault et al. 2001), COPS (2007) (Wulfmeyer et al. 2008) et plus récemment la campagne HyMeX (2012-2013) (Drobninski et al. 2014, Ducrocq et al. 2014). Beaucoup d'études issues de ses campagnes ont été consacrées aux interactions complexes entre la dynamique et le relief et donc sur la localisation des précipitations en fonction de ces interactions (Rotunno et Houze 2007, Kottmeier et al. 2008). A notre connaissance, peu d'études sont portées sur la variabilité de la DSD en zone de montagne (Gori et Joss 1980). Quelques études s'intéressent néanmoins au rôle du relief sur les processus microphysiques des précipitations. (Medina et Houze 2003; Prat et Barros 2010; Wilson et Barros 2014)

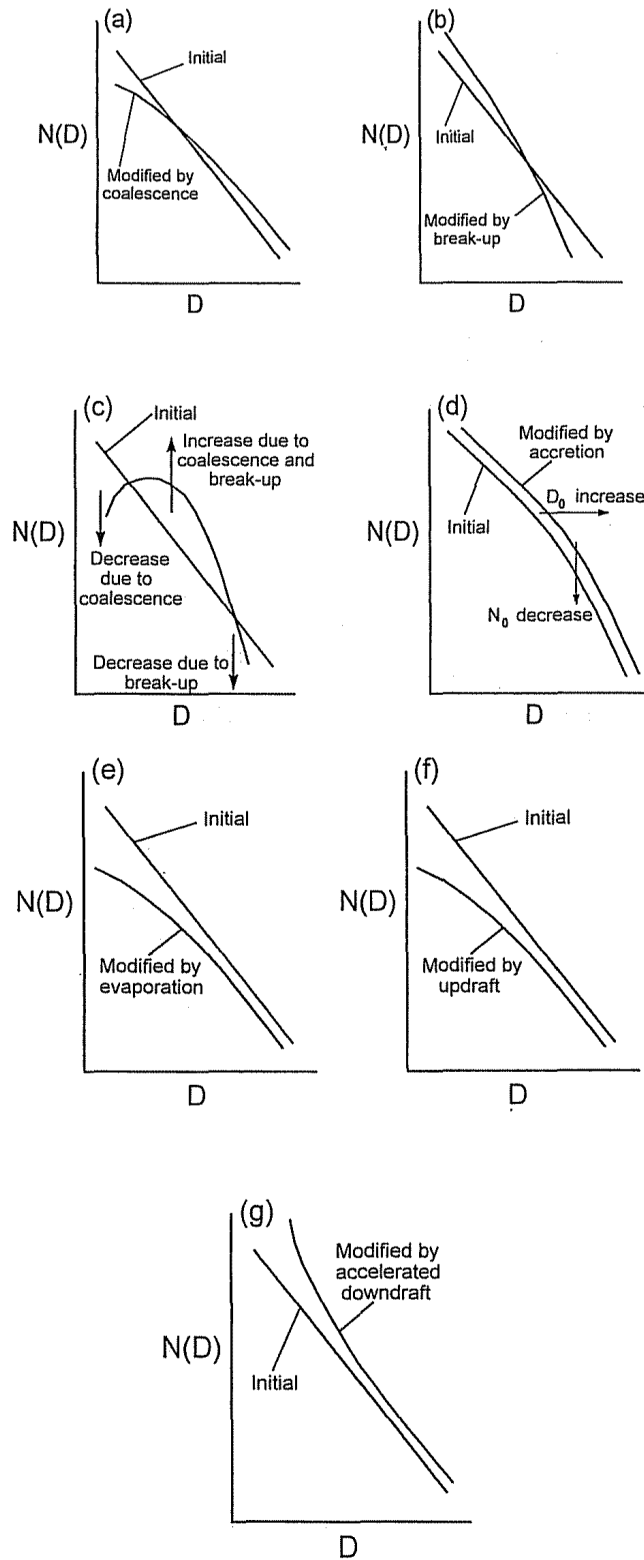


FIGURE 1.4 – Modification de la DSD par différents mécanismes microphysiques: coalescence (a), break-up (b), coalescence et break-up (c), accretion (d); dynamiques: courant ascendant (d), courant descendant (g); et thermodynamique: évaporation (f). Extrait de Rosenfeld et Ulbrich (2003)

Durant la campagne MAP, les processus microphysiques en région montagneuse en lien avec la stabilité de l'atmosphère ont été étudiés à partir de données de radars polarimétriques (Medina et Houze 2003). Ce type de radar permet, en plus de la mesure du facteur de réflectivité radar, de déterminer la nature des hydrométéores présents dans le volume observé. Les conditions de stabilité, basées sur le nombre de Froude, ont été établies à partir de simulations numériques réalisées pendant la campagne. Deux cas sont étudiés, un cas stable bloqué ($Fr < 1$) et un cas instable permettant au flux de franchir la barrière orographique ($Fr > 1$). Des coupes verticales des champs moyens de différents paramètres calculés par le radar sont présentées dans l'étude. Les champs de réflectivité moyens sont assez différents, de même que la fréquence d'occurrence du type d'hydrométéores identifiés par l'algorithme du radar polarimétrique. A partir de l'étude de la dynamique de l'évènement et des observations radars, Medina et Houze (2003) définissent un schéma conceptuel du déclenchement des précipitations orographiques en fonction de la stabilité du flux incident (Fig.1.5).

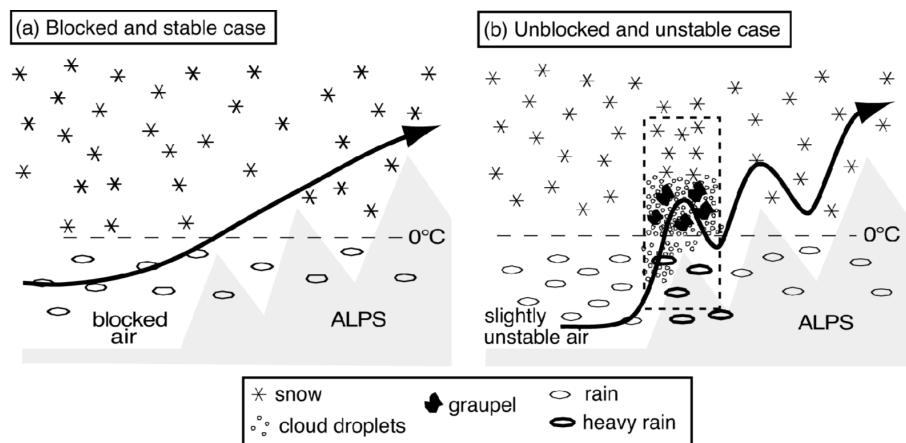


FIGURE 1.5 – Modèle conceptuel des processus de précipitations orographiques dans le cas d'une masse d'air stable bloquée (a) et dans le cas d'une masse d'air instable qui franchit le relief (b). Extrait de Medina et Houze (2003)

Dans les deux cas, des précipitations stratiformes sont observées sur le relief. Dans le cas conditionnellement instable (Fig.1.5.b), l'élévation des masses d'air humides de basse couche permet la formation de particules givrées qui renforcent les précipitations sur les premières pentes du relief. Les processus microphysiques identifiés dans cette étude sont assez spécifiques de la région et de la saison à laquelle ont été faites les mesures. En effet, les Alpes représentent une barrière caractéristique d'un point de vue topographique (altitudes élevées) et la campagne MAP ayant été réalisée à l'automne, la présence d'un isotherme 0° assez bas joue aussi un rôle important sur les processus microphysiques

D'autres travaux, conduits dans la région des Great Smoky Mountains par [Prat et Barros \(2010\)](#) et par [Wilson et Barros \(2014\)](#), nous ont particulièrement intéressés. En effet, leurs travaux présentent un dispositif expérimental intéressant pour l'étude de la DSD en zone de montagne avec l'installation de MRR en complément d'un réseau de pluviomètres ([Prat et Barros 2010](#)), complété par la suite par des mesures à partir de disdromètres ([Wilson et Barros 2014](#)). Les observations sont mises en regard avec les résultats issus d'un modèle à microphysique détaillé (colonne de précipitations) ([Prat et Barros 2007](#)). L'étude de [Prat et Barros \(2010\)](#) a pour but de quantifier le gradient spatial des précipitations à partir des données pluviométriques pour deux saisons (Eté et Automne), ainsi que de caractériser la structure verticale des précipitations entre la vallée et la crête d'une montagne à partir de données MRR et de modélisation. On notera que les DSD normalisées mesurées par le MRR dans la vallée présentent une concentration de grosses gouttes plus importante que pour les DSD normalisées mesurées par le MRR sur les crêtes ([Fig.1.6](#)). [Prat et Barros \(2010\)](#) justifient ce résultat tout d'abord par les résultats de simulation qui indiquent que le processus de coalescence est le processus dominant de l'évolution de la DSD ([Prat et Barros 2009](#)). Puis, ils argumentent que la différence d'altitude entre les deux stations (environ 700m d'altitude) peut entraîner un renforcement du processus de coalescence par une probabilité d'interactions entre les gouttes plus importante.

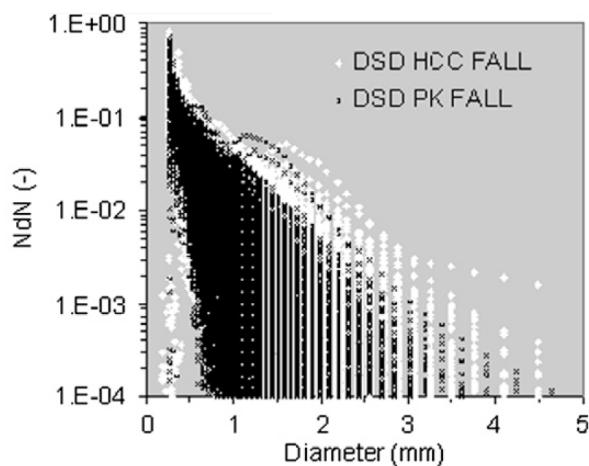


FIGURE 1.6 – comparaison des DSD normalisées obtenues à partir des MRR situés en vallée (HCC) et sur la crête (PK) durant le déploiement à l'automne. Extrait de [Prat et Barros \(2010\)](#)

L'étude de [Wilson et Barros \(2014\)](#) se concentre sur les processus de microphysique chaude et en particulier sur le renforcement des précipitations par le processus de seeder-feeder ([Bergeron 1965](#)) suite aux travaux de [Prat et Barros \(2010\)](#). Cette étude est plus orientée sur les processus microphysiques permettant un renforcement des précipitations à partir des résultats

de simulation. Néanmoins, les mesures effectuées dans une vallée de montagne, à partir de disdromètres, présentent des concentrations de petites gouttes beaucoup plus importantes suivant un cycle diurne. Ce cycle met en évidence la présence de brouillard ou de nuages bas. Ainsi, le renforcement du processus par coalescence observé par l'étude de [Prat et Barros \(2010\)](#) est dû à un processus de seeder-feeder dans une vallée de montagne de la région. Les simulations de [Wilson et Barros \(2014\)](#) montrent que la concentration de petites gouttes dans la couche "feeder" permet l'accroissement de la taille des gouttes de diamètre inférieur à 2 mm et explique le renforcement des précipitations par le processus de Bergeron (et donc la DSD observée par [Prat et Barros \(2010\)](#)).

Ces travaux présentent donc différentes approches permettant de décrire les processus microphysiques en zone de montagne ainsi que les interactions complexes que cet environnement peut engendrer. Pourtant, même si la plupart de ces études s'intéressent aux les processus microphysiques et dynamiques, l'identification de la structure et de la variabilité des précipitations n'est que très peu développée.

1.3 Objectifs de la thèse

Nous avons vu dans ce chapitre que les processus microphysiques, thermodynamiques et dynamiques conduisant à la formation des précipitations sont complexes. La présence d'un relief modifie la circulation des masses d'air et force leur soulèvement permettant le déclenchement des précipitations et/ou leur renforcement. La structure de ces précipitations, définie par la distribution du nombre de gouttes de pluie suivant leur taille, présente une forte variabilité et est liée aux différents processus de formation des systèmes précipitants.

Dans les régions montagneuses, la compréhension et la connaissance de la structure des précipitations est primordiale. En effet, le lien climatologique entre le relief et les précipitations est fort et est responsable de gradients climatiques marqués à travers le monde. A plus petite échelle spatiale et temporelle, le déclenchement et le renforcement des précipitations sur les zones de relief peut avoir des conséquences fortes sur la réponse hydrologique des petits bassins versants de montagne et entrainer la genèse de crues, de coulées de boues, et peut aussi avoir un impact sur la gestion de la ressource en eau.

Les problématiques en lien avec les zones de montagne sont donc nombreuses. Néanmoins, la variabilité de la structure des précipitations orographiques reste assez mal connue. D'une part,

la complexité de terrain ne facilite pas la mise en place de réseaux denses d'observation, d'autre part, la combinaison et la complexité des processus mis en oeuvre rendent difficile la caractérisation de la structure des pluies.

Dans le cadre du projet HyMeX, le déploiement d'un réseau d'observation dans une zone présentant des gradients topographiques marqués et conduisant à des précipitations intenses va nous permettre d'étudier l'évolution horizontale et verticale de la structure de ces précipitations le long du relief. Ce dispositif ainsi que le projet HyMeX sont présentés dans le chapitre 2. Le premier objectif de cette thèse est la caractérisation de la structure horizontale et verticale des précipitations suivant un gradient topographique marqué et de caractériser la signature du relief sur cette structure. Le deuxième objectif est d'associer à la variabilité de la structure des précipitations les processus microphysiques et dynamiques dominants et en particulier d'identifier les différences entre ces processus au regard de la topographie de la région. Cette étude sera menée dans le chapitre 3 de ce manuscrit. Enfin, le dernier objectif de la thèse est de mettre en regard les résultats obtenus à partir du réseau d'observation avec la structure horizontale et verticale des précipitations, et les mécanismes microphysiques et dynamiques associés, obtenus à partir de simulations numériques. Ce dernier point fait l'objet du chapitre 4. Pour finir, les principaux résultats développés au cours de cette thèse font l'objet du chapitre 5, ouvrant ainsi des perspectives développées en fin de document.

Chapitre 2

Réseau d'observation et données

2.1 Région Cévennes-Vivarais - HyMeX

2.1.1 Région Cévennes-Vivarais

La région Cévennes-Vivarais s'étend sur trois départements du Sud-Est de la France (Hérault, Gard et Ardèche) entre la vallée du Rhône à l'Est et le Massif Central à l'Ouest (Fig.2.1).

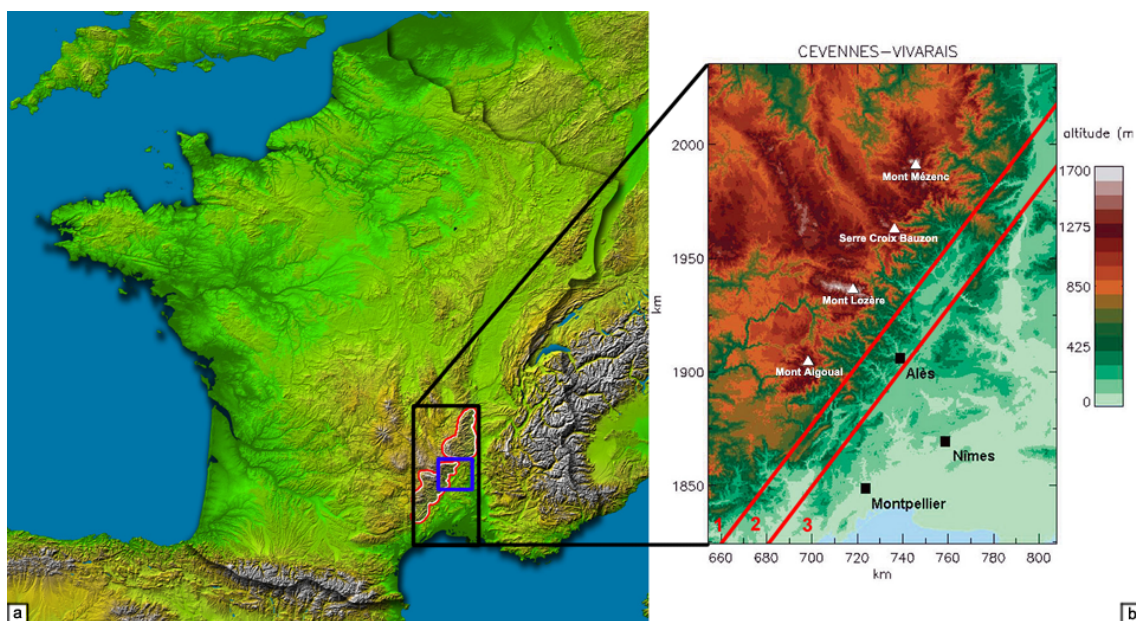


FIGURE 2.1 – Localisation de la région Cévennes-Vivarais (gauche) avec les massifs des Cévennes et du Vivarais (contours blancs et rouges) et zoom sur la topographie de la région (droite), les villes sont représentées par des carrés noirs, les sommets par des triangle blancs. Les lignes rouges délimitent les zones de montagne (1), de transition (2) et de plaine (3)

Cette région est caractérisée par une topographie particulière correspondant au contrefort Est du Massif Central, du massif des Cévennes au Sud-Ouest au massif du Vivarais au Nord-

Est, suivant un angle d'environ 30° . Les principaux sommets de cet ensemble montagneux sont le Mont Mézenc dans le massif du Vivarais (1754 m), le Mont Lozère (1699 m) et le Mont Aigoual (1567 m) dans le massif des Cévennes. Les altitudes varient donc du niveau de la mer au sud jusqu'à 1700 m sur les crêtes Cévenoles, entraînant de forts gradients topographiques en allant du Sud vers le Nord ou de l'Est vers l'Ouest. Les crêtes marquent la ligne de séparation des eaux entre les rivières qui rejoignent l'océan Atlantique à l'Ouest (Loire) et les affluents du Rhône qui rejoignent la mer Méditerranée (Ardèche, Chassezac..). Les nombreuses rivières affluentes du Rhône ont conduit à la formation de vallées et de gorges profondes (500-600 m de profondeur). La majorité de ces rivières sont orientées Nord-Ouest/Sud-Est entraînant la formation de nombreux épaulements perpendiculaires à l'orientation principale du massif. D'une manière assez globale, on schématise ce relief particulier en trois zones (Fig.2.1.b) qui suivent le gradient topographique :

- Une zone de montagne qui s'étend des plateaux Cévenols à l'Ouest aux crêtes surplombant la vallée du Rhône à l'Est, caractérisée par des altitudes moyennes supérieures à 500 m.
- Une zone de transition, assez étroite, qui correspond au piedmont des massifs environnants. Les altitudes sur cette bande varient de 200 à 500 m.
- Une zone de plaine qui s'étend de la vallée du Rhône à l'Est et jusqu'à la mer Méditerranée au Sud. Des petits massifs culminant autour de 300-400 m se retrouvent dans cette zone qui reste majoritairement caractérisée par des terrains dont l'altitude est inférieure à 200 m.

Cette région présente des spécificités locales de géologie et de terroir qui ont conduit à la création du parc national des Cévennes et du parc naturel régional des Monts d'Ardèche.

2.1.2 Climatologie et météorologie de la région Cévennes-Vivarais

La construction de l'observatoire météorologique du Mont Aigoual en 1887, suite à la déforestation du massif et aux crues dévastatrices entre 1856 et 1861 (Source Aigoual.asso.fr), initie très certainement l'attention portée sur la compréhension des processus météorologiques sur cette région. Depuis 1894, un registre des observations météorologiques est ainsi tenu à jour à l'observatoire du Mont Aigoual, dernier observatoire météorologique de montagne en activité en France. Depuis le début des observations, l'observatoire du Mont Aigoual a enregistré des records de précipitations particulièrement forts avec jusqu'à 607 mm de pluie en 24h le 30 Octobre 1963 et un record annuel de 4014 mm en 1913. Le tableau 2.1 présente les normales

de précipitations en mm mesurées sur la période 1971-2000 par Météo-France. On remarque que les précipitations au Mont Aigoual sont particulièrement fortes à l'automne (Septembre à Novembre) et durant l'hiver (Décembre à Février). A partir de ces données, Yu (2008) montre que les précipitations des trois mois d'automne contribuent à hauteur de 34% aux précipitations annuelles.

Mois	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jun	Année
	Jui	Aou	Sep	Oct	Nov	Dec	
<i>Pluie(mm)</i>	261.1	168.2	135.2	180.4	173.4	107.9	2045.6
	59.4	78.1	167.1	288.8	243.5	227.6	

TABLE 2.1 – Normale des précipitations au Mont Aigoual sur la période 1971-2000 (Source: Météo-France)

Plus récemment, les travaux de Molinié et al. (2012) ont montré pour la période 1958-2000 que le maximum climatologique des précipitations se situe au niveau du massif de la Serre de la Croix de Bauzon (Fig.2.1) culminant à 1548 m dans les Cévennes ardéchoises. Cette étude met en particulier l'accent sur les forts contrastes climatologiques avec notamment un cumul annuel moyen de l'ordre de 500 mm en plaine à comparer à 2000 mm sur le relief, un nombre de jours de pluie par mois de sept jours en-dessous de 200 m d'altitude alors qu'on observe treize jours de pluie au-dessus de 900 m. Cette étude montre également la forte dépendance de la distribution spatiale des maxima de précipitations en fonction du pas de temps d'intégration : les intensités moyennes horaires sont localisées préférentiellement en plaine de la mer Méditerranée à la vallée du Rhône tandis que les intensités maximales journalières sont organisées le long du relief de la région (Fig.2.2). Cette étude met pleinement en évidence la signature climatologique des différents régimes de précipitations qui peuvent affecter la région.

La région Cévennes-Vivarais est donc le théâtre de précipitations intenses, en particulier à l'automne, qui se caractérisent par des conditions météorologiques spécifiques et qui peuvent engendrer la genèse de crues rapides et dévastatrices. On parle alors d'épisode Cévenol, et plus généralement, d'épisode Méditerranéen. Leur origine résulte de l'advection de masses d'air par un flux de Sud dont les basses couches chaudes sont progressivement saturées en humidité du fait de l'évaporation des masses d'eau superficielles de la mer Méditerranée. A l'automne, ce flux d'air chaud et humide entraîne une déstabilisation de l'atmosphère plus froide. Les vents du Sud apportent ces masses d'air conditionnellement instables sur les reliefs du pourtour Méditerranéen, et en particulier sur les montagnes Cévenoles, entraînant leur soulèvement et leur

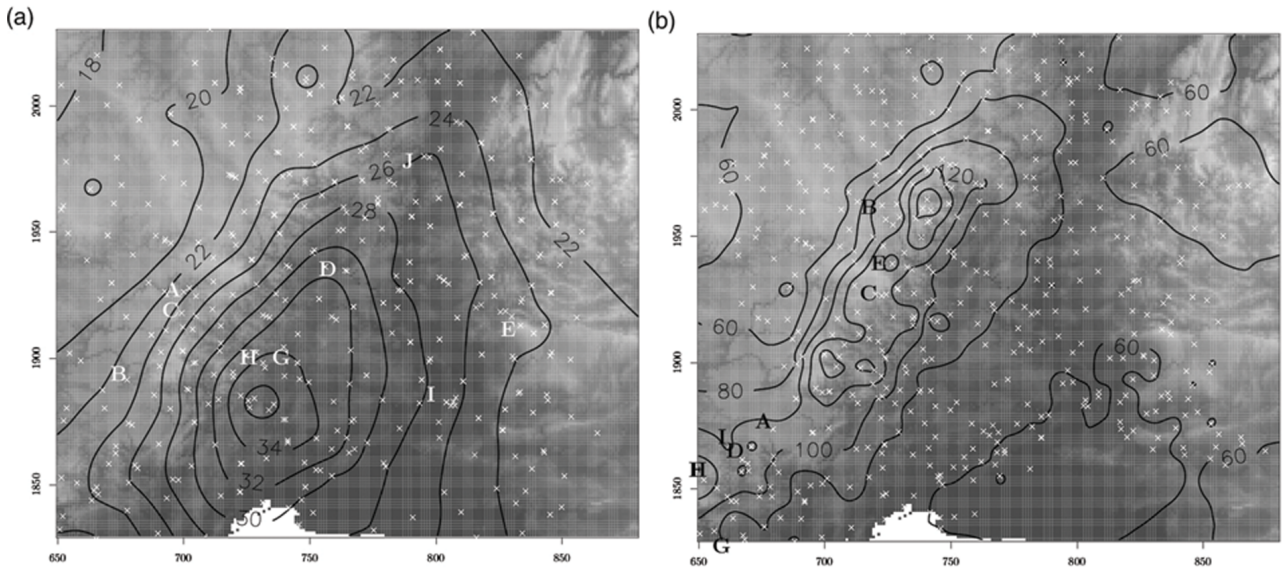


FIGURE 2.2 – Mediane des maxima annuels de l'intensité pluviométrique horaire (a) et journalière (b) (isocontours). Les lettres A-I représentent les indices des 10 maxima de pluie horaire et journalière. La topographie de la région est en nuance de gris. Molinié et al. 2012

permettant, éventuellement, d'atteindre leur niveau de convection libre, conduisant ainsi au déclenchement de la convection. Des conditions synoptiques particulières favorisent généralement le déclenchement de ces précipitations. La présence d'une dépression au voisinage de l'Irlande peut conduire au creusement d'un profond thalweg s'étendant vers le Sud, associé à un enfoncement d'air froid polaire généralement bien visible sur les champs de géopotential et de température à 500 hPa. Souvent, l'air froid polaire dans la partie Sud du thalweg va former une dépression d'altitude, due à un isolement tourbillonnaire de cet air froid, constituant ainsi un système fermé appelé goutte froide. Ce puissant moteur atmosphérique que constitue la goutte froide entraîne un flux de Sud sur le bassin Méditerranéen. Différents scénarios météorologiques sont alors possibles :

- La présence d'une dorsale anticyclonique de l'Afrique du Nord à la Scandinavie peut ralentir l'approche de la goutte froide (ou du thalweg) et peut entraîner l'advection d'air chaud en altitude. Cette configuration conduit au déclenchement de précipitations continues dont l'effet d'accumulation peut devenir très important dans le cas de situation de blocage atmosphérique.
- En l'absence d'advection d'air chaud en altitude, l'approche de la goutte froide entraîne une forte déstabilisation de l'atmosphère due à la présence d'air froid polaire en altitude et de masses d'air chaudes et humides en surface. Cette déstabilisation profonde de l'atmosphère est alors propice au déclenchement d'orages très intenses et très localisés.

- Dans certains cas, les conditions synoptiques (Nuissier et al. 2008) entraînent des modifications à méso-échelle et conduisent à la formation de Système Convectifs de Méso-échelle (MCS pour Mesoscale Convective System). Ces systèmes convectifs intenses, dont le sommet peut atteindre voire dépasser la tropopause, présentent un degré d'organisation important et les signatures sur les imageries de télédétections (Radar, Satellite) sont bien caractéristiques (écho en arc, linéaire ou en V) (Fig.2.3). Leur extension horizontale peut atteindre la centaine de kilomètres. A l'approche de la goutte froide, il peut y avoir diffuence du courant jet (courant très rapide en haute atmosphère) entraînant une divergence en altitude. Cette divergence favorise la formation d'une dépression en surface ainsi que les mouvements convectifs (Barret et al. 1994). Il en résulte alors une forte convergence de masses d'air chaudes, humides et instables en basse couche pouvant être renforcée par les convergences de basse couche liées à la complexité du terrain. Bien que l'advection de masses d'air chaudes et humides en basse couche soit une condition nécessaire au développement d'un tel système, d'autres facteurs, en particulier le cisaillement vertical des vents, l'intrusion d'air sec en altitude et la formation d'une goutte froide due au refroidissement induit par les précipitations (Ducrocq et al. 2008), permettent à un tel système de s'auto-entretenir. Lorsque l'ensemble des conditions sont favorables, ce type de système peut alors devenir quasi-stationnaire, l'alimentation du système, et donc les précipitations les plus intenses, se régénèrent alors sur la même zone (Signature en V sur les images radars et satellites).

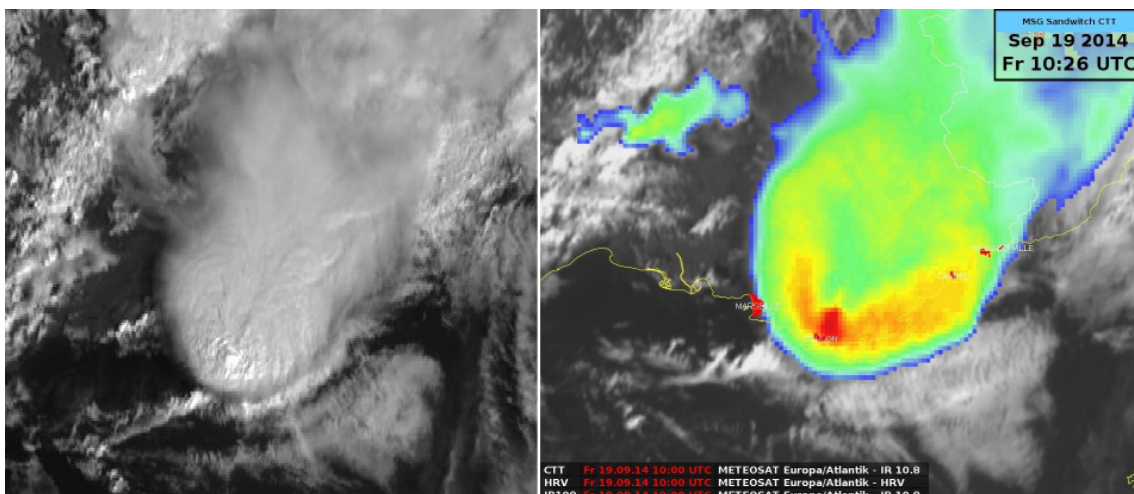


FIGURE 2.3 – Image satellite Visible (gauche) et InfraRouge (droite) de L'orage en V du 19 Septembre 2014

Les systèmes convectifs fortement développés dus aux conditions synoptiques et/ou aux for-

çages de méso-échelle entraînent des précipitations généralement très intenses sur des périodes relativement courtes (de quelques heures à la journée) (Delrieu et al. 2005). Il est aussi possible que des déclenchements convectifs moins profonds, mais plus persistants, se développent sur le relief. Dans certaines conditions de flux amont, direction, vitesse, cisaillement du vent, humidité de la masse d'air dans les basses couches (Godart et al. 2009), des précipitations orographiques peuvent s'organiser en bandes (alternance de zones pluvieuses et non pluvieuses) (Kirshbaum et Durran 2004). Les cellules convectives à faible développement vertical (3-4 km) sont déclenchées par la structure à fine échelle du relief et par la manière dont le flux en amont arrive sur celui-ci (Cosma et al. 2002). Les cellules sont alors advectées par le flux et de nouvelles cellules se déclenchent au même endroit que les premières. De ce fait, ces précipitations organisées en bandes présentent un état stationnaire tant que la situation météorologique est stable. Les intensités pluviométriques sont généralement faibles à moyennes ($< 10 \text{ mm.h}^{-1}$) mais peuvent durer jusqu'à plusieurs jours lorsque les conditions météorologiques sont particulièrement stables. L'extension horizontale de ces systèmes est de l'ordre quelques dizaines de kilomètres. L'accumulation de ces précipitations peut être assez conséquente (de l'ordre de 100 mm en une journée) (Miniscloux et al. 2001). Godart et al. (2011) ont montré que ce type de précipitations contribue à hauteur de 40% du régime pluviométrique de la région Cévennes-Vivarais.

Ces différents systèmes convectifs (MCS et systèmes organisés en bandes) présentent des échelles spatiale et temporelle différentes. Néanmoins, Ricard (2002) suggère que ces deux échelles de convection peuvent être imbriquées au sein d'un même évènement.

2.1.3 Une région à enjeux

Les forts cumuls de précipitations, observés dans la région Cévennes-Vivarais, entraînent généralement des réactions des bassins hydrologiques pouvant conduire à des crues rapides. Les bassins versants dans la zone de montagne sont petits (de l'ordre de quelques kilomètres carrés). Suivant l'état hydrique d'un bassin versant avant l'arrivée des précipitations, la réponse hydrologique sur ce type de bassin est plus ou moins rapide. En effet, lorsque les sols ont atteint leur état de saturation, les eaux de ruissellement se concentrent rapidement dans la rivière. La réponse hydrologique de la rivière dépend alors fortement de l'intensité des précipitations (Anquetin et al. 2010; Braud et al. 2010). Dans le cas de précipitations très intenses dues au développement d'un MCS stationnaire, les cumuls de pluie peuvent atteindre plusieurs

centaines de millimètres en quelques heures, c'est-à-dire, plusieurs centaines de litres d'eau au mètre carré, le niveau d'une rivière alimentée par les petits bassins versants de montagne peut alors augmenter de plusieurs mètres en quelques heures, voire moins. Dans le cas de précipitations persistantes, les cumuls peuvent aussi atteindre la centaine de millimètres et donc générer des débordements, moins rapides, des rivières. La problématique en plaine est aussi sensible du fait de la forte urbanisation du littoral Méditerranéen. Les systèmes convectifs intenses se développant en amont du relief conduisent alors à des inondations urbaines.

La région Cévennes-Vivarais est donc une région à forts enjeux hydroclimatiques. En effet, la prévision de l'aléa hydro-météorologique reste encore une tâche délicate, notamment lorsqu'il s'agit de prévoir la localisation d'un système convectif et la réponse hydrologique d'un bassin versant. De plus, dans un contexte de changement global, on anticipe une évolution croissante conjointe de l'occurrence et de l'intensité des phénomènes extrêmes (Christensen et al. 2007; Pachauri et al. 2014) ainsi qu'une urbanisation en constance expansion. La conjonction de ces facteurs conduit à une augmentation du risque hydroclimatique sur les régions Méditerranéennes, accroissant la vulnérabilité des populations de ces régions, comme l'ont déjà montré les évènements dans le passé (Table.2.2).

Lieu	Date	Cumul de pluie (mm)	Décès	Cout (euro)
<i>Vaison-La-Romaine</i>	22 Sep 1992	300mm en 24h	>50	1 x 10 ⁹
<i>Aude</i>	12-13 Nov 1999	630mm en moins de 48h	>30	1 x 10 ⁶
<i>Gard</i>	8-9 Sep 2002	>600mm en 24h	>20	1.5 x 10 ⁹
<i>Languedoc</i>	17-19 Sep 2014	>400mm en 24h	6	-
<i>Côte d'Azur</i>	03 Oct 2015	200mm en moins de 3h	20	0.5 x 10 ⁹

TABLE 2.2 – Liste des derniers épisodes Méditerranéens majeurs sur le Sud de la France

En 2000, l'OHMCV (Observatoire Hydro-météorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais) a été créé à l'initiative du LTHE en partenariat avec de nombreux organismes nationaux (Météo-France) et de nombreux laboratoires de recherche nationaux et européens. Il s'est donné pour objectif de réunir des chercheurs de différentes disciplines (Météorologie, Hydrologie, Géologie, Géographie humaine, etc. . .) dans le but d'améliorer la connaissance sur les processus hydro-météorologiques associés à la genèse et à la propagation des crues rapides ainsi que les processus d'adaptations des sociétés face à cet aléa.

Outre le réseau d'observation dans le cadre de l'OHMCV et le réseau opérationnel déployé dans la région, des campagnes scientifiques permettent un suivi plus intense des systèmes précipitants comme lors de la campagne Cévennes86-88 avec le radar ANATOL (Andrieu et al. 1997; Creutin

et al. 1997) ou plus récemment la campagne HyMeX (Drobinski et al. 2014; Ducrocq et al. 2014) sur laquelle s'appuie les observations qui font l'objet de cette étude. La description de cette campagne internationale est l'objet de la section suivante.

2.1.4 HyMeX - SOP 2012

Le projet HyMeX (HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment) a été lancé par la communauté scientifique Française en 2007. Ce projet est intégré au méta-programme MISTRALS (Mediterranean Integrated STudies at Regional and Local Scales, www.mistrals-home.org) de l'INSU. HyMeX a pour objectif d'améliorer la compréhension et la quantification du cycle hydrologique, et ses processus associés, dans le bassin Méditerranéen (Drobinski et al. 2014; Ducrocq et al. 2014). Le cycle hydrologique du bassin Méditerranéen est un système complexe qui met en jeu les interactions entre les différents compartiments du système Terre: l'atmosphère, l'hydrosphère (hydrologie continentale et l'océanographie), la biosphère et l'impact de l'homme sur son environnement. Le bassin Méditerranéen est un système couplé unique caractérisé par une mer presque fermée, entourée de littoraux fortement urbanisés, eux-mêmes entourés de massifs montagneux soumis à des épisodes hydro-météorologiques intenses (précipitations intenses, crues éclairées, vents forts). Pour améliorer notre connaissance de ce système et la prévisibilité des phénomènes extrêmes, trois périodes d'observation ont été définies :

- Une période d'observation sur 10 ans (LOP pour Long-term Observation Period) de 2010 à 2020 afin de collecter des observations de l'ensemble du système couplé pour comprendre la variabilité saisonnière et interannuelle du cycle de l'eau.
- Une période d'observation étendue (EOP pour Enhanced Observation Period) sur 4 ans dans le but d'étudier le bilan lié au cycle de l'eau et différents processus, en particulier, les précipitations intenses générant des crues rapides à l'automne et les systèmes dépressionnaires associés aux vents forts en hiver.
- Deux périodes d'observations spéciales (SOP pour Special Observation Period) qui ont eu lieu à l'automne 2012 pour la première (SOP1-1) et durant l'hiver 2013 pour la seconde (SOP2). Ces périodes ont eu pour but d'apporter des observations spécifiques et détaillées afin d'étudier les processus hydro-météorologiques conduisant à la genèse des crues éclairées à l'automne, ainsi que les processus liés aux vents forts en hiver, dans les zones ciblées (Fig.2.4.a)

La région Cévennes-Vivarais fut désignée comme une des zones cibles pour l'étude des processus atmosphériques et hydrologiques associés aux précipitations intenses et aux crues éclairées. Ainsi, durant la SOP1-1 du projet HyMeX, le réseau OHMCV a été renforcé par de nombreux instruments de différents laboratoires nationaux, européens et internationaux (Fig.2.4.b). Notre étude s'appuie sur une partie des données acquises lors des différents épisodes qui ont affecté la région Cévenole. En particulier, un réseau d'observation spécifique, détaillé dans la section suivante, a été mis en place autour du supersite de l'OHMCV, le H-Piconet, réseau dense d'observation des caractéristiques de la pluie doté de 9 stations équipées chacune de pluviomètres, de spectro-pluviomètres optiques et d'anneaux d'induction, dans le Sud de l'Ardèche (Fig.2.4.c).

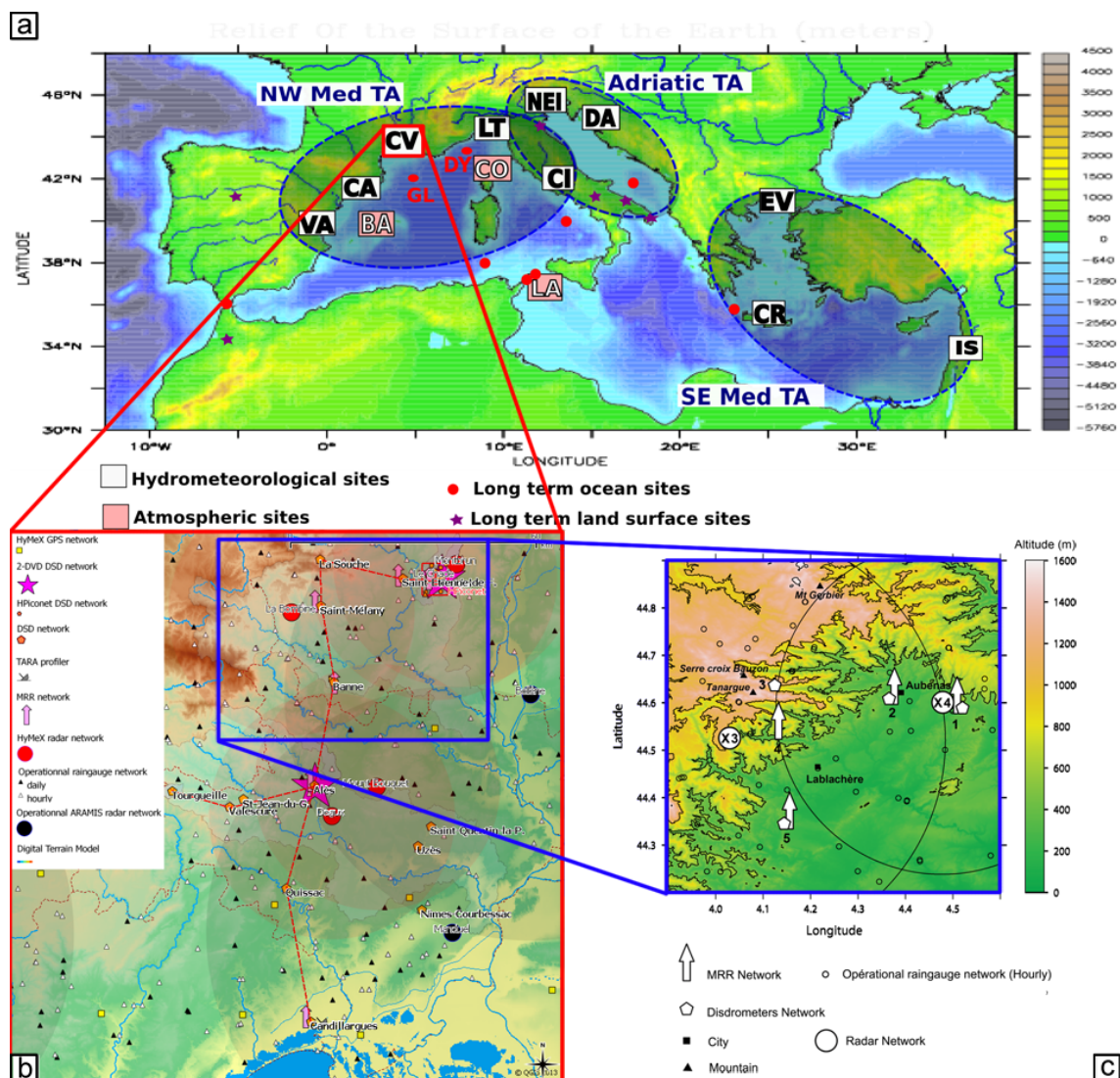


FIGURE 2.4 – Zones cibles autour du bassin Méditerranéen (a), détail du réseau étendu sur la zone cible Cévennes-Vivarais avec les transect en lignes pointillées (cadre rouge) (b), détail du réseau déployé sur le Sud de l'Ardèche autour du supersite H-Piconet de l'OHMCV (cadre bleu) (c)

2.2 Réseau d'observation - Mesures directes

2.2.1 Réseau de pluviomètres

Le réseau opérationnel de pluviomètres dans la région s'appuie sur trois réseaux fortement impliqués dans la prévision, le suivi et la gestion des épisodes de précipitations intenses dans la région Cévennes-Vivarais (réseaux EDF, Météo France et SPC Grand Delta). Ce réseau est constitué de 302 stations horaires dont la densité moyenne est d'un pluviomètre par 12x12 km². Ce réseau est étendu par le réseau de 220 pluviomètres au pas de temps journalier de Météo France (Fig.2.4.b).

Les pluviomètres sont des pluviomètres à augets basculant. La pluie est captée par un entonnoir qui vient alimenter un auget. Lorsque l'auget est rempli, il bascule et l'heure de basculement est enregistrée. Pour les pluviomètres conventionnels utilisés dans les réseaux d'observation, la surface de l'entonnoir et le volume de l'auget sont standards et mesurent respectivement 1000 cm² et 20 cm³. La mesure d'un basculement correspond à 0.2 mm de pluie et permet d'obtenir le taux de précipitations.

Quelques incertitudes persistent sur la mesure des précipitations avec ce type de pluviomètre. En fonction du niveau de remplissage de l'auget, la mesure peut être affectée soit par un biais négatif, dans le cas où le basculement n'a pas eu lieu et que l'eau s'évapore, soit par un biais positif si de l'eau est encore présente dans l'auget à l'arrivée de nouvelles précipitations. Afin de limiter ces biais, une mesure pour un pas de temps donné sera prise en compte à partir de trois basculements d'augets successifs (correspondant à un volume de 0.6 mm). De plus, les mesures peuvent être affectées par des biais dus aux conditions météorologiques (vent, grêle), aux caractéristiques du collecteur (phénomène de mouillage des surfaces pour les pluies faibles, accumulation d'eau dans le collecteur et pertes entre deux basculements pour les précipitations les plus intenses).

Différentes études mettent en avant la difficulté d'un réseau de pluviomètres de rendre compte de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations (Krajewski et al. 2003; Tokay et Bashor 2010; Berne et Krajewski 2013). La densité trop faible des réseaux de pluviomètres devient alors un facteur limitant pour l'estimation spatiale de l'intensité et du cumul des précipitations.

2.2.2 Réseau de disdromètres

Un réseau de disdromètres optiques Parsivel (Löffler-Mang et Joss 2000) a été installé lors de la SOP1-1 suivant trois transects principaux du Sud au Nord et de l'Est vers l'Ouest (Fig.2.4.b). Le transect Sud-Nord s'étend de la mer Méditerranée, à Candillargues, jusqu'aux montagnes Cévenoles, à La Souche. Deux transects sont orientés Est-Ouest, le premier vers le Sud entre Alès et Tourgueille, tandis que le second plus au nord relie le supersite du H-Piconet, dans le Sud de l'Ardèche, au site de montagne de La Souche.

Ce second transect est au cœur de notre zone d'étude et est constitué de trois sites de mesures (Fig.2.4.c). A l'Est, la station du Pradel, implantée dans l'enceinte du lycée agricole, est équipée de différents types d'instruments dont un disdromètre installé sur le toit du lycée. Cette station est implantée dans la **zone de plaine**, comme définie sur la Fig.2.1, à une altitude de 303 m. A 10 km à l'ouest du Pradel se situe la station de Saint-Etienne-de-Fontbellon (StEF), placée sur le toit d'une école du village à une altitude de 208 m. La station de StEF se trouve dans la **zone de transition** (Fig.2.1) au pied du relief Ardéchois, dans la vallée de l'Ardèche qui longe le piedmont. La station la plus à l'Ouest est une station de la **zone de montagne** (Fig.2.1) située à La Souche, à une altitude 924 m, dans la vallée du Lignon. Il s'agit de la station la plus proche du maximum climatologique des précipitations de la région identifié par Molinié et al. (2012).

Le disdromètre (Distribution Drop Meter) OTT parsivel est un spectro-pluviomètre optique. Cet instrument permet la mesure du diamètre et de la vitesse de chute des gouttes à partir d'un faisceau laser de 54cm². Le diamètre des gouttes est directement lié à l'atténuation de l'intensité du faisceau au passage de la goutte. La durée de cette atténuation informe sur la vitesse de la goutte. Ces gouttes sont ensuite classées dans 32 classes de diamètre (définies par le constructeur) de largeur variable allant de 0 à 24 mm (Fig.2.5). A partir de ces mesures, différents paramètres sont obtenus, notamment l'intensité des précipitations ainsi que les spectres du nombre de gouttes par classe de diamètre et de vitesse qui sont utilisés dans notre étude.

Les mesures du diamètre et de la vitesse sont indépendantes, aucune hypothèse est utilisée liant l'une à l'autre. Des travaux récents montrent que de nombreuses gouttes ne respectent pas les relations établies entre diamètre et vitesse de chute des gouttes (Kruger et Krajewski 2002). D'après Montero-Martínez et al. (2009), les gouttes qui ne respectent pas les relations diamètre/vitesse sont expliquées par l'occurrence de processus microphysiques juste avant la mesure. Les nouvelles gouttes alors formées n'ont pas atteint leurs vitesses terminales de chute

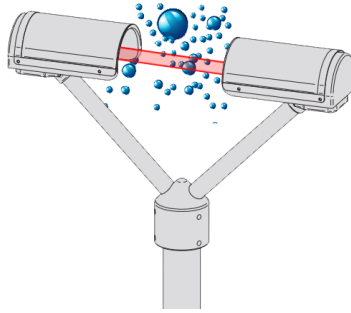


FIGURE 2.5 – Principe de fonctionnement du spectropluviomètre optique OTT Parsivel

correspondant à leurs nouveaux diamètres. De plus, des problèmes d'échantillonnage, d'extinction partielle du faisceau par une goutte, ou d'éclaboussures sur l'instrument conduisent également à des mesures de gouttes qui ne respectent pas les relations diamètre/vitesse des chutes de gouttes.

Pour pallier à ces difficultés de mesure, les données sont filtrées afin d'éliminer les mesures qui paraissent physiquement "aberrantes". Ce filtrage est réalisé à partir de la relation entre le diamètre et la vitesse de chute des gouttes proposée par [Atlas et al. \(1973\)](#). Considérons une goutte de pluie dont le diamètre est compris dans une classe de centre d et dont la vitesse terminale de chute calculée à partir de la relation d'[Atlas et al. \(1973\)](#) est $T(d)$, si cette goutte ne remplit pas les critères suivant, alors elle est éliminée :

- $d \geq 6 \text{ mm}$
- $v > T(d) + \alpha T$
- $v < T(d) - \alpha T$

Avec $\alpha = 0.6$ pour une tolérance de 60% ([Jaffrain et Berne 2011](#)). Ce filtrage est représenté par les deux courbes vertes de la Fig.2.6, toute goutte mesurée à l'extérieur de ces deux courbes est considérée aberrante.

2.3 Réseau d'observation - Mesures indirectes

2.3.1 Réseau Radar

Le réseau ARAMIS de Météo France est un réseau de radars opérationnels composé de 29 radars (19 radars en bande C, 5 en bande S et 5 en bande X) apportant une couverture quasiment complète du territoire métropolitain. Plusieurs radars du réseau ARAMIS sont d'importance particulière pour le suivi des précipitations sur la région Cévennes-Vivarais. En effet, l'ensemble

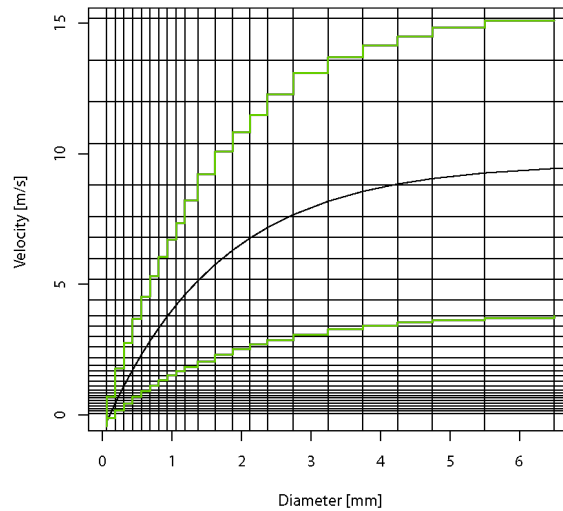


FIGURE 2.6 – Représentation du traitement des données du disdromètre. Les gouttes dont les diamètres et les vitesses terminales se situent entre les deux courbes vertes sont gardées, les autres sont exclues. La courbe noire représente la relation entre le diamètre et la vitesse de chute de goutte définie par Atlas et al. (1973)

du littoral Méditerranéen est couvert par 2 radars en bande S à double polarisation, à Nîmes (Gard) et à Collobières (Var), un radar en bande S à Opioul (Pyrénées Orientales) et un radar en bande X à double polarisation près de Nice (Alpes Maritimes). La vallée du Rhône est couverte par le radar en bande S de Bollène (Vaucluse), situé à environ 60 km du radar de Nîmes. Les radars de Nîmes et de Bollène sont essentiels pour l'estimation des précipitations sur la région Cévennes-Vivarais. Leur situation offre un recouvrement particulièrement fort et une bonne couverture de l'ensemble des bassins versants des massifs Cévenols.

Lors de la SOP1-1, un réseau de radars de recherche a été mis en place pour suivre à fine échelle les précipitations dans le terrain complexe que représentent les massifs des Cévennes et du Vivarais (Bousquet et al. 2014). Dans notre zone d'étude, trois radars de recherche ont été installés. L'un d'eux, mis en place et suivi par l'EPFL (Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne), est situé à Montbrun (MXPOL). Les deux autres radars, mis en place et suivis par le LaMP, sont au cœur de cette étude. A l'Est, le radar installé au Chade (référéncé par X4 sur la Fig.2.1.c) est un radar volumique en Bande X (9.375 GHz). Il fonctionne sur trois élévations (1° , 2° et 4°) avec une résolution en azimut de 1° pour une résolution spatiale de 90 m; sa portée maximale est de 21.6 km; il réalise un cycle complet (i.e. obtention d'un scan complet pour les trois élévations) en trois minutes. Ce radar est situé sur une colline à quelques kilomètres à l'Ouest de la station du Pradel et à l'Est de la station de StEF, il permet donc une couverture

à haute résolution spatiale des champs de précipitations dans la zone de plaine et de transition. A l'Ouest, le radar installé sur le site de La Bombine (référéncé par X3 sur la Fig.2.1.c) est un radar en bande X (9.41 GHz), ne disposant que d'une seule élévation fixée à 1.5° . La résolution spatiale est de 120 m avec une résolution en azimuth de 1° pour une portée maximale de 36 km et son cycle de rotation rapide permet l'obtention d'un scan toutes les 30 secondes. Ce radar est situé dans la zone de montagne, sur les crêtes surplombant la vallée de la Drobie, et permet une couverture de l'ensemble des stations de montagne et de la zone de transition du réseau. Ce dispositif nous permet donc de couvrir avec une haute résolution spatiale et temporelle l'ensemble de la zone d'étude. Néanmoins, l'utilisation de radars apporte une mesure indirecte des précipitations. Afin de relier le signal détecté par le radar à une grandeur pluviométrique, nous rappelons brièvement le principe de fonctionnement du radar ainsi que l'établissement de la relation entre la mesure du radar et la variable d'intérêt pour l'étude des précipitations.

Principe du radar météorologique

A partir des années 1930, le radar (RADio Detection And Ranging) est utilisé pour l'aviation. La mesure effectuée pour le suivi des avions était fortement affectée par les précipitations qui perturbaient le signal. Cette perturbation est devenue un objet d'étude à part entière, de sorte qu'aujourd'hui le signal radar est exploité et valorisé pour la mesure des précipitations. Cet instrument est composé de trois éléments principaux :

- Un émetteur permettant l'impulsion d'une onde électromagnétique à une fréquence donnée.
- Une antenne qui va imposer la direction de l'émission de l'onde électromagnétique dans l'atmosphère. La géométrie de l'antenne est conçue pour concentrer le signal dans un angle le plus petit possible. L'onde ainsi émise se propage dans l'atmosphère à une vitesse proche de la vitesse de la lumière. Lorsque cette onde illumine une cible (une population d'hydrométéores), une partie de sa puissance est absorbée et rétrodiffusée par celle-ci (Fig.2.7).
- Un récepteur qui reçoit l'énergie rétrodiffusée captée par l'antenne dont les caractéristiques dépendent de l'onde émise par le radar, de la taille, la forme et des propriétés diélectriques des cibles.

L'énergie absorbée et rétrodiffusée par une cible dépend de ses caractéristiques diélectriques et du rapport entre sa taille et la longueur d'onde utilisée par le radar. Ces propriétés sont

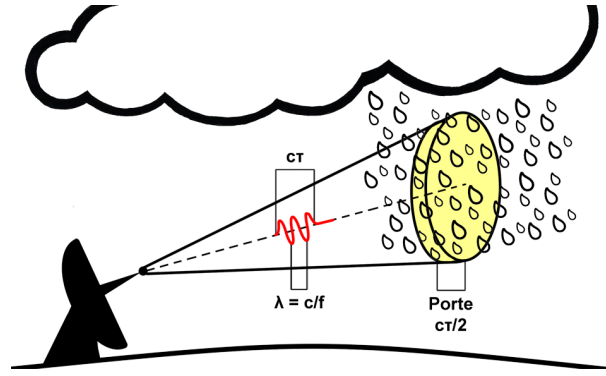


FIGURE 2.7 – Principe de fonctionnement du radar météorologique. L'onde émise est représentée en rouge et est définie par sa longueur d'onde λ , sa durée d'émission τ , et sa fréquence f . Le volume jaune défini le volume d'échantillonnage.

décrites par l'équation radar qui est définie sous sa forme générale en établissant le bilan de puissance sur le trajet aller/retour du signal pour une cible isotrope. En faisant l'hypothèse que la même antenne est utilisée pour l'émission et la réception du signal, la puissance reçue par celle-ci est alors donnée par :

$$P_r = \left(\frac{P_t G_0^2 |f_n(\theta, \phi)|^2 \lambda^2 L_r}{(4\pi)^3} \right) L^2 \frac{\sigma}{r^4} \quad (2.1)$$

Dans cette équation, le terme P_t est la puissance transmise par le radar [W], G_0 correspond au gain de l'antenne [dB], $f_n(\theta, \phi)$ représente les propriétés directionnelles de l'antenne et permet de décrire le lobe principal et les lobes secondaires du faisceau (Fig.2.8), λ correspond à la longueur d'onde [m], σ est la section efficace de rétrodiffusion radar de la cible [m²], L_r et L sont des coefficients d'atténuation correspondant respectivement au radar et à l'environnement entre le radar et la cible, et r est la distance entre le radar et la cible [m].

On peut alors réécrire cette équation sous une forme plus simplifiée :

$$P_r = C_1 L^2 \frac{\sigma}{r^4} \quad (2.2)$$

Où C_1 est la constante caractéristique du radar utilisé.

Dans le cas d'une distribution volumique des cibles, la section de rétrodiffusion du signal radar est alors égale à la somme des rétrodiffusions des cibles intégrée sur l'ensemble du volume et s'écrit comme suit :

$$\sum_V \sigma_i = V \left(\sum_V \frac{\sigma_i}{V} \right) = V \eta \quad (2.3)$$

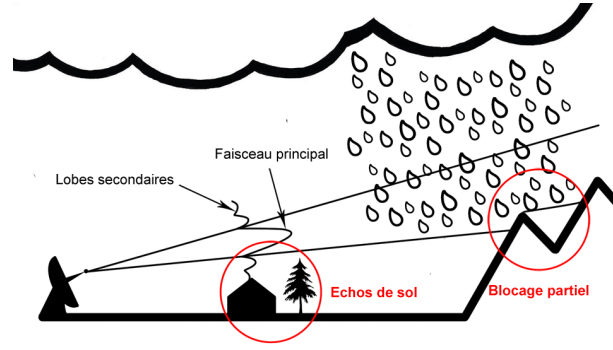


FIGURE 2.8 – Illustration des échos de sols dûs aux lobes secondaires du faisceau émis par le radar et du blocage partiel du faisceau principal

η est la réflectivité radar [cm^{-1}].

En reprenant l'eq.(2.1), on a alors pour un volume diffusant situé à une distance r du radar :

$$P_r = \frac{P_t G_0^2 \lambda^2 L_r L^2 \eta}{(4\pi)^3} \int_V \frac{|f_n(\theta, \phi)|^4}{r^4} dV \quad (2.4)$$

Où V , le volume d'intégration est celui du signal avec $dV = r^2 dr d\Omega$ et $d\Omega$ est l'élément de l'angle solide.

Lorsque r est large devant la profondeur du volume de résolution $c\tau/2$, avec $dr \approx c\tau/2$ on a :

$$P_r = \frac{P_t G_0^2 \lambda^2 L_r L^2 c\tau}{(4\pi)^3} \frac{\eta}{2 r^2} \int_{\Omega} |f_n(\theta, \phi)|^4 d\Omega \quad (2.5)$$

En considérant que la distribution de l'énergie du lobe principal du signal est représentée par une fonction Gaussienne de la forme suivante (Nathanson et Reilly 1968) :

$$|f_n(\theta, \phi)|^2 = \exp \left[- \left(\frac{\theta^2}{2\sigma_\theta^2} + \frac{\phi^2}{2\sigma_\phi^2} \right) \right] \quad (2.6)$$

Où σ_θ et σ_ϕ sont les écart-type de la distribution.

En négligeant l'effet des lobes secondaires on obtient (Probert-Jones 1962) :

$$\int_{\Omega} |f_n(\theta, \phi)|^4 d\Omega = \frac{\pi \theta_0 \phi_0}{8 \ln 2} \quad (2.7)$$

Où θ_0 et ϕ_0 sont l'ouverture du faisceau à 3dB.

L'erreur sur la non prise en compte des lobes secondaires est inférieure à 0.2dB et donc négligeable (Sauvageot 1992). On arrive alors finalement à l'équation radar pour une distribution

volumique des cibles :

$$P_r = \left(\frac{P_t \lambda^2 G_0^2 \theta_0 \phi_0 c \tau L_r}{1024 \pi^2 \ln 2} \right) L^2 \frac{\eta}{r^2} \quad (2.8)$$

Que l'on peut simplifier par

$$P_r = C_2 L^2 \frac{\eta}{r^2} \quad (2.9)$$

Avec C_2 la constante du radar.

Dans le cas où le rapport de la taille des cibles dans le volume diffusant à la longueur d'onde utilisée par le radar est très inférieur à 1, la diffusion des ondes électromagnétiques par les particules se situe dans le domaine de diffusion de Rayleigh. C'est le cas pour les hydrométéores (exceptée la grêle) et pour les radars dont les longueurs d'ondes varient entre 3 et 10cm (bande X, C et S) (Wexler et Atlas 1963). Dans ces conditions, la section efficace de rétrodiffusion radar est donnée par l'approximation de Rayleigh :

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (2.10)$$

Avec D le diamètre du diffuseur et $|K|^2$ le facteur diélectrique de ce dernier.

De ce fait, en faisant l'hypothèse (forte) d'une population d'hydrométéores sphériques dont les propriétés physiques et la répartition sont homogènes au sein du volume de résolution, la réflectivité radar est donnée par :

$$\eta = \sum_i \sigma_i = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \sum_i D_i^6 \quad (2.11)$$

La réflectivité radar est donc proportionnelle à la somme des diamètres des hydrométéores à la puissance 6. On définit alors le facteur de réflectivité radar, généralement décrit de la manière suivante :

$$Z = \int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D) D^6 dD \quad (2.12)$$

Avec $N(D)$ le nombre d'hydrométéores de diamètre D . Z est en général exprimé en dBZ suivant :

$$Z(DBZ) = 10[\log Z(\text{mm}^6\text{m}^{-3})] \quad (2.13)$$

Nous constatons à partir de l'eq.(2.9) que la mesure radar est affectée, par définition de la constante du radar, par de nombreux facteurs (Villarini et Krajewski 2010). Tout d'abord, l'hypothèse que la densité volumique de section efficace de rétrodiffusion η est homogène dans le

volume d'échantillonnage n'est plus vérifiée lorsque ce volume contient différents types d'hydrométéores, ce qui se produit en phase mixte lorsque des gouttes et des particules glacées coexistent. De plus, le faisceau émis par le radar présente un lobe principal défini par l'ouverture du faisceau à -3dB et des lobes secondaires (Fig.2.8) qui peuvent être interceptés par des cibles au sol voire masqués partiellement ou totalement, par exemple par un relief, entraînant ainsi des échos de sol. Un cas particulier de ces échos de sol peut arriver dans des conditions spéciales d'atmosphère lorsque l'indice de réfraction de l'air entraîne une déviation de la propagation des ondes vers le sol, on parle alors de propagation anormale.

Enfin, l'onde électromagnétique émise par le radar peut être sujette à une atténuation due aux nuages, aux précipitations et au gaz présents dans l'atmosphère. Le facteur d'atténuation est défini par la formule suivante :

$$A(r) = \exp -2 \frac{\ln 10}{10} \int_0^r K dr \quad (2.14)$$

Avec $K = Kn + Kp + Kg$, le coefficient d'atténuation résulte de la somme des coefficients d'atténuation dus aux nuages, aux précipitations et aux gaz.

L'effet d'atténuation le plus fort est dû aux précipitations, les atténuations par les nuages et les gaz dans le cas de l'approximation de Rayleigh sont négligeables. Les travaux de [Doviak et Zrnice \(1993\)](#) montrent qu'il y a une dépendance de l'atténuation avec la longueur d'onde de l'instrument et ils relient le taux d'atténuation K au taux de précipitations R par la loi puissance :

$$K = cR^d \quad (2.15)$$

Où c et d sont des constantes dépendant de la longueur d'onde et de la température.

Ainsi, l'atténuation du signal radar par les précipitations dépend de sa longueur d'onde (Table.2.3). Plus la longueur d'onde sera petite, plus l'atténuation du signal sera forte.

Des corrections sont apportées afin de minimiser les erreurs de mesures. Dans un premier temps, il est primordial de cartographier les échos de sol, afin de pouvoir les supprimer. La position de ces échos, résultant de la rétrodiffusion du signal sur des cibles fixes, reste toujours la même. Il est donc aisé d'identifier et de supprimer ces échos. L'atténuation doit aussi être corrigée. Il existe de nombreuses études sur cette question, par exemple les travaux de [Hitschfeld et Bordan \(1954\)](#), [Hildebrand \(1978\)](#), [Marzoug et Amayenc \(1991\)](#), [Delrieu et al. \(1999\)](#)... Pour les radars du LaMP, les travaux de [Tridon \(2011\)](#) ont permis la comparaison de différentes

Désignation	Bande de fréquence	Longueur d'onde
HF	3-30 MHz	100-10 m
VHF	30-300 MHz	10-1 m
UHF	300-1000 MHz	1-0.3 m
L	1-2 GHz	30-15 cm
S	2-4 GHz	15-8 cm
C	4-8 GHz	8-4 cm
X	8-12 GHz	4-2.5 cm
K_u	12-18 GHz	2.5-1.7 cm
K	18-27 GHz	1.7-1.2 cm
K_a	27-40 GHz	1.2-0.75 cm
V	40-75 GHz	7.5-4 mm
W	75-110 GHz	4-2.7 mm
mm	110-300 GHz	2.7-1 mm

TABLE 2.3 – Désignation des bandes de fréquence radar (Skolnik 2008)

études et ont conduit à l'utilisation de l'algorithme de Hirschfeld et Bordan (1954) pour la correction de l'atténuation.

2.3.2 Réseau MRR

Le réseau de MRR (pour Micro Rain Radar) mis en place durant la SOP1-1 à l'automne 2012 est complémentaire des mesures réalisées avec le réseau de disdromètre (nous détaillerons ce point dans la section suivante) (Fig.2.1.c).

Le MRR (Micro Rain Radar) est un radar doppler en bande K (24 GHz) à visée verticale. Contrairement au radar météorologique présenté précédemment, le MRR est un radar FM-CW (Frequency Modulated Continuous Wave): le signal émis par ce type de radar est une onde continue dont la fréquence varie linéairement entre f_0 et $f_0 + B$ avec une répétition constante (Fig.2.9).

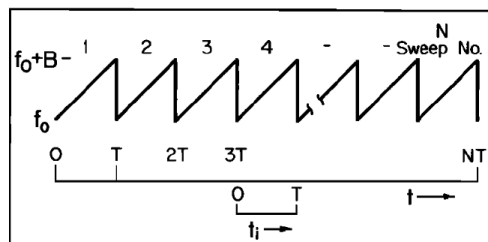


FIGURE 2.9 – Modulation de la fréquence émise par le radar MRR (Chadwick et al. 1976b)

Cet instrument permet de mesurer les profils de distribution des gouttes en se plaçant dans

le domaine de diffusion de Mie car les conditions du domaine de diffusion de Rayleigh ne sont plus complètement vérifiées. Le profil de distribution des gouttes mesurées avec ce radar permet de restituer le taux de précipitations, le facteur de réflectivité radar équivalent et le coefficient d'atténuation, trois variables d'intérêt pour l'hydrométéorologie. Ces observations sont fournies à la résolution de 100 m jusqu'à 3 km au-dessus du MRR (portée maximale de ce radar à cette résolution).

Dès les années 60, les radars à visée verticale sont utilisés pour des applications en hydrométéorologie (Rogers et Pilié 1962, Battan 1964, Caton 1966) et les études mettent en évidence les limitations de ce dispositif pour déduire la distribution des gouttes de pluie en particulier dues aux effets de vent vertical et de turbulence. En effet, pour arriver à la distribution des gouttes à partir des équations de la théorie de Mie (1908), on fait l'hypothèse forte de négliger l'effet du vent vertical. Or, suivant le type de précipitations mesurées, le vent vertical ne peut être négligé et en particulier pour les pluies de nature convective pour lesquelles les courants ascendants et descendants sont souvent forts. De même, la turbulence a un effet ascendant et descendant sur les hydrométéores dans le volume d'échantillonnage du radar. Outre ces limitations, la mesure par MRR est aussi fortement affectée par l'atténuation du signal (Bande K).

Les outils de traitement développés par Tridon (2011), donnent accès à l'estimation de la distribution des gouttes de pluie et des variables hydrométéorologiques associées. Dans un premier temps, le traitement du bruit de la mesure est nécessaire afin de supprimer tout artefact lié à un taux de précipitations faible mais persistant qui induirait une surestimation du cumul des précipitations. Une étude comparative de différentes méthodes de détection du bruit (Tridon 2011) montre que la méthode de Urkowitz et al. (1994) s'avère la plus adaptée.

Pour la correction de l'atténuation, les algorithmes de correction pour les radars classiquement utilisés (Hitschfeld et Bordan 1954, Hildebrand 1978) sont particulièrement instables du fait de l'hypothèse d'homogénéité des mesures qui n'est ici pas valable comme le souligne Peters et al. (2010). Une nouvelle expression est donc proposée par Peters et al. (2010) dans laquelle le coefficient d'atténuation est déduit de la distribution des gouttes au lieu du facteur de réflectivité. Le facteur d'atténuation est indépendant du diamètre, avec l'hypothèse que la distribution réelle des gouttes est homogène dans la porte considérée. Peters et al. (2010) montrent que la distribution des gouttes atténuées dépend de la distance de la porte au radar. La distribution de gouttes mesurées correspond à la moyenne de la distribution des gouttes atténuées sur la longueur de la porte. Cet algorithme (SIBO, Peters et al. 2010) est donc utilisé pour corriger

l'atténuation du MRR. Enfin, [Tridon et al. \(2011\)](#) montrent que le spectre de vitesse mesuré par le MRR est décalé vers des valeurs plus grandes dû à l'effet du vent vertical et que cet effet peut conduire à des biais forts sur les variables hydrométéorologiques, on parle alors de repliement spectral. Pour corriger cet effet, un schéma de détection automatique du repliement a été implémenté dans la chaîne de traitement des données MRR ([Tridon 2011](#)).

Le réseau de MRR utilisé dans ces travaux s'appuie sur le transect d'instruments orientés Ouest-Est (Du Pradel à St-Mélany). A l'Est, dans la **zone de plaine**, un MRR est installé sur le toit du Pradel, co-localisé avec le disdromètre à l'altitude de 303 m. En allant vers l'Ouest, un MRR est présent dans la **zone de transition**, sur la station de StEF à 208 m d'altitude, aussi co-localisé avec le disdromètre. Enfin, le troisième MRR est situé dans la **zone de montagne** à St-Mélany à 313 m d'altitude, situé au fond d'une gorge étroite et profonde caractéristique de l'environnement montagneux de la zone d'étude (Fig.2.1.c).

2.4 Synergie instrumentale

Le renforcement du réseau opérationnel de pluviomètres avec les réseaux de disdromètres et de radars, en particulier sur notre zone d'étude dans le sud de l'Ardèche, présente une synergie instrumentale forte que nous détaillons ici.

Nous avons vu que lors de la SOP1-1 de l'automne 2012, les instruments "recherche" en complément du dispositif opérationnel étaient installés suivant des transects orientés Sud-Nord et Est-Ouest (Fig.2.1.b). Ces transects suivent les principaux gradients topographiques entre la plaine et la montagne, ainsi que les principales orientations des flux atmosphériques dans la région. Nous nous sommes attachés à co-localiser les différents instruments le long des transects. Cette disposition est primordiale pour l'étude de la structure des précipitations car la combinaison des disdromètres et des MRR permet d'obtenir un profil vertical de l'évolution de la distribution des gouttes de pluie du sol jusqu'à 3 km au-dessus de la station avec une résolution spatiale et temporelle fine (résolution verticale de 100 m, résolution temporelle d'une minute). Ces stations, distantes au maximum de 30 km, sont installées dans des zones spécifiques visant des caractéristiques bien définies (zone de plaine, de transition et de montagne). Cette configuration permet de comparer l'évolution de la structure d'un même système précipitant sur des zones suffisamment proches pour que l'évolution du système d'un secteur à l'autre ne soit pas trop importante, et donc, de pouvoir identifier le rôle du relief sur la structure des

précipitations.

Un deuxième atout de ce réseau d'observation est lié à la couverture des deux radars en bande X du Chade et de La Bombine. Indépendamment l'un de l'autre, le radar du Chade permet une couverture à haute résolution spatiale et temporelle (respectivement 90 m et 3 minutes) de la zone de plaine et de transition tandis que le radar de La Bombine couvre aussi à haute résolution (120 m et 30 secondes) la zone de montagne et de transition. De plus, la distance d'environ 35 km entre les deux radars associée à une portée maximale (respectivement de 21.6 km et 35 km) permet une utilisation en stéréoradar (Testud et Amayenc 1989; Kabèche et Testud 1995). Cette technique de mesure d'un système précipitant situé entre deux radars permet la correction des réflectivités apparentes, le signal étant atténué à travers les précipitations. Ainsi, de par la couverture indépendante de chaque radar et de par leur configuration en stéréoradar, la totalité de la zone d'étude est couverte avec une résolution spatiale de l'ordre de 100 m et une résolution temporelle inférieure à 5 minutes. Enfin, l'utilisation combinée du radar en bande X et d'un MRR en bande K permet une étude de la variabilité des précipitations à l'échelle du système précipitant comme présenté dans l'étude de Van Baelen et al. (2009).

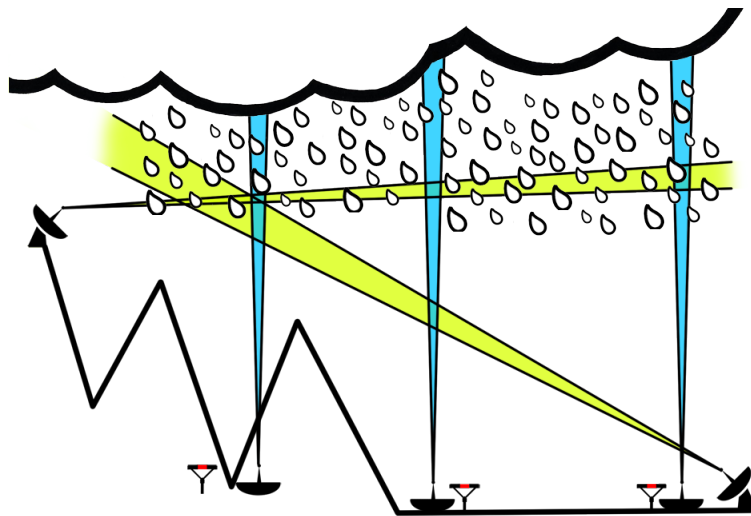


FIGURE 2.10 – Schéma du dispositif expérimental déployé en Ardèche illustrant la synergie entre les différents instruments installés dans la zone d'étude.

Le schéma de la Fig. 2.10 permet de mieux visualiser cette synergie unique entre les instruments déployés dans le Sud de l'Ardèche lors de la période d'observation spéciale du programme HyMeX.

Pour notre étude, nous avons aussi besoin d'avoir des instruments qui couvrent une gamme d'échelles spatiale et temporelle suffisamment large pour étudier la dynamique et les proces-

sus microphysiques des évènements observés à méso-échelle. La Fig.2.11 présente les gammes d'échelles spatiale et temporelle couvertes par le dispositif expérimental construit pour répondre à ces enjeux.

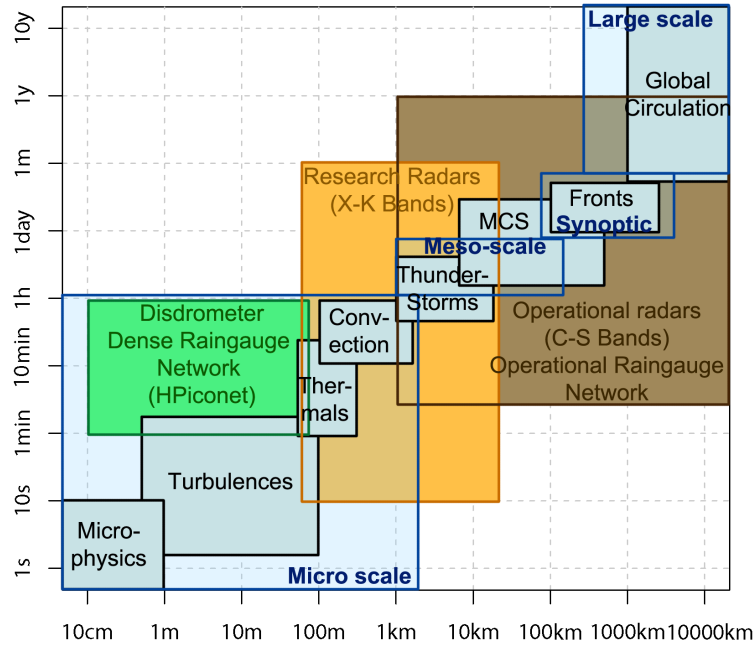


FIGURE 2.11 – Echelles spatio-temporelle des mesures des instruments mis au regard des différentes échelles de précipitations et des processus atmosphériques. Adapté de [Orlanski \(1975\)](#)

Chapitre 3

Observation de la structure des précipitations

A partir du réseau d'observation déployé lors de la campagne HyMeX à l'automne 2012, il est possible d'étudier la distribution des gouttes de pluie le long d'un transect topographique, du sol jusqu'à 3 km d'altitude. L'évolution verticale de cette distribution permet de caractériser les processus microphysiques mis en jeu et d'identifier comment la complexité du terrain impacte ces processus. Dans ce chapitre, nous étudions dans un premier temps l'évènement du 26 septembre 2012 en documentant la situation synoptique et la dynamique de cet évènement. L'étude de la structure des précipitations s'appuie sur deux approches : à partir des deux variables de références D_c et N^* comme définies par [Testud et al. \(2001\)](#) puis à partir des distributions des gouttes observées, obtenues à partir du réseau de disdromètres et de MRR. Dans une deuxième partie, nous généralisons ces résultats sur plusieurs évènements de la période d'observation spéciale (SOP1-1) de l'automne 2012. Enfin, les résultats obtenus sur l'ensemble de la SOP1-1 sont mis en regard avec les résultats de l'évènement du 26 Septembre. La première partie de ce chapitre fait l'objet d'un papier récemment publié au *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* ([Zwiebel et al. 2015](#)).

3.1 IOP7a - Cas d'étude

Lors de la période d'observation spéciale (SOP1-1) de l'automne 2012, plusieurs évènements ont affecté le bassin Méditerranéen. Parmi ces évènements, l'IOP7a du 26 septembre 2012 a été l'un des plus intense sur notre région d'étude avec localement jusqu'à 120 mm de cumul

de pluie sur 24 heures et jusqu'à 90 mm de précipitations en 3 heures lors de la phase la plus intense de l'évènement.

3.1.1 Conditions synoptiques

La situation météorologique du 26 septembre 2012 est déterminée par une dépression centrée sur les îles Britanniques associée à un talweg, caractérisé par un front froid, s'étendant de la Bretagne au Nord du Portugal (Fig.3.1.a). Dans la matinée du 26 septembre, une zone de convergence se met en place en surface, alimentée par un air chaud, humide et sensiblement instable (CAPE comprise entre 500 et 1000 J.kg^{-1}) provenant de la mer Méditerranée (Fig.3.1.b), dans laquelle la convection se met en place. La convection se déclenche sur le piedmont du massif des Cévennes et se décale rapidement vers la montagne tandis que le flux de Sud-Sud-Ouest advecte les cellules vers le Nord-Nord-Est. En début d'après-midi, une zone pluvieuse associée au front froid progresse lentement sur le sud de la France en s'évacuant vers l'Est.

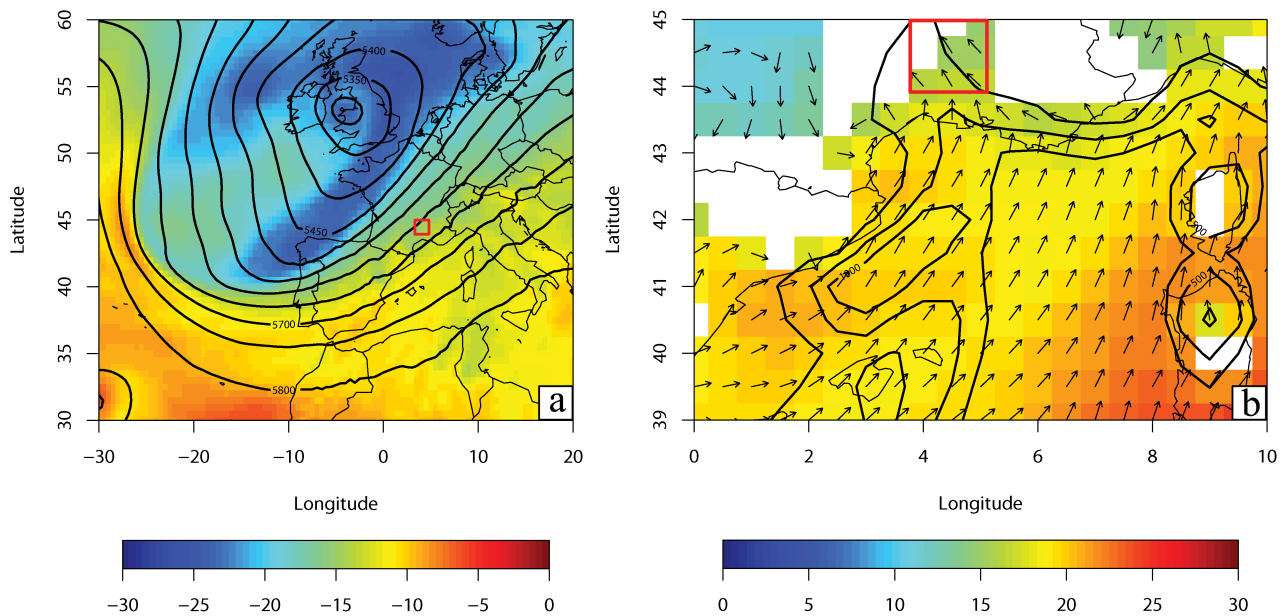


FIGURE 3.1 – Analyse GFS (NOAA) à 0000 UTC le 26 septembre 2012 présentant les contours de géopotential à 500hPa et la température [$^{\circ}\text{C}$] correspondant à l'échelle de couleurs (a), la température [$^{\circ}\text{C}$] suivant l'échelle de couleurs, les vecteurs de vent [m.s^{-1}] à 950 hPa et la CAPE en surface [J.kg^{-1}] en contours (b). Les carrés rouges représentent la zone d'étude et les zones blanches les zones de relief

3.1.2 Observation de la dynamique de l'évènement

Dans cette section et pour le reste de l'étude de l'IOP7a, nous séparons l'évènement en deux périodes distinctes: la période matinale (MOR, pour "morning") correspondant au développement de la ligne convective caractérisée par des pluies orageuses intenses sur le piedmont et la montagne, et la période de l'après-midi (AFT, pour "afternoon") correspondant au passage du front froid et à une zone pluvieuse généralisée à l'ensemble du domaine, caractérisée par des pluies continues faibles à modérées présentant ponctuellement des pics d'intensité pluviométrique atteignant 30 mm.h^{-1} sur une minute.

A partir des deux radars bande X présentés dans le chapitre précédent, nous pouvons suivre la dynamique de l'évènement avec une résolution spatiale et temporelle très fine. En particulier, le radar de la Bombine situé sur les crêtes permet d'observer le rôle du relief sur le développement de précipitations orographiques en amont de l'épisode. Dans la nuit du 25 au 26 septembre, le flux du Sud entraîne le développement de cellules pluvieuses s'organisant en bandes. La haute résolution temporelle du radar permet d'identifier les zones de relief agissant sur le déclenchement de ces précipitations (cercles rouges Fig.3.2). Ces zones de déclenchements entraînent des précipitations, exclusivement sur le relief, entre 0000 UTC et 0300 UTC.

La convection dans la zone de convergence se met en place à partir de 0530 UTC et se déclenche sur la zone de transition permettant ainsi l'observation de son développement et de son évolution avec les deux radars bande X (Fig.3.3).

La ligne convective atteint très rapidement une phase organisée entre 0600 et 0700 UTC et se décale vers l'Ouest sur le massif du Cévennes-Vivarais. Les précipitations se renforcent en arrivant sur le relief et des intensités pluvieuses sur une minute supérieures à 100 mm.h^{-1} sont enregistrées sur la zone de montagne (Fig.3.4). Avec le décalage vers l'Ouest de la ligne convective principale, on observe à partir de 0800 UTC le développement de cellules convectives en marge du système, affectant la zone de plaine. Entre 0900 et 1000 UTC, le système convectif perd son organisation et les dernières cellules sont advectées au Nord-Est vers les monts du Lyonnais et la vallée du Rhône par le flux dominant. Les précipitations convectives affectant les zones de transition et de montagne (et de manière plus marginale la zone de plaine) apporte environ 50 mm de cumul de pluie sur la station de montagne (localement jusqu'à 90 mm sur le relief) et environ 20 mm de cumul de précipitations sur la zone de transition (Fig.3.4).

La deuxième partie de cette IOP débute vers 1400 UTC. Avec l'arrivée du front froid une zone pluvieuse approche par l'Ouest et se mélange au flux de Sud jusqu'au passage du front

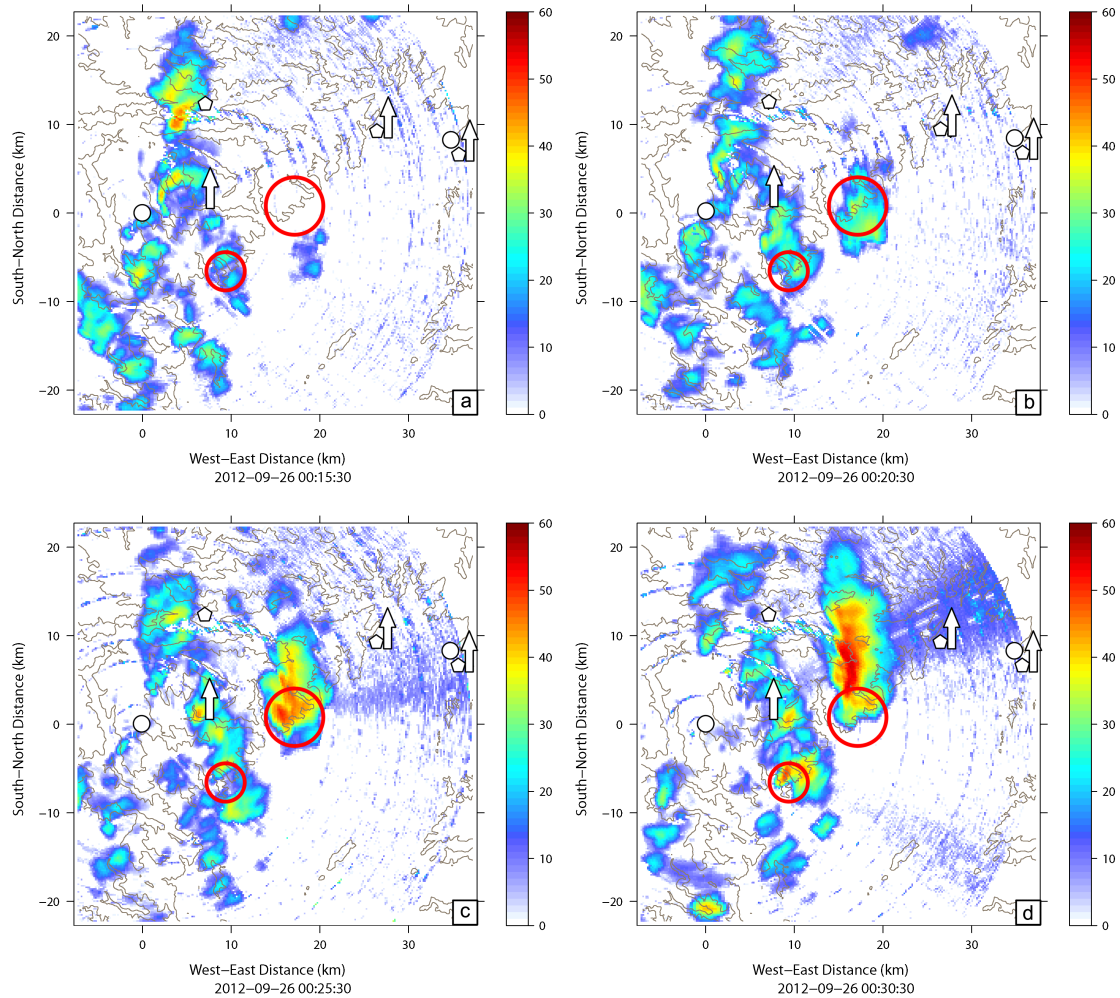


FIGURE 3.2 – PPI de la réflectivité (dBz) du 26 septembre 2012 entre 0015 et 0030 UTC par pas de temps de 5 minutes (a à d) du radar X de la Bombine. Les cercles rouges indiquent les épaulements de déclenchement des bandes orographiques

progressant vers l'Est autour de 1700 UTC, caractérisé par un refroidissement en altitude. Les pluies évacuent la zone d'intérêt vers 2000 UTC et continuent leur progression vers la vallée du Rhône et les Alpes. Lors de ce passage frontal, les précipitations sont caractéristiques de pluies stratiformes avec des intensités pluviométriques faibles à modérées généralement inférieures à 5 mm.h^{-1} sur une minute. Pour autant, en se décalant vers l'Est, des zones de convection se déclenchent localement en allant vers la vallée du Rhône et les Alpes entraînant des pics de précipitations plus forts sur les zones de transition et de plaine (Fig.3.4). Cette seconde période de l'évènement a apporté environ 15 mm de pluie sur la montagne et autour de 12 mm sur les zones de plaine et de transition.

Sur une période de 24h encadrant l'ensemble de l'épisode (du 26 septembre à 0000 UTC au 27 septembre à 0000 UTC), un fort gradient de précipitations est observé le long du transect

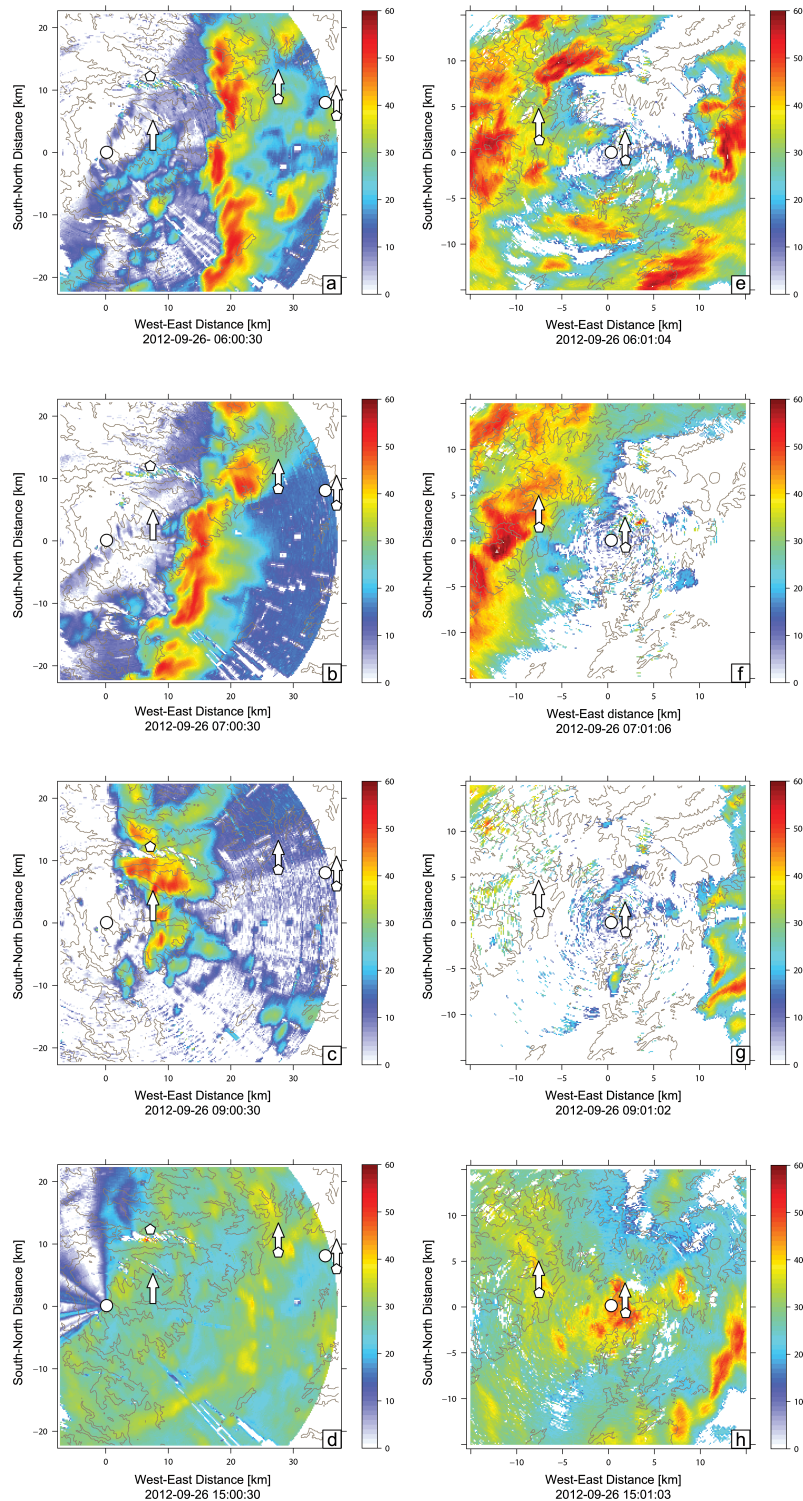


FIGURE 3.3 – PPI de la réflectivité (dBz) du 26 septembre 2012 à 0600 UTC (a et e), 0700 UTC (b et f), 0900 UTC (c et g) et 1500 UTC (d et h) des radars X de la Bombine (gauche) et du Chade (droite). Les radars sont localisés par les cercles blancs, les disdromètres par les pentagones blancs et les MRR par les flèches blanches.

topographique avec un cumul pluviométrique sur 24h de 27.8 mm observé en plaine, 41.2 mm sur la zone de transition et 58.4 mm en montagne. Les cumuls les plus forts atteignent jusqu'à

120mm en 24h au Nord de la zone d'étude. La Fig.3.5 présente le cumul des précipitations krigées à partir des données de pluviomètres horaires et des données des radars opérationnels obtenues suivant la méthode développée par Delrieu et al. (2014) (Fig 3.5).

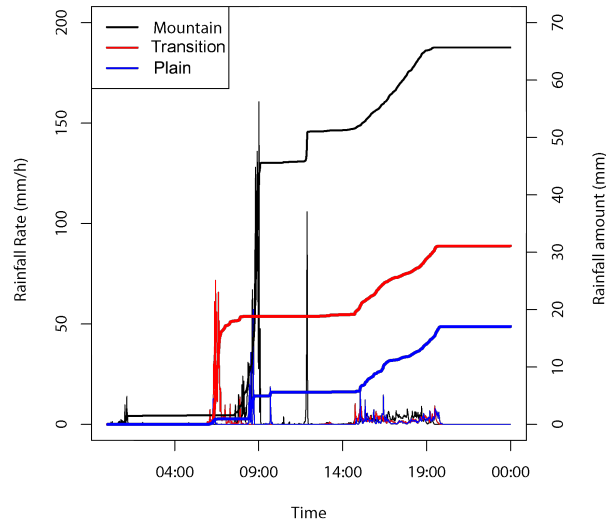


FIGURE 3.4 – Intensité des précipitations et cumul des précipitations (trait épais) mesurés à partir des disdromètres le 26 septembre 2012.

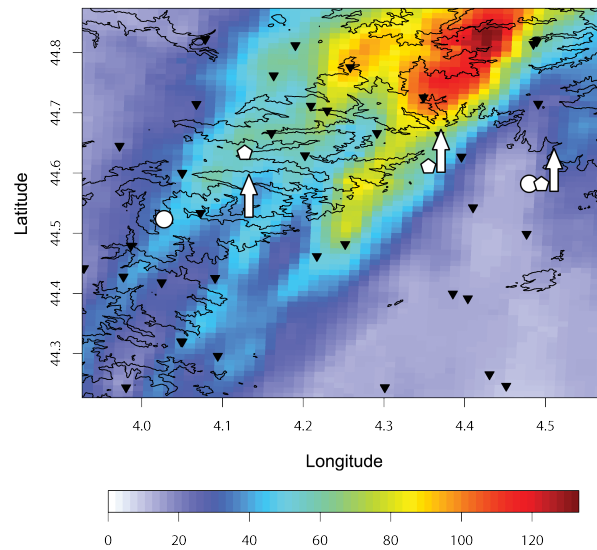


FIGURE 3.5 – Cumul des précipitations sur 24h krigés (Delrieu et al., 2014) à partir des données des pluviomètres horaires et des données radar.

3.1.3 DSD au sol

Dans cette section, nous nous intéressons à l'évolution de la DSD au sol mesurée par les disdromètres le long du transect topographique. Pour cela, nous nous appuyons sur deux analyses :

la première analyse est réalisée à partir des deux variables de références D_c et N^* définies par [Testud et al. \(2001\)](#) introduites dans le chapitre 1; la seconde analyse est uniquement dédiée aux DSD observées obtenues à partir des mesures des disdromètres.

Pour la première analyse, l'IOP7a est séparée en deux périodes définies précédemment (MOR et AFT) correspondant respectivement à l'épisode convectif du matin et au passage du front pluvieux l'après-midi. La Fig.3.6 présente le paramètre N^* tracé en fonction du paramètre D_c pour les deux périodes. On ne retient que les intensités de précipitations sur une minute supérieures ou égales à 1mm.h^{-1} .

La Fig.3.6 (a et b) met tout d'abord en évidence la différence de dispersion des mesures entre les deux périodes de l'évènement. Lors de l'épisode de précipitations convectives (MOR, Fig.3.6.a), la forte variabilité des précipitations entraîne une dispersion importante en taille et en nombre. Pour les pluies stratiformes de l'après-midi (AFT, Fig.3.6.b), les caractéristiques de la pluie sont plus homogènes et conduisent à une dispersion beaucoup plus faible des paramètres D_c et N^* . On remarque aussi que les valeurs des deux paramètres, pour les deux périodes, présentent un décalage vers des valeurs de D_c plus importantes et de N^* plus faibles en allant de la montagne vers la plaine. Pour faciliter l'analyse des paramètres D_c et N^* , nous représentons l'ensemble des mesures par leurs ellipses de confiance à 95% (Fig.3.6.c et d) tracées avec leur centre de gravité. Nous garderons cette représentation dans la suite de l'étude pour une meilleure lisibilité des figures.

A partir des ellipses représentant le tracé du paramètre N^* en fonction du paramètre D_c , nous constatons une signature du gradient d'altitude sur les deux variables de référence de la DSD. En effet, sur la Fig.3.6.c, l'évolution du diamètre caractéristique au sol suit le gradient topographique avec des valeurs de D_c qui tendent vers des diamètres plus importants en plaine par rapport à la montagne. Dans le même temps, le paramètre N^* est plus fort en montagne, en particulier pour les petites gouttes, au regard des valeurs de N^* sur les zones de plaine et de transition. Ces résultats indiquent que durant la période matinale de l'épisode, il y a globalement un nombre de gouttes plus important, leur taille étant plus petite en montagne qu'en plaine. L'évolution de D_c et N^* pendant la période stratiforme de l'après-midi (Fig.3.6.d) suit les mêmes caractéristiques que durant la période convective du matin.

Ces résultats sont expliqués par l'altitude à laquelle se trouvent les disdromètres. Comme présenté dans le Chapitre 2, le disdromètre localisé en montagne se situe à une altitude environ 700 m plus haute que les deux autres stations (transition et plaine). De ce fait, le temps de chute

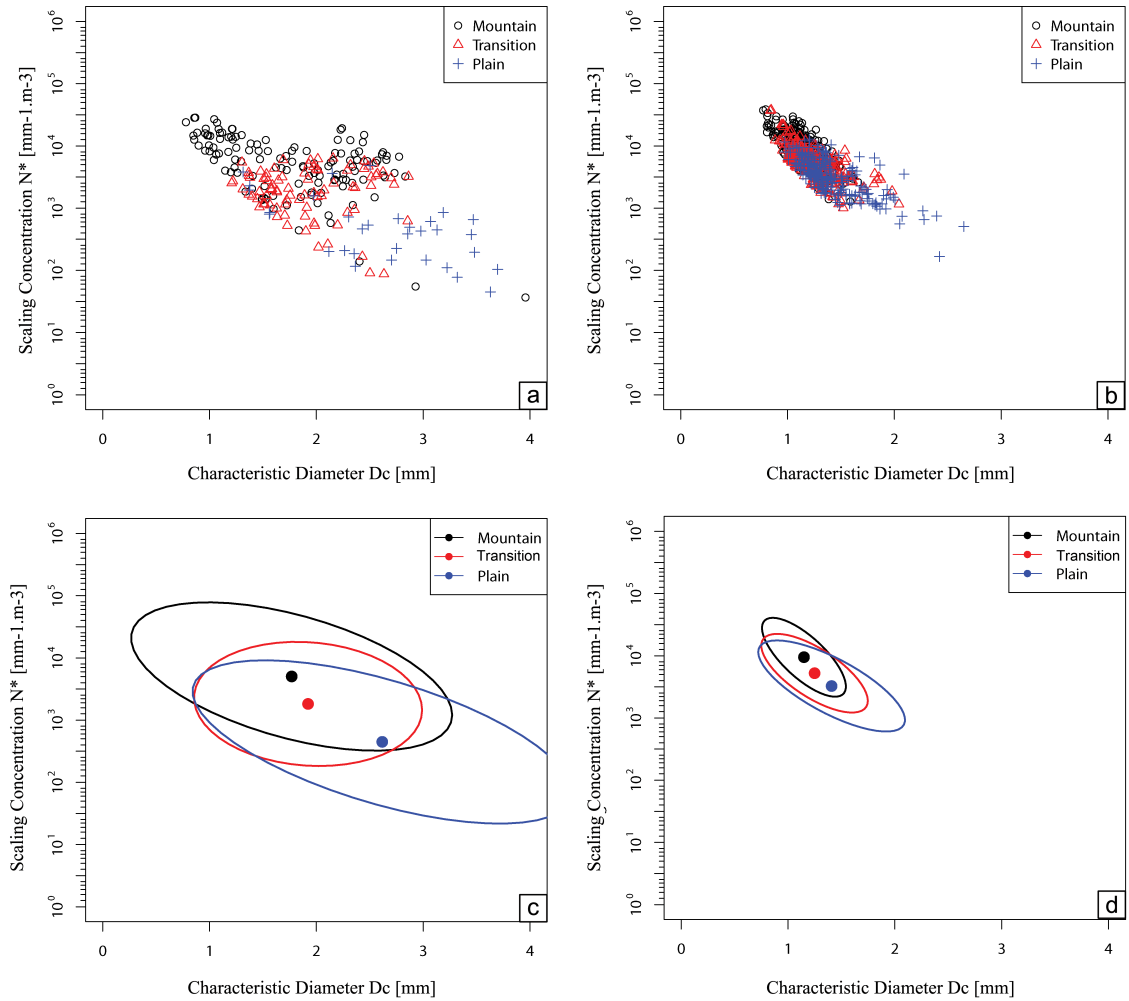


FIGURE 3.6 – Paramètre de concentration des gouttes N^* en fonction du diamètre caractéristique D_c pour la période convective matinale de l'évènement (a et c) et pour la période stratiforme de l'après-midi (b et d). (c) et (d) correspondent à la représentation des données par les ellipses de confiance à 95% et leur centre de gravité pour une meilleure lisibilité

des hydrométéores depuis la base du nuage jusqu'au sol est plus court et ainsi le processus de la coalescence a moins le temps d'agir en montagne; cela conduit alors à conserver un nombre de gouttes plus important mais dont le diamètre n'a pas eu le temps de croître. De plus, la présence de courants ascendants le long des pentes du relief peut aussi renforcer ce mécanisme en entraînant un temps de chute plus long, en particulier pour les petites gouttes.

A partir de ces observations, nous nous intéressons à l'impact du relief sur la DSD sous l'influence de différents régimes de pluie. Cette seconde analyse s'appuie sur les DSD observées à partir des disdromètres qui vont nous permettre de préciser les modifications engendrées par le relief. En effet, les paramètres D_c et N^* , par leurs définitions (eq.(1.5) et eq.(1.10) respectivement), sont plus sensibles à la concentration et à la taille des petites gouttes. L'utilisation du spectre complet renforce donc l'analyse conduite à partir des deux paramètres. Pour l'ensemble

de nos travaux, nous étudions l'influence du type de précipitations en se basant sur trois régimes de pluie définis par l'American Meteorological Society (2015) à partir de différents seuils d'intensité pluviométrique. Les pluies faibles (Low Rain – LR) sont définies pour les intensités pluvieuses sur 1 minute comprises entre 1 et 2.5 mm.h⁻¹, les pluies modérées (Moderate Rain – MR) pour des taux de précipitations compris entre 2.6 et 7.5 mm.h⁻¹ et les pluies fortes (Heavy Rain – HR) pour les pluies avec une intensité supérieure à 7.6 mm.h⁻¹

Site	rr > 1	LR	MR	HR
<i>Montagne</i>	391	131 (33.3%)	196 (49.7%)	67 (17%)
<i>Piedmont</i>	347	180 (51.9%)	131 (37.8%)	36 (10.3%)
<i>Plaine</i>	247	134 (54.2%)	94 (38.1%)	19 (7.7%)

TABLE 3.1 – Nombre de spectres de pluie pour chaque régime de précipitations mesurés au sol sur 1 minute par le réseau de disdromètre durant l'IOP7a.

La contribution des différents régimes de précipitations durant l'IOP7a pour les secteurs de montagne, de transition et de plaine à partir des données des disdromètres est présentée dans le tableau 3.1. Durant l'évènement analysé, l'occurrence des périodes pluvieuses suit le gradient topographique avec plus de spectres observés ayant une intensité de précipitations sur 1 minute supérieure à 1mm.h⁻¹ en montagne (391) que sur la transition (347) et qu'en plaine (247). Les contributions aux différents régimes de pluies sont sensiblement les mêmes entre les zones de plaine et de transition où le régime de pluies faibles est plus fréquent, et le régime de pluies fortes le moins présent. En revanche en montagne, les pluies modérées sont les plus nombreuses et la répartition des précipitations en fonction des régimes de pluies est de l'ordre de 30%-50%-20% pour cet épisode.

La Fig.3.7 présente la DSD observée moyenne pour les trois différents régimes de pluies ainsi que la DSD observée moyenne pour l'ensemble de l'évènement sur les différentes zones. La DSD observée moyenne pour l'ensemble de l'évènement (Fig.3.7.a) semble affectée principalement par les pluies fortes (Fig.3.7.d) avec une évolution sur les 3 zones assez similaire bien que ce régime ne représente au maximum que 20% des précipitations pour l'IOP7a.

Pour les pluies faibles (Fig.3.7.b), en suivant le gradient orographique depuis la plaine vers la montagne, on observe une augmentation de la concentration des petites gouttes ($D < 1.5$ mm) tandis que la concentration et la taille des gouttes de diamètre plus important sont sensiblement les mêmes quelle que soit la zone considérée.

Pour les pluies modérées (Fig.3.7.c), le gradient topographique de la concentration des petites

gouttes est toujours bien marqué. Dans le même temps, on remarque une augmentation de la taille des gouttes plus importante de la montagne vers la plaine.

Pour les pluies fortes (Fig.3.7.d), la concentration des gouttes augmente pour les trois zones et ce quelle que soit la taille des gouttes, et l'augmentation est plus forte pour les gouttes de plus gros diamètre ($D > 4\text{mm}$) en plaine. Cette augmentation du nombre de goutte est marquée par un gradient d'altitude depuis la plaine vers la montagne.

Cette analyse de la DSD observée au sol met en évidence l'influence de l'altitude et des différents régimes de pluie ainsi qu'une signature marquée des fortes précipitations sur la DSD moyenne de l'évènement.

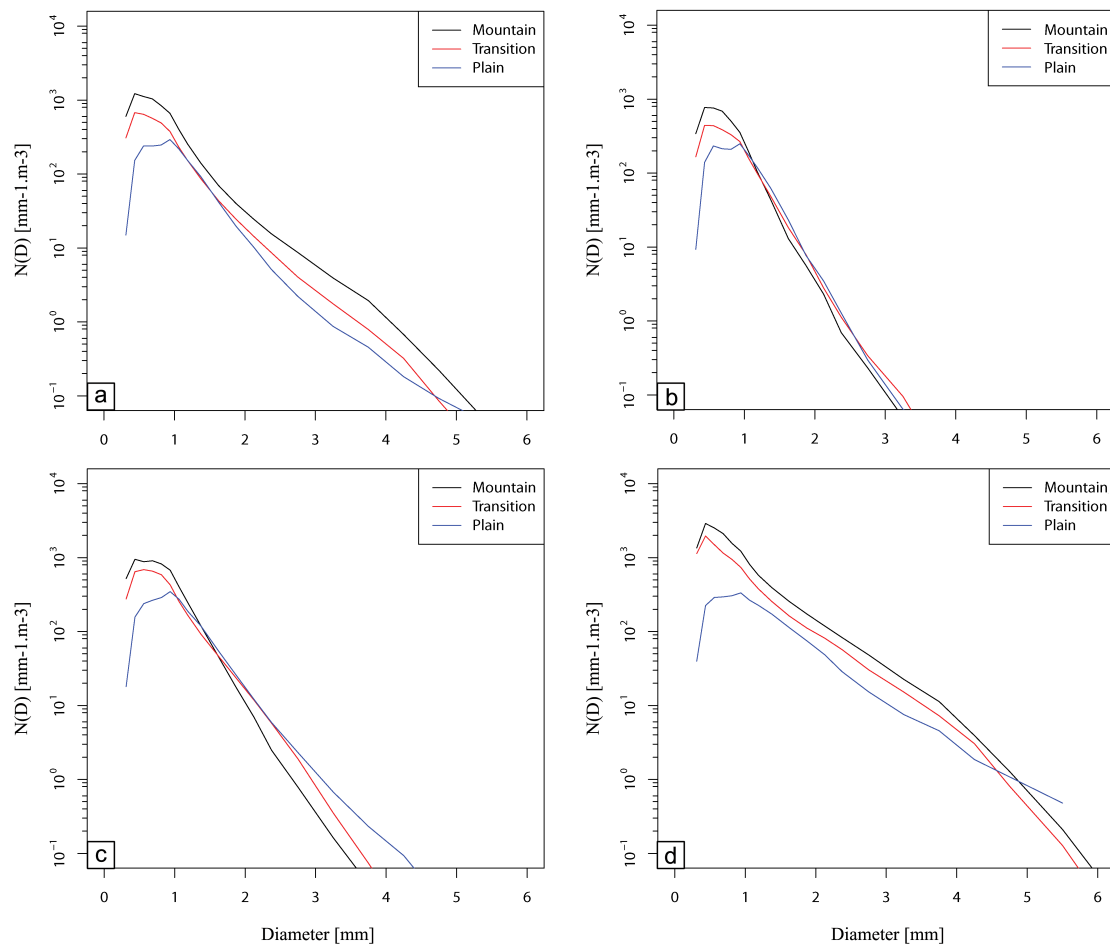


FIGURE 3.7 – DSD observée moyenne au sol obtenue à partir du réseau de disdromètres pour l'IOP7a (a), les pluies faibles (b), les pluies modérées (c) et les pluies fortes (d)

3.1.4 Profil vertical de DSD

Dans cette section, l'évolution verticale de la DSD est analysée en détail, sur la base des observations des MRR obtenues entre 200 et 3000 m au-dessus du sol avec une résolution de 100 m. Dans un premier temps, on s'intéresse à la structure verticale de D_c et N^* . Puis, à partir des observations obtenues avec les MRR, on s'attache à identifier les processus microphysiques et dynamiques qui gouvernent la structure verticale de la DSD. Il s'agit ici de préciser la signature de la topographie sur cette structure verticale.

Afin de suivre l'évolution verticale des paramètres N^* et D_c , nous définissons trois plages d'altitude: du sol jusqu'à 1000 m d'altitude, de 1000 à 2000 m et de 2000 à 3000 m. Ce choix offre l'intérêt de discriminer des couches de l'atmosphère sur des hauteurs caractéristiques de la région. La Fig.3.8 présente pour la période de l'après-midi (AFT) l'évolution verticale de la variable de référence pour la concentration N^* en fonction du diamètre caractéristique D_c de 3000 à 2000 m d'altitude (Fig.3.8.a), de 2000 à 1000 m d'altitude (Fig.3.8.b) et de 1000 m d'altitude jusqu'au sol (Fig.3.8.c). Cette analyse n'est rendue possible que pendant la période AFT, car le MRR de la zone de plaine n'a pas fonctionné lors de la période MOR.

De 3000 m jusqu'à 1000 m d'altitude (Fig.3.8.a et b), les évolutions des deux paramètres N^* et D_c sont similaires quelle que soit la zone considérée, indiquant l'absence de signature de la topographie. Au cours de la chute des hydrométéores, le diamètre caractéristique D_c des gouttes augmente et dans le même temps la concentration des petites gouttes diminue et ce pour les trois zones (montagne, transition et plaine). Nous avons donc un processus entraînant la diminution du nombre des petites gouttes en faveur d'une augmentation de leur taille. D'après les travaux de Rosenfeld et Ulbrich (2003), cela indique que le processus de coalescence est dominant au cours de cette évolution. En-dessous de 1000 m d'altitude jusqu'au sol (Fig.3.8.c), les évolutions de N^* et D_c présentent clairement une signature du relief sur l'évolution de la DSD avec une diminution de D_c le long du transect de la plaine vers la montagne et dans le même temps une augmentation de N^* en particulier pour les gouttes de petit diamètre. Ces résultats sont en accord avec les mesures issues du réseau de disdromètres au sol présentées dans la section précédente (Fig.3.6.d).

Les résultats issus de l'étude des données au sol, à partir du réseau de disdromètres, sont liés à la différence d'altitude des stations le long du transect topographique. Concernant les stations du réseau de MRR, l'altitude est quasiment la même, en revanche, l'environnement dans lequel sont situées les stations diffère, en particulier pour la zone de montagne pour laquelle le MRR se situe

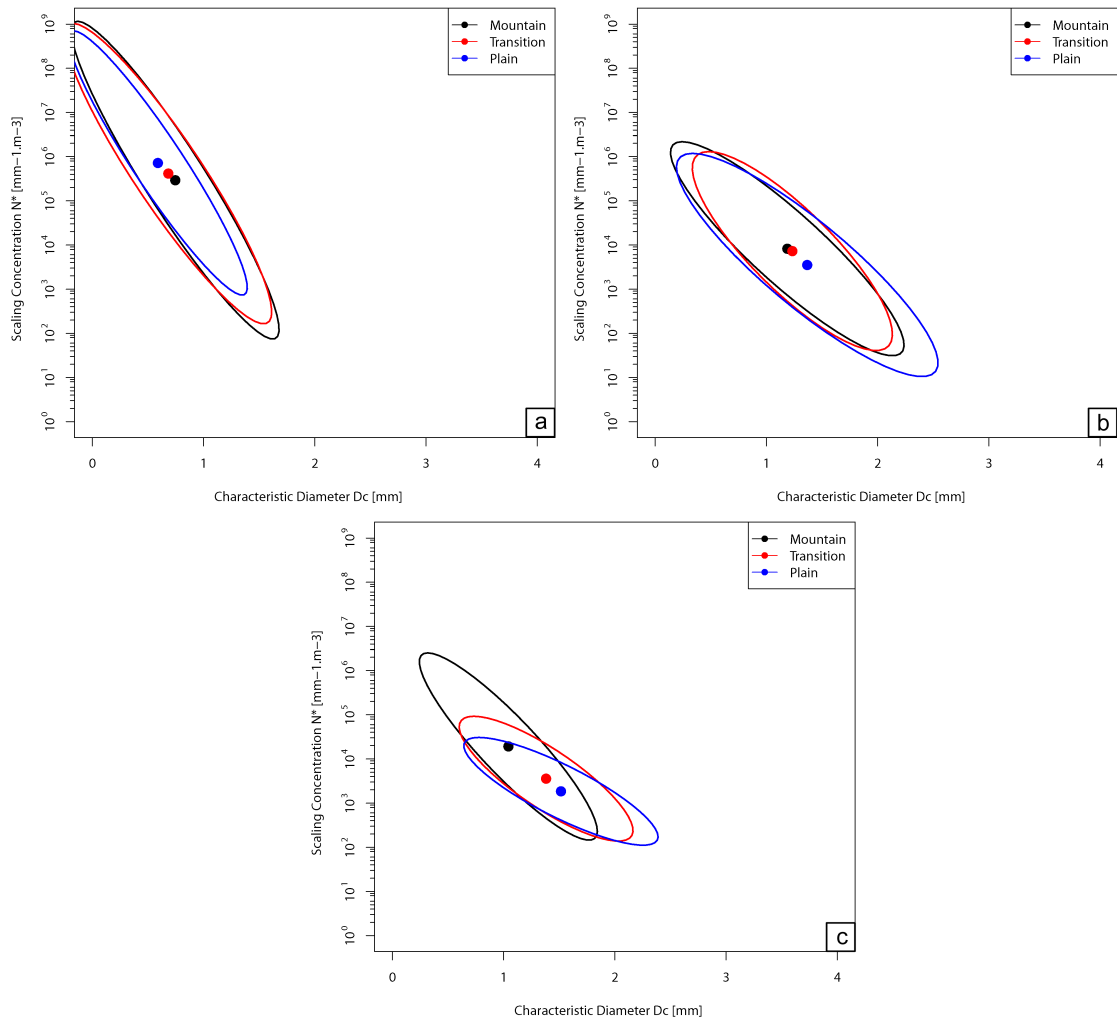


FIGURE 3.8 – Evolution verticale du paramètre N^* en fonction du diamètre caractéristique D_c le long du transect de MRR pour la période de l'après-midi (AFT) à différentes altitudes: de 3000 m à 2000 m (a), de 2000 m à 1000 m (b) et de 1000 m d'altitude au sol (c)

au fond d'une gorge profonde et étroite, caractéristique du milieu montagneux dans le massif des Cévennes-Vivarais. Ainsi, si l'évolution verticale de la DSD ne dépend que de l'altitude, les observations dans la couche atmosphérique proche du sol devraient être les mêmes quelle que soit la zone considérée, or ce n'est pas le cas. De plus, on observe qu'un changement dans l'évolution de la structure des précipitations semble se produire autour de 1000 m d'altitude, ce qui correspond à l'altitude des crêtes avoisinant la localisation du MRR de la zone de montagne. De ce fait, ce n'est pas l'altitude de la station de mesure mais plutôt l'environnement et le relief autour de la station qui impacte la structure de la DSD et les processus microphysiques associés. Pour comprendre les processus microphysiques à l'origine de cette structure verticale de la DSD, nous nous appuyons sur les travaux de [Rosenfeld et Ulbrich \(2003\)](#). Pour cette analyse, une première étape consiste à étudier l'évolution de la DSD observée par palier de 100 m et ce

pour les trois régimes de pluie (LR-MR-HR). Nous identifions ainsi différents paliers d'altitude (800m, 1200m, 1600m et 2000m) (Annexe A) qui présentent des variations importantes dans l'évolution de la DSD le long du profil vertical. La moyenne des spectres observés est ensuite faite sur ces différents paliers afin de déterminer les variations les plus fortes et de caractériser les processus microphysiques et dynamiques associés (Annexe B).

Cette analyse est complétée par l'étude des profils verticaux moyens du contenu en eau liquide (LWC) obtenus à partir du troisième moment de la DSD (Table.1.1) et normalisés par la moyenne du LWC intégré entre le sol et 1600 m d'altitude. Ces profils verticaux sont utilisés comme des proxys des processus dynamiques (vent vertical) ou thermodynamiques (évaporation, condensation) gouvernant la forme de la DSD. En effet, nous ne disposons pas de mesure directe du vent vertical ni de l'humidité relative à nos stations.

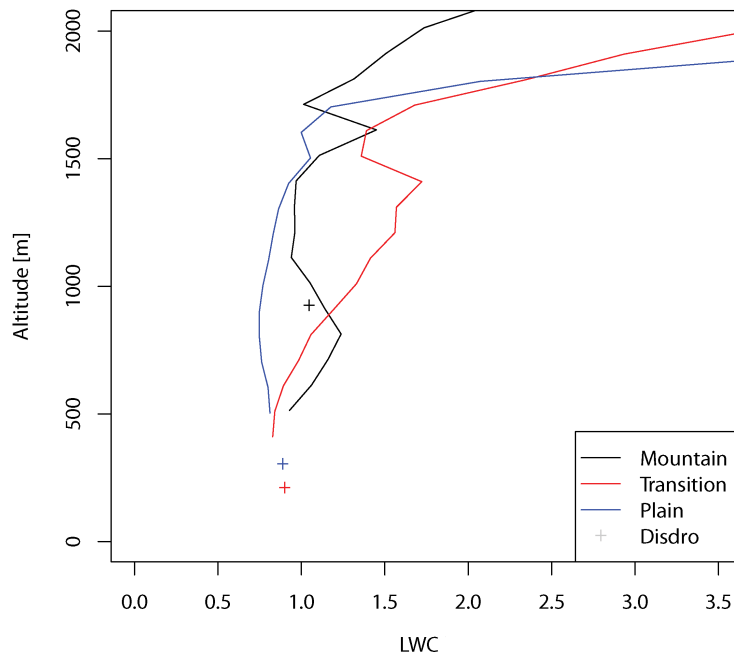


FIGURE 3.9 – Profil vertical du LWC moyen normalisé pour l'IOP7a obtenu à partir du réseau MRR (courbes) et du réseau de disdromètres (croix) pour le régime de pluie faible (LR)

Nous focalisons ici notre analyse sur le régime de pluies faibles (LR), plus représentatif de la période pluvieuse de l'après-midi (AFT) étudiée précédemment avec les paramètres N^* et D_c .

La Fig.3.9 présente les profils moyens de LWC normalisés pour le régime de pluies faibles et pour les trois zones. Au-dessus de 1700 m d'altitude, les fortes augmentations de LWC sont certainement dues à la signature de la bande brillante sur les observations radar, liée au passage du front froid l'après-midi. Sous cette altitude, l'évolution du profil de LWC diffère d'une zone

à l'autre. Sur la zone de plaine, le profil vertical de LWC reste relativement constant indiquant qu'il n'y a pas de perte ni de gain de masse d'eau. Sur la zone de transition, le profil vertical de LWC présente une pente négative en se rapprochant du sol. Cette perte de masse peut être associée à un processus d'évaporation ou à la présence de courant ascendant entraînant un transport des gouttes. Sur la zone de montagne, le profil vertical de LWC reste constant entre 1200 et 1500 m d'altitude puis présente une pente positive jusqu'à un pic de LWC autour de 800 m d'altitude. Cette évolution peut être associée à la présence d'une couche nuageuse située au niveau des crêtes. En se rapprochant du sol, le profil de LWC présente une pente négative pouvant être associée à un processus d'évaporation ou de courant ascendant.

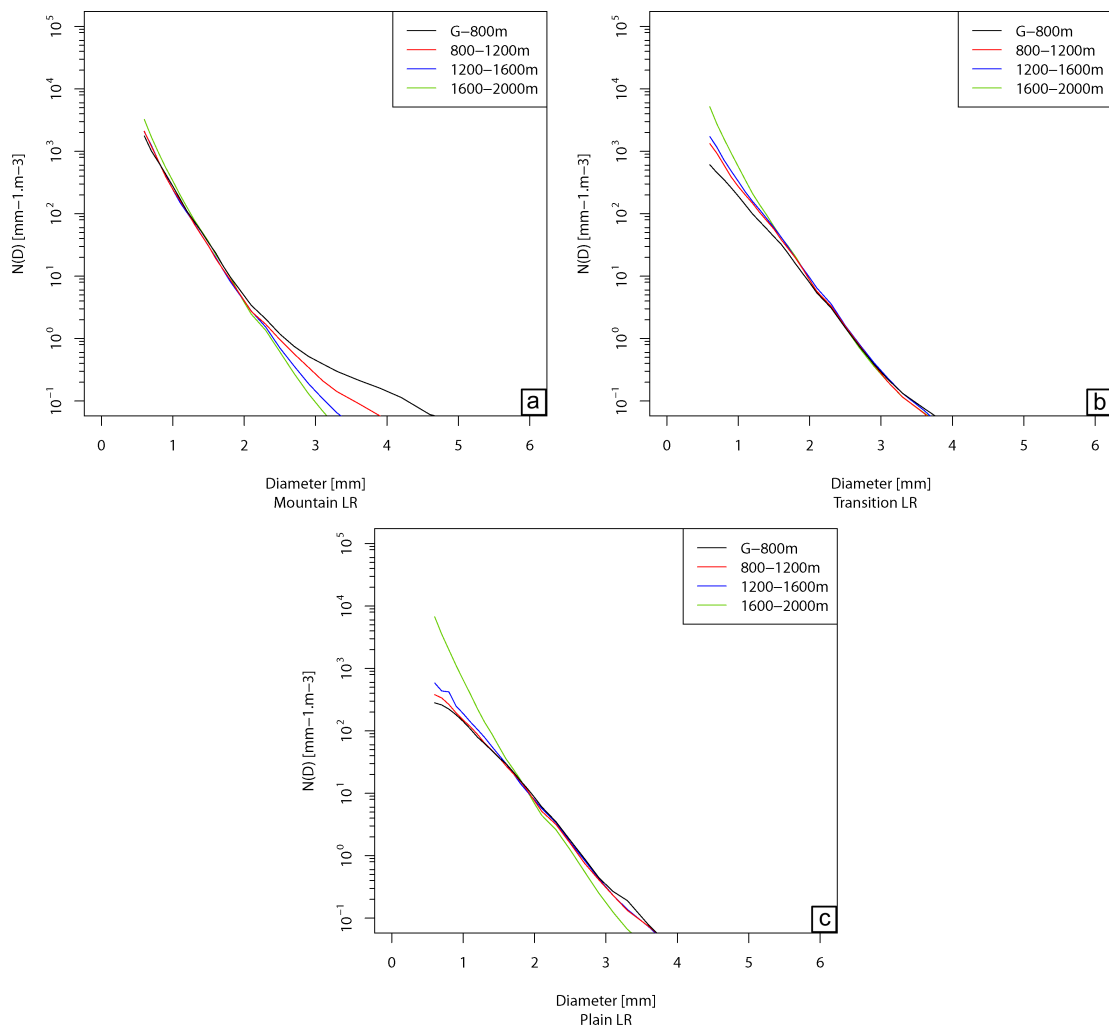


FIGURE 3.10 – Evolution verticale de la DSD observée moyenne obtenues à partir du transect de MRR à différentes altitudes pour les pluies faibles sur la montagne (a), la transition (b) et la plaine (c).

La Fig.3.10 présente l'évolution de la forme de la DSD observée entre différentes altitudes pour le régime de pluies faibles et pour les trois zones le long du transect topographique. L'évolu-

tion verticale de la DSD observée est clairement différente sur la zone de montagne (Fig.3.10.a), en comparaison avec les autres zones.

Pour le secteur de montagne et pour les petites gouttes ($D < 1.5$ mm), la concentration des gouttes reste relativement constante en-dessous de 1600 m et présente une sensible augmentation au-dessus. Pour les gouttes de diamètre plus important, en se rapprochant du sol, la concentration des gouttes augmente ainsi que leur taille. De ce fait, entre 2000 m et 1200 m d'altitude, le processus de coalescence permet d'expliquer l'évolution de la forme de la DSD. Étant donnée la topographie de la zone, des modifications locales de la DSD dues à la présence de courants verticaux ne peuvent pas être totalement exclues. En-dessous de 1200 m d'altitude, le processus de coalescence semble être renforcé en se rapprochant du sol. En se basant sur les travaux de Rosenfeld et Ulbrich (2003), pour un processus de coalescence seul, la concentration des petites gouttes devraient décroître avec l'altitude. Or, pour les petites gouttes, les spectres moyens observés ne présentent pas d'évolution particulière avec l'altitude. Les travaux de Wilson et Barros (2014) montrent que le processus de seeder-feeder (Bergeron 1965) conduit à une croissance accélérée des petites et moyennes gouttes. De plus, l'accrétion de gouttelettes nuageuses peut aussi conduire à la formation plus importante de gouttes de petit diamètre. Ce processus explique donc le renforcement de la coalescence ainsi que la concentration constante des petites gouttes. Le profil de LWC (Fig.3.9) pour la zone de montagne présente un pic autour de 800 m d'altitude indiquant la possible présence d'une couche de nuage à cette hauteur. Cela conforte la probabilité que le mécanisme de seeder-feeder affecte la DSD observée le long du profil vertical. L'augmentation de la taille des gouttes via le renforcement du processus de coalescence peut entraîner une accentuation du processus de break-up. Les gouttes formées à partir du processus de break-up peuvent alors contribuer au maintien de la concentration des petites gouttes.

Sur la zone de transition (Fig.3.10.b), la concentration des petites gouttes ($D < 1.5$ mm) décroît avec l'altitude. Dans le même temps, il n'y pas d'évolution particulière pour les gouttes de diamètre plus important. Comme proposé par Rosenfeld et Ulbrich (2003), cette évolution peut être attribuée à un processus dynamique dû à la présence de courant ascendant, ou à un processus thermodynamique lié à une évaporation importante. Au vu des éléments dont nous disposons pour cette analyse, le processus d'évaporation est probablement le processus dominant sur cette zone. Tout d'abord, c'est en accord avec le profil vertical de LWC qui présente une pente négative évidente en se rapprochant du sol. De plus, comme les pluies faibles

(LR) sont principalement associées aux précipitations stratiformes de la période AFT, nous supposons que les mouvements verticaux sont relativement faibles et qu'ils ne contribuent que très faiblement à la modification de la DSD. Pour finir, la légère augmentation de la taille des gouttes au-dessous de 800 m d'altitude indique que le processus de coalescence a un rôle significatif dans l'évolution de la DSD.

Dans la zone de la plaine (Fig.3.10.c), les variations verticales de la DSD suivent la même tendance que celle observée sur la zone de transition pour les petites gouttes ($D < 1.5$ mm). Au-dessus de 1600 m, la diminution de la concentration des petites gouttes est bien marquée et est associée à une augmentation de la taille des gouttes de plus grand diamètre ce qui est caractéristique du processus de coalescence. Pour les altitudes inférieures à 1600 m, la faible pente négative du profil moyen de LWC indique une possible combinaison du mécanisme de coalescence associé à un processus d'évaporation.

En résumé, pour les pluies faibles, l'évolution verticale de la forme de la DSD présente des caractéristiques assez différentes entre la zone de montagne et les deux autres zones. Ainsi, la concentration de petites gouttes plus importante en montagne observé à partir de l'analyse des paramètres D_c et N^* est liée à la présence d'une couche nuageuse sur le relief. L'augmentation du diamètre caractéristique en allant vers la plaine s'explique par la combinaison du processus de coalescence avec un processus d'évaporation.

La même analyse a été conduite pour les pluies modérées et les pluies fortes (Fig.C.1 et Fig.C.2 en annexe B). Pour les pluies modérées, des évolutions verticales de la DSD similaires au régime de pluies faibles sont observées sur la zone de montagne avec une augmentation de la taille des gouttes moins marquée. Au-dessus des zones de transition et de plaine, l'évolution verticale de la DSD présente une forte signature du processus de coalescence avec une diminution de la concentration des petites gouttes associée à une augmentation de la taille des grosses gouttes. Pour les pluies fortes, principalement représentatives de la période MOR, l'évolution verticale sur la zone de montagne semble principalement gouvernée par un mécanisme de coalescence et par la présence de courant descendant. Sur la zone de transition, le rôle de la coalescence semble important ainsi que le mécanisme de break-up, renforcé par des processus dynamiques importants durant le matin de part le développement de la ligne convective sur cette zone. Pour la zone de plaine, le nombre de spectres associés aux fortes pluies mesurées par le MRR est trop faible pour être statistiquement robuste.

Ces résultats sont résumés dans la Fig.3.11 qui illustre les différents processus envisagés d'après

les travaux de Rosenfeld et Ulbrich (2003) et associés à l'évolution de la forme de la DSD à différentes altitudes pour les trois régimes pluviométriques et le long du profil topographique sur lequel sont installés les instruments.

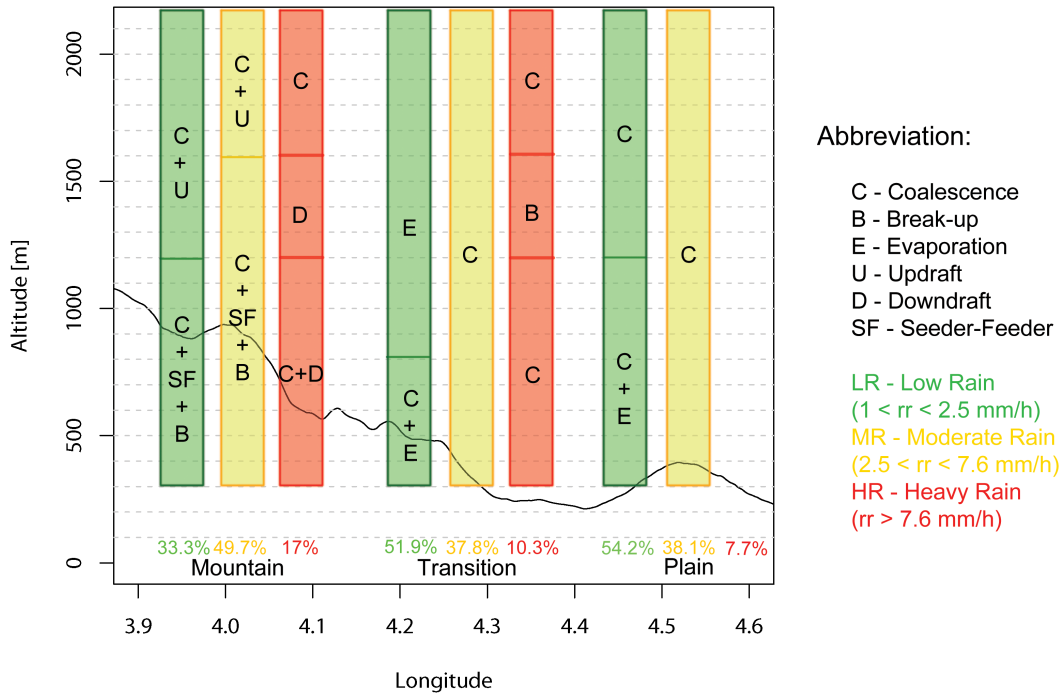


FIGURE 3.11 – Hiérarchie des processus microphysiques le long du transect d'instruments. Le code couleur indique les différents régimes de précipitations. Le trait continu noir représente la topographie moyenne le long du transect.

3.2 SOP 2012

Dans la section précédente, nous avons vu que le relief impacte la distribution spectrale des gouttes et agit sur la hiérarchisation des processus microphysiques associés. Pour cette section, il s'agit de généraliser ces résultats obtenus pour l'IOP7a à l'ensemble des événements observés sur la zone d'intérêt au cours de la SOP1-1 de l'automne 2012, afin de mettre en évidence les processus dominants indépendamment d'un événement particulier. Dans un premier temps, nous présentons donc les événements retenus pour effectuer cette généralisation, ensuite, nous reprenons les analyses effectuées dans les sections précédentes au sol et le long du profil vertical, mais sur l'ensemble des événements de la SOP1-1 retenus.

3.2.1 Evènement SOP 2012

Lors de la période d'observation spéciale (SOP1-1) du projet HyMeX à l'automne 2012, plusieurs évènements pluvieux ont fait l'objet de périodes d'observations intensives (IOP). Nous concentrons notre étude sur les évènements ayant affectés la zone d'intérêt CV (Cévennes-Vivarais). Les IOPs correspondantes sont détaillées dans le tableau 3.2. Sur l'ensemble de ces IOPs, les évènements pluvieux ont affecté notre zone d'étude de manière assez variable. Les IOPs ayant principalement affectés le sud de l'Ardèche sont les IOPs 6, 7a, 14 et 16a avec des cumuls journaliers dépassant localement 75 mm. L'IOP 14 est un cas particulier se déroulant sur plusieurs jours et est caractérisée par des précipitations organisées en bandes affectant plus particulièrement le relief avec des cumuls jusqu'à 100 mm en montagne contre une dizaine de millimètres sur les zones de plaine et de transition. Les IOPs 8, 12a, 13, 15b et 19 ont plus particulièrement affectées les zones périphériques de la région d'étude mais ont néanmoins apporté jusqu'à 30 mm de précipitations sur le secteur de l'Ardèche et ont donc aussi été prises en compte. Comme précisé dans le tableau 3.2, certains évènements ne sont pas utilisés pour la généralisation effectuée sur les données issues du réseau de MRR. En effet, les données des disdromètres sont beaucoup plus nombreuses que les données des MRR qui ont été plus sujets à des défaillances, liées à des activités orageuses marquées, sur certaines périodes pluvieuses. Le tableau 3.3 indique le nombre de spectres mesurés sur une minute pour chaque disdromètre le long du transect topographique ainsi que la part de chaque régime de précipitations sur l'ensemble de la SOP1-1. La répartition des régimes de pluie observée sur l'ensemble de la SOP1-1 est proche de celle qui a été observée sur l'IOP7a avec un pourcentage de précipitation des pluies faibles aux pluies fortes respectivement de 45%-40%-15%.

IOP	Durée	Cumul	Données
6	23-24/09/12	75-100 mm	Psv
7a	26/09/12	100 mm	Psv-MRR
8	29-30/09/12	30 mm	Psv
12a	11/10/12	30 mm	Psv-MRR
13	14/10/12	5-10 mm	Psv-MRR
14	17-20/10/12	100 mm	Psv-MRR
15b	21-22/10/12	30 mm	Psv
16a	25-26/10/12	75 mm	Psv-MRR
19	3-4/11/12	50 mm	Psv

TABLE 3.2 – Liste des IOPs ayant affectées la région CV lors de la SOP1-1 de la campagne HyMeX. Le terme Psv définit les données de disdromètres et celui de MRR pour le réseau de MRR.

Site	rr > 1	LR	MR	HR
<i>Montagne</i>	4637	1940 (41.84%)	2119 (45.70%)	578 (12.46%)
<i>Piedmont</i>	1301	589 (45.27%)	536 (41.20%)	176 (13.53%)
<i>Plaine</i>	1507	735 (48.77%)	630 (41.80%)	142 (9.43%)

TABLE 3.3 – Nombre de spectres de pluie pour chaque régime de précipitations mesurés au sol sur 1 minute par le réseau de disdromètres sur plusieurs évènements de la SOP1-1.

3.2.2 DSD au sol

Notre démarche est donc similaire à celle présentée précédemment pour l'IOP7a, nous la généralisons ici à l'ensemble des évènements de la SOP1-1. Toutefois, l'étude à partir des deux variables de références D_c et N^* est complétée par une analyse de l'évolution de ces deux paramètres en fonction des régimes de pluie (LR-MR-HR).

La Fig.3.12 présente l'évolution du paramètre N^* en fonction du diamètre caractéristique D_c pour des précipitations sur une minute ayant une intensité supérieure à 1 mm.h^{-1} . A nouveau, pour une meilleure lisibilité, on ne présente que les ellipses de confiance à 95% et le centre de gravité de ces ellipses. Le gradient topographique est marqué quel que soit le régime pluviométrique, avec globalement un nombre de petites gouttes plus important sur la montagne et un diamètre caractéristique augmentant en allant vers la plaine.

L'évolution des ellipses pour les régimes de pluie faible (Fig.3.12.a), à modérée (Fig.3.12.b) puis à forte (Fig.3.12.c), présente un décalage des centres de gravité et des ellipses, indiquant une augmentation de la taille des gouttes avec l'intensité des précipitations.

Afin d'affiner les résultats précédents, l'étude des DSD au sol est ici reprise sur l'ensemble de la SOP1-1 et ce pour les trois régimes de précipitations (Fig.3.13). Pour les pluies faibles (Fig.3.13.a), le gradient topographique est bien marqué sur la DSD avec, pour les petites gouttes ($D < 1.5 \text{ mm}$), une concentration plus forte de la plaine vers la montagne. Pour les diamètres de gouttes plus importants, il y a peu de différences sur la forme de la DSD entre la zone de plaine et la zone de transition, en revanche, ces deux zones présentent des tailles de goutte plus importantes que sur la zone de montagne.

Pour les pluies modérées (Fig.3.13.b), les mêmes tendances sont observées que pour les pluies faibles avec une augmentation de la taille des grosses gouttes associée à un régime de pluie plus fort. Le gradient topographique pour les gouttes de petit diamètre ($D < 1.5 \text{ mm}$) est conservé, et la taille des gouttes de plus grand diamètre est plus importante sur les zones de plaine et de

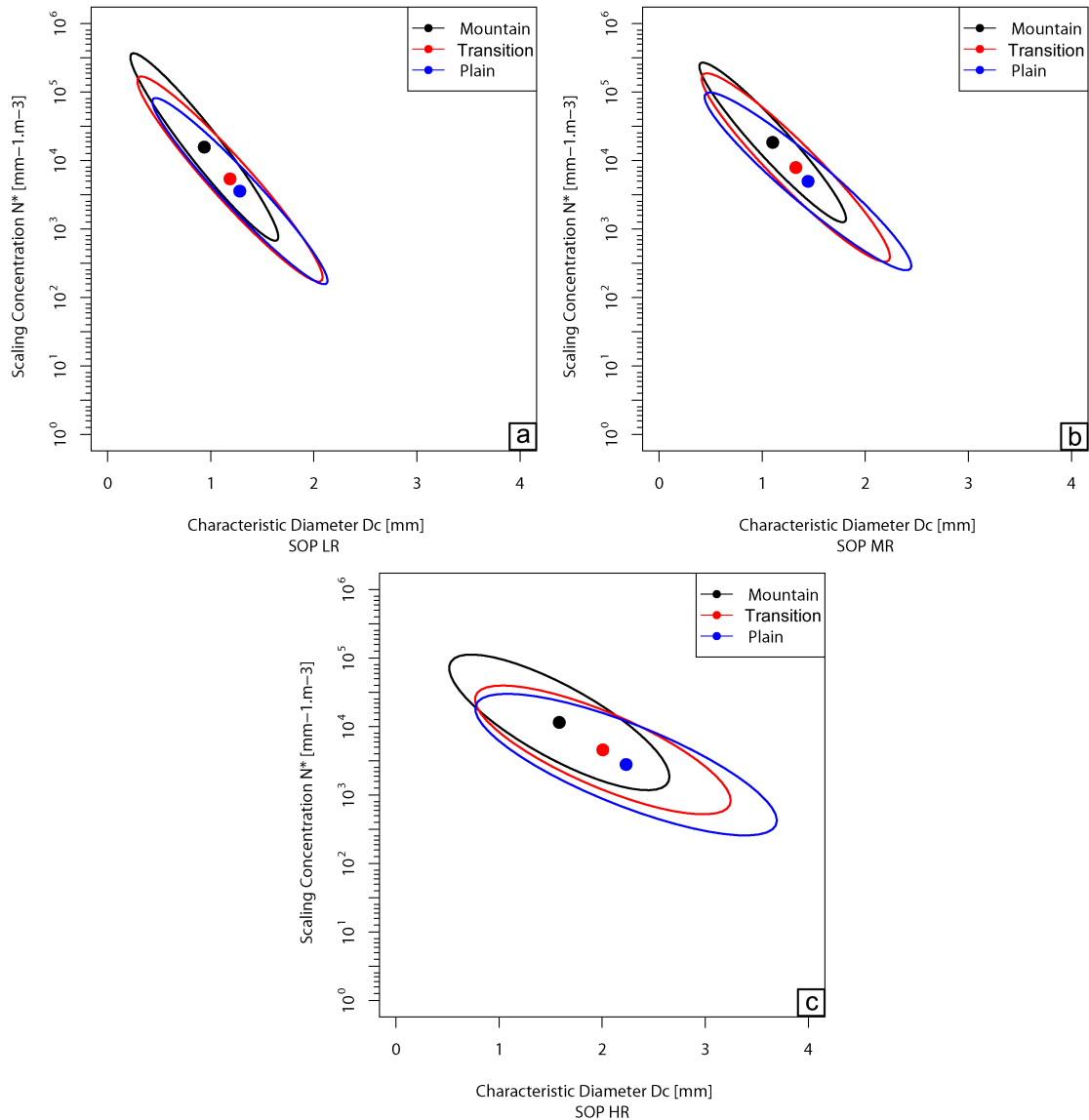


FIGURE 3.12 – Paramètre de concentration des gouttes N^* en fonction du diamètre caractéristique D_c généralisé pour l'ensemble des évènements de la SOP1-1 pour le régime de pluie faible (a), de pluie modérée (b) et de pluie forte (c)

transition que sur la zone de montagne.

En allant vers un régime de précipitations fortes (Fig.3.13.c), pour les petites gouttes, la tendance est identique à celle observée pour les régimes de pluie plus faibles. Par contre, pour les gouttes plus grosses, le gradient topographique est plus marqué avec des tailles de gouttes nettement plus importantes en allant de la montagne vers la plaine. La distribution des gouttes entre 1.5 et 4 mm reste assez proche entre la zone de plaine et la zone de transition, en revanche, la concentration des gouttes les plus grosses devient sensiblement plus importante sur la zone de plaine ($D > 4$ mm).

Globalement, le comportement de la DSD au sol sur l'ensemble de la SOP1-1 est donc assez

proche de ce qui a été observé pour l'IOP7a seule.

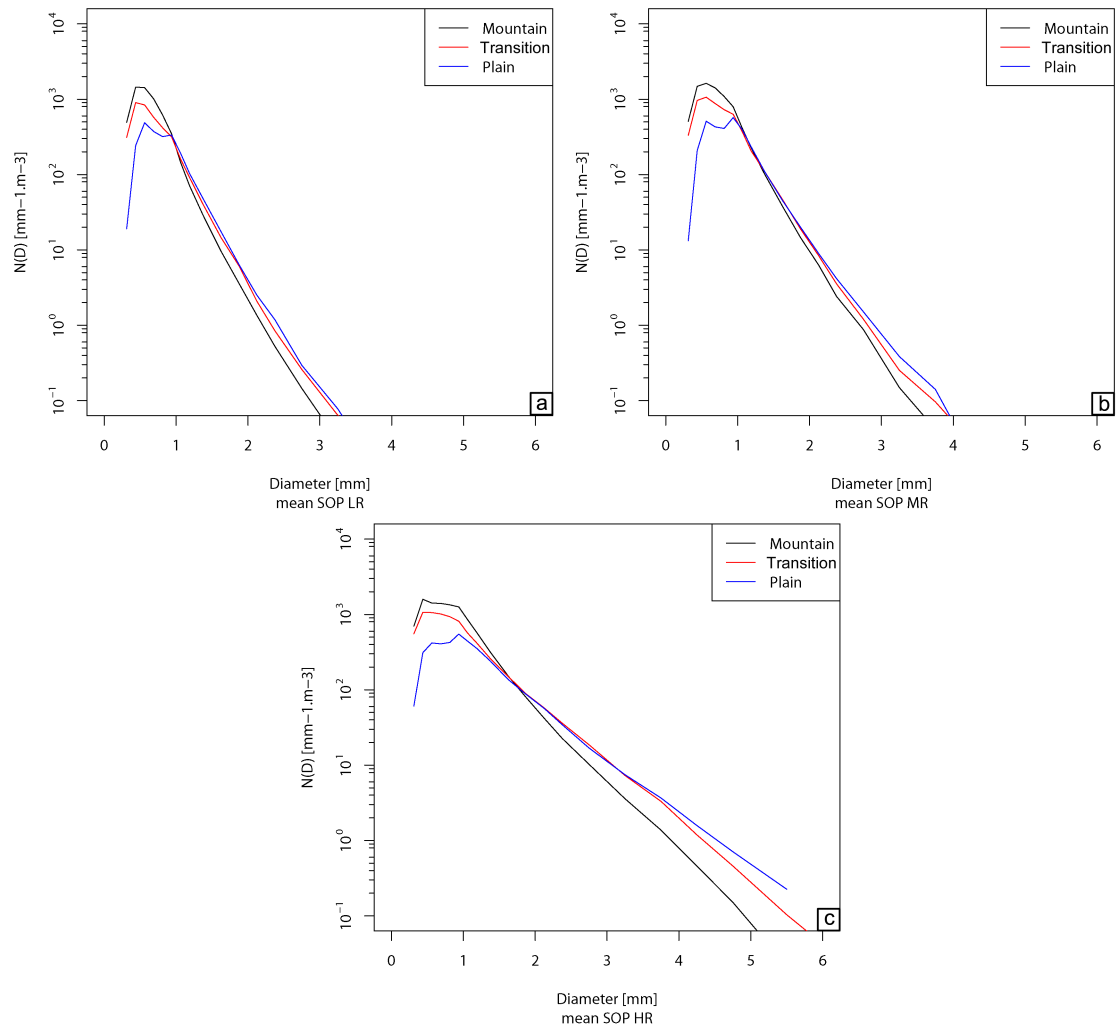


FIGURE 3.13 – DSD observée moyenne au sol obtenue à partir du réseau de disdromètres sur l'ensemble des évènements de la SOP1-1 pour le régime de pluie faible (a), de pluie modérée (b) et de pluie forte (c)

3.2.3 Profil vertical de DSD

Dans cette section, nous reprenons l'étude de la structure verticale de la pluie mesurée à partir des MRR. Dans un premier temps, nous nous concentrons sur l'analyse de l'évolution des variables de référence N^* et D_c , puis dans un second temps nous étudions plus en détails l'évolution de la DSD observée et les processus microphysiques associés.

La Fig.3.14 présente l'évolution verticale du paramètre de la concentration des gouttes N^* en fonction du diamètre caractéristique D_c pour les pluies faibles (LR) suivant les trois couches d'atmosphère définies précédemment : de 3000 à 2000 m d'altitude (Fig.3.14.a), de 2000 à 1000

m d'altitude (Fig.3.14.b) et de 1000 m d'altitude jusqu'au sol (Fig.3.14.c). Encore une fois, seules les ellipses de confiance à 95% et les centres de gravité de ces ellipses sont représentées. De 3000 à 2000m d'altitude (Fig.3.14.a), les ellipses et les centre de gravité présentent des caractéristiques assez similaires, confirmant l'absence de signature du relief à ces altitudes comme observé pour l'IOP7a. Au cours de la chute (Fig.3.14.b), on constate la diminution du nombre de petites gouttes et une augmentation du diamètre caractéristique en particulier sur la zone de plaine et dans une moindre mesure sur les zones de transition et de montagne. Nous retrouvons donc la signature du processus de coalescence qui entraîne la formation de gouttes de plus grande taille et diminue la concentration des plus petites.

Entre 2000 et 1000m d'altitude (Fig.3.14.b), le décalage des ellipses et de leurs centres de gravité indique une signature du relief sur cette couche atmosphérique. Cette signature n'était pas aussi marquée pour l'IOP7a. Néanmoins, les sommets les plus hauts de notre zone d'étude se situent dans cette couche de l'atmosphère et peuvent donc avoir un impact sur les zones proches du relief. La forte évolution des paramètres D_c et N^* sur la zone de plaine en comparaison avec les zones de montagne et de transition confirme cette hypothèse.

A partir de 1000 m d'altitude en continuant la progression vers le sol (Fig.3.14.c), la signature du relief sur l'évolution de la DSD devient plus marquée avec d'une part, une concentration de gouttes plus importante en montagne par rapport à la transition et à la plaine, et d'autre part, un très léger décalage vers des diamètres caractéristiques plus importants en allant de la montagne vers la plaine. Cette évolution n'est pas aussi marquée que pour le cas de l'IOP7a mais reste néanmoins présente sur la couche d'atmosphère proche du sol pour l'ensemble de la SOP1-1.

Comme précédemment pour l'analyse de l'IOP7a, on reprend ici pour l'ensemble de la SOP1-1 l'analyse complète de l'évolution verticale de la DSD obtenue à partir des mesures du réseau de MRR ainsi que les schémas d'évolution de la DSD de [Rosenfeld et Ulbrich \(2003\)](#).

Dans un premier temps, nous analysons l'évolution des profils moyens de LWC normalisés par la moyenne du LWC intégré entre le sol et 1600 m d'altitude, pour les pluies faibles (LR) (Fig.3.15). Ces profils sont utilisés, comme précédemment, comme des proxys des processus dynamiques (vent vertical) ou thermodynamiques (évaporation, condensation) en l'absence de mesures directes de variables pouvant nous renseigner sur ces processus. Au-dessus de 1600 m, en particulier pour la zone de plaine, la signature radar de la bande brillante est bien visible et nous concentrons donc l'analyse pour les altitudes inférieures à 1600m.

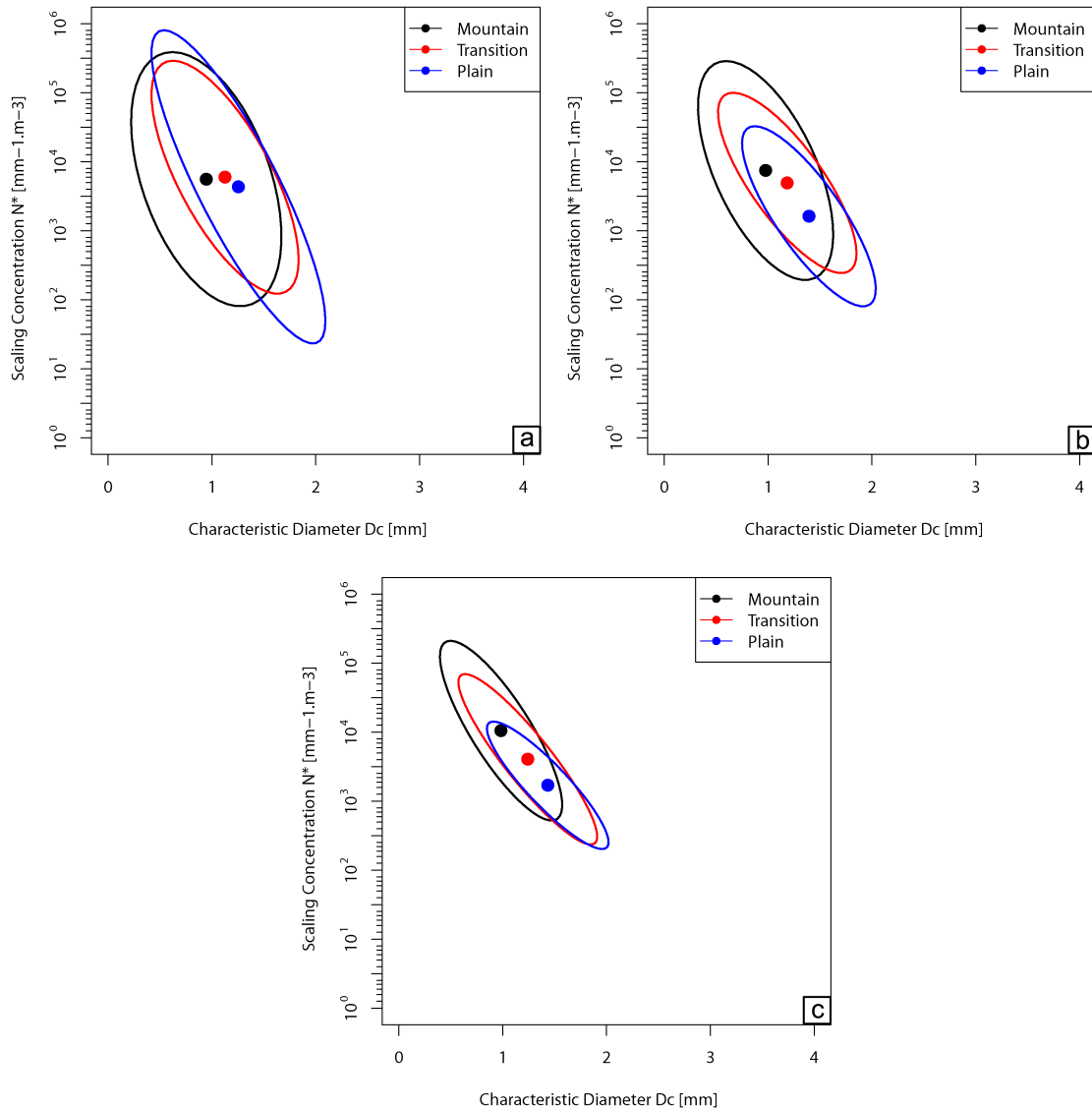


FIGURE 3.14 – Evolution verticale du paramètre N^* en fonction du diamètre caractéristique D_c le long du transect de MRR et généralisé sur plusieurs évènements de la SOP1-1 pour les pluies faibles et à différentes altitudes: de 3000 à 2000 m (a), de 2000 à 1000 m (b) et de 1000 m d'altitude jusqu'au sol (c).

Sur la zone de plaine, le profil moyen de LWC présente une pente sensiblement positive de 1600 à 700 m d'altitude qui pourrait être due à une condensation plus forte en se rapprochant du sol. En-dessous de 700 m d'altitude, le profil moyen présente une pente négative jusqu'à environ 500 m d'altitude pouvant être associée à un processus d'évaporation ou la présence d'un courant ascendant. Puis, la mesure de LWC obtenue au sol à partir du disdromètre à 300 m d'altitude indique une nouvelle augmentation. Il est donc possible que la variabilité du profil de LWC dans les basses couches soit plus importante.

Au niveau de la zone de transition, le profil vertical présente une pente très légèrement négative

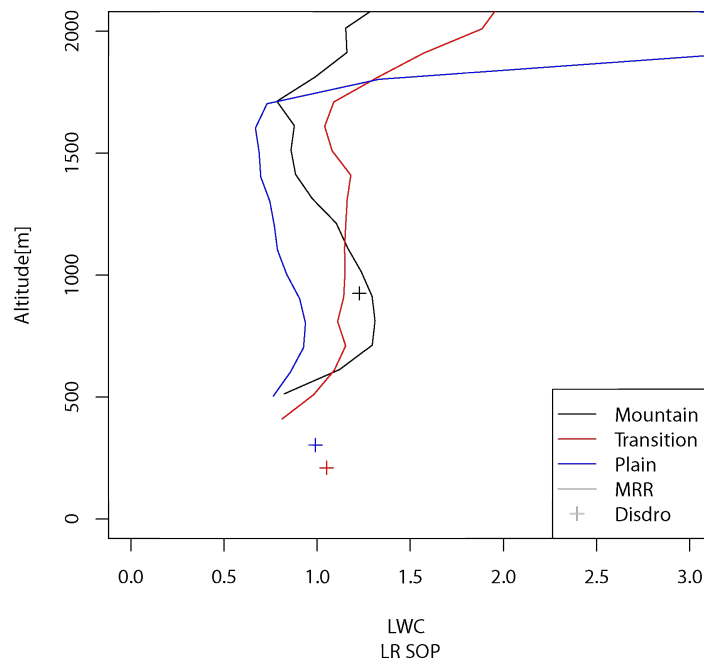


FIGURE 3.15 – Profil vertical du LWC moyen normalisé sur l'ensemble de la SOP1-1 obtenu à partir du réseau de MRR (courbes) et du réseau de disdromètre (croix) pour le régime de pluie faible (LR)

jusqu'à environ 700 m d'altitude qui devient beaucoup plus négative jusqu'aux alentours de 500 m. Cette évolution peut être due à un processus d'évaporation ou à la présence d'un courant ascendant qui se renforcerait dans les basses couches. Au sol, l'observation disdrométrique suggère une nouvelle fois une augmentation de la masse d'eau, éventuellement associée à des processus de condensation près du sol ou à des subsidences.

Pour la zone de montagne, on retrouve un profil assez différent des deux autres zones géographiques avec un profil en cloche présentant une valeur maximale à 700m d'altitude. Cette distribution, déjà observée au cours de l'IOP7a, peut être attribuée à la présence d'une couche de nuages à ces altitudes, expliquant aussi la décroissance marquée du profil de LWC sous 700m d'altitude. La mesure de LWC effectuée au sol à une altitude de 900 m est assez proche de celle obtenue par le MRR à la même altitude. Cette bonne corrélation entre les deux mesures renforce l'hypothèse de la présence de couches nuageuses au niveau du relief.

La Fig.3.16 présente l'évolution de la forme de la DSD observée à différentes altitudes pour le régime de pluie faible et pour les trois zones. Les paliers d'altitude choisis sont les mêmes que ceux détectés lors de l'IOP7a. En effet, une même analyse pour la sélection des paliers a été conduite sur l'ensemble de la SOP1-1 et a amené à l'identification de paliers similaires. Les

évolutions verticales de la forme de la DSD au cours de la SOP1-1 sont sensiblement différentes de celles observées au cours de l'IOP7a, nous reviendrons sur ce point dans la section 3.3. Sur l'ensemble de la SOP1-1, des différences importantes sont observées entre les variations verticales de la DSD au-dessus des zones de plaine et de transition au regard de l'évolution verticale au-dessus de la zone de montagne.

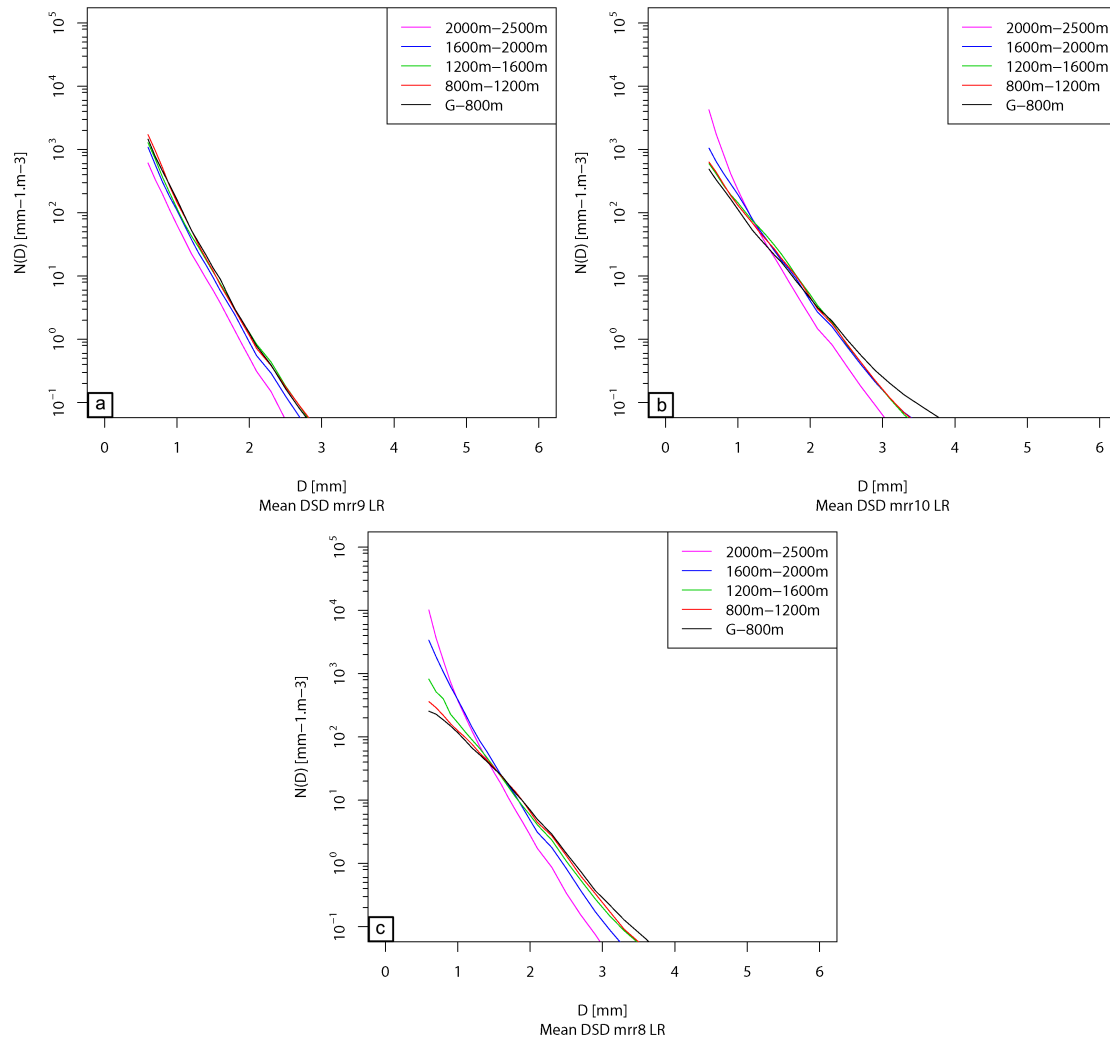


FIGURE 3.16 – Evolution verticale de la DSD observée moyenne obtenue avec les observations du réseau de MRR à différentes altitudes pour les pluies faibles sur la montagne (a), la transition (b) et la plaine (c).

Pour cette dernière zone (Fig.3.16.a), entre 1600 et 1200 m d'altitude, la concentration des petites gouttes ($D < 1.5$ mm) présente une infime augmentation et les gouttes de diamètre plus important ont une taille qui augmente. Entre 1200 et 800 m d'altitude, l'augmentation de la concentration des petites gouttes est plus marquée et à l'inverse, il n'y a pas d'évolution de la taille des autres gouttes. Le profil de LWC (Fig.3.15) à ces altitudes présente une pente positive qui est associée à la présence d'une couche de nuages. Un renforcement du processus de

coalescence par le mécanisme de seeder-feeder, comme vu au cours de l'IOP7a, permet d'expliquer en partie les variations observées. Ce renforcement devrait conduire à une augmentation de la taille des grosses gouttes ainsi qu'à une concentration des petites gouttes qui reste importante. Néanmoins, le renforcement du processus de coalescence conduit à l'augmentation de la taille des gouttes. Ces gouttes ont alors une probabilité plus forte d'exploser, par le processus de break-up, conduisant à la formation de nouvelles gouttes plus petites. L'équilibre entre ces deux processus, associée au mécanisme de seeder-feeder apporte une explication plausible aux faibles variations verticales de la DSD observées. En-dessous de 800 m et en se rapprochant du sol, la DSD reste quasiment inchangée, on note toutefois une très légère diminution des plus petites gouttes qui peut être liée à un processus d'évaporation.

Sur la zone de transition (Fig.3.16.b), entre 1600 et 1200 m d'altitude, la concentration des petites gouttes ($D < 1.5$ mm) diminue tandis que la taille et la concentration des gouttes plus grosses restent identiques. Le profil de *LWC* suggère que les variations de la DSD sont liées à un processus d'évaporation ou à la présence de courant ascendant. Entre 1200 et 800 m d'altitude, il n'y a pas d'évolution de la DSD puis, en-dessous de 800 m, la concentration des petites gouttes diminue légèrement et la taille des grosses gouttes est plus importante. Il y a donc un renforcement du processus de coalescence en se rapprochant du sol. Le profil de *LWC* pour la zone de transition indique que des processus d'évaporation et de courants ascendant ne peuvent pas être complètement exclus.

Pour la zone de plaine (Fig.3.16.c), les variations verticales sont plus marquées et semblent dominées par le mécanisme de coalescence. En effet, une diminution de la concentration des petites gouttes ($D < 1.5$ mm) est observée à toutes les altitudes et est associée à une augmentation de la taille des gouttes de plus grand diamètre. Pour autant, l'augmentation de la taille des gouttes est moins marquée autour de 1200 m d'altitude ce qui pourrait indiquer un processus d'évaporation ou la présence d'un courant ascendant. Le profil moyen de *LWC* présente une pente légèrement positive à cette altitude ce qui ne permet de valider notre hypothèse sur les processus. L'interprétation est donc ici plus complexe, il n'est pas impossible que la signature d'un évènement particulier observé au cours de la SOP1-1 entraîne un impact plus fort sur le profil moyen de *LWC* et qui ne serait pas aussi important sur la variation verticale de la DSD. De ce fait, la présence de processus d'évaporation ou d'ascendance des masses d'air reste des hypothèses plausibles.

En résumé, pour les pluies faibles (LR) et sur l'ensemble de la SOP1-1, l'évolution verticale

de la forme de la DSD présente, comme pour l'IOP7a, des caractéristiques distinctes entre la zone de montagne et les deux autres zones géographiques. En montagne, la concentration plus importante des petites gouttes est liée à la présence d'une couche de nuages sur le relief permettant ainsi le mécanisme de seeder-feeder. En allant vers la plaine, l'augmentation de la taille des gouttes est associée au processus de coalescence ainsi qu'à de possibles processus d'évaporation où d'ascendance des masses d'air. Cependant, les variations sur l'ensemble de la SOP1-1 restent globalement assez faibles et suggèrent que les mécanismes identifiés sont dominants mais que d'autres processus peuvent intervenir.

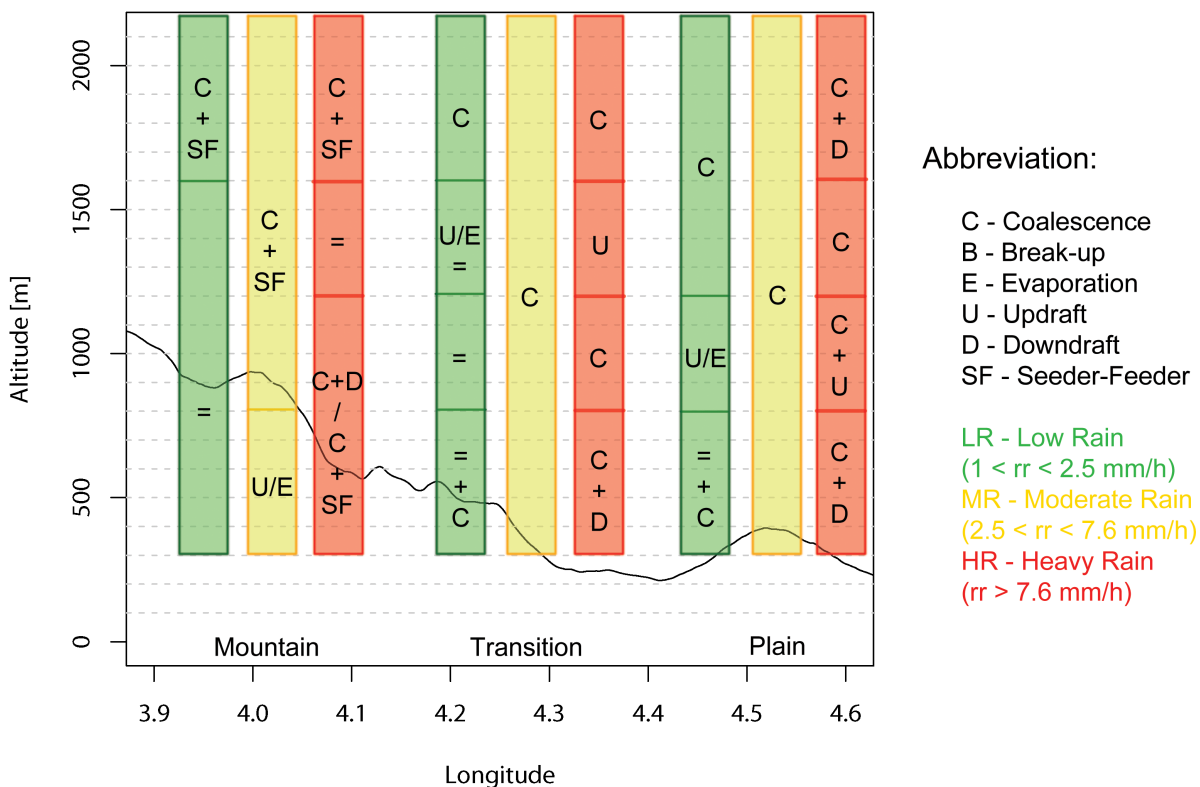


FIGURE 3.17 – Hiérarchisation des processus microphysiques le long du transect d'instruments. Le code couleur indique les différents régimes de précipitations. Le trait continu noir représente la topographie moyenne le long du transect.

La Fig.3.17 synthétise les différents processus envisagés pour les pluies faibles et pour les autres régimes de pluie pour lesquels la même analyse a été conduite (Fig.D.1 et Fig.D.2 en annexe C). Pour les pluies modérées, on retrouve sur la zone de montagne une évolution de la forme de la DSD assez similaire à celle pour les pluies faibles avec une signature marquée du processus de seeder-feeder, aussi bien sur l'évolution de la DSD que sur le profil de *LWC*. Sur les zones de transition et de plaine, le processus de coalescence semble dominant sur l'ensemble du profil vertical, avec une diminution de la concentration des petites gouttes associée à l'aug-

mentation de la taille des grosses gouttes. Pour les pluies fortes, l'interprétation pour chaque zone est plus complexe. En effet, la signature particulière d'un évènement sur la DSD va être beaucoup plus variable d'un évènement à l'autre. Les conclusions sur les processus à partir des profils moyennés sont donc plus hasardeuses. Le processus de coalescence reste un processus d'importance dans le cas des pluies fortes, quelle que soit la zone considérée mais il semble être modulé par des processus dynamiques (vent vertical) qui peuvent être aussi importants.

Afin de mieux prendre en considération la hiérarchisation des processus mis en jeu (microphysique, dynamiques ou thermodynamiques), une comparaison des profils moyens et des hypothèses entre l'IOP7a et la SOP1-1 est conduite dans la section suivante.

3.3 Comparaison entre l'IOP7a et la SOP

3.3.1 Comparaison des profils verticaux de LWC et N_t

Dans un premier temps, nous nous concentrons sur la comparaison de deux paramètres calculés à partir des moments de la DSD observée, obtenus à partir des mesures effectuées à l'aide des MRR (i.e. LWC , calculé à partir du troisième moment de la DSD, et N_t , la concentration des gouttes correspondant au moment zéro de la DSD, Table.1.1). Cette dernière variable est différente du paramètre N^* , elle correspond à la concentration totale des gouttes pour un volume donné. Elle est donc particulièrement sensible à l'évolution de la concentration des petites gouttes.

La Fig.3.18 présente les profils moyens de LWC normalisés par la moyenne de LWC intégré entre le sol et 1600 m d'altitude, pour les trois régimes de pluie et pour l'IOP7a (gauche) et la SOP1-1 (droite). Pour les pluies faibles, (Fig.3.18.a et d), la signature de la bande brillante est bien présente au-dessus de 1600 m pour l'évènement comme pour la SOP1-1. En-dessous de cette altitude et pour la zone de montagne, les profils verticaux de LWC sont assez semblables, on retrouve une augmentation de LWC jusqu'à un pic autour de 800 m d'altitude. Pour les zones de plaine et de transition, les profils verticaux présentent des différences et quelques similitudes entre l'IOP7a et la SOP1-1. En particulier, le LWC moyen en plaine reste toujours inférieur à celui de la zone de transition et les deux profils tendent vers des valeurs plus proches en se rapprochant du sol.

Pour les pluies modérées (Fig.3.18.b et e), on observe des tendances assez similaires à celles pour les pluies faibles. Les profils de la SOP1-1 sont lissés mais pour la SOP1-1 comme pour

l'IOP7a, le LWC moyen est plus important pour la zone de montagne qu'au-dessus des deux autres zones. Les profils pour les zones de plaine et de transition sont assez différents entre l'IOP7a et la SOP1-1 mais les tendances sont globalement les mêmes avec des valeurs de LWC plus faibles en plaine qu'en zone de transition.

Pour les pluies fortes (Fig.3.18.c et f) et pour la zone de montagne, les profils sont assez similaires. Pour la zone de transition, les variations de LWC sont assez marquées aussi bien pour l'IOP7a que pour la SOP1-1. Pour la zone de plaine, on retrouve une tendance entre les deux profils assez semblable à basse altitude mais les profils divergent entre l'IOP7a et la SOP1-1.

Une analyse similaire est conduite pour la concentration des gouttes (Fig.3.19). Comme les deux paramètres sont calculés à partir des moments de la DSD, il n'est pas étonnant de retrouver les mêmes tendances entre l'IOP7a et la SOP1-1 pour les différents régimes de pluie. En particulier, pour les pluies faibles à modérées (Fig.3.19.a,b,d et e), l'augmentation de la concentration des gouttes en zone de montagne est bien marquée pour l'IOP7a et sur l'ensemble de la SOP1-1 tandis que la concentration tend à diminuer sur les autres zones. Cela vérifie bien l'impact du relief sur la concentration des gouttes. Pour les pluies fortes, le profil de la concentration des gouttes sur la plaine est assez différent entre l'IOP7a et la SOP1-1 en particulier en altitude. Les profils de la SOP1-1 au-dessus de 1500 m reflètent la signature de la bande brillante qui doit être présente sur certains événements de la fin de l'automne.

L'analyse de ces profils, présentant des tendances similaires pour un événement (IOP7a) et l'ensemble de la SOP1-1, permet ainsi la généralisation de certaines de nos hypothèses. Il apparaît également des différences importantes, notamment en zones de plaine et de transition. Cela indique que d'un événement à l'autre, la hiérarchie des processus microphysiques, dynamiques et thermodynamiques présente une forte variabilité inter-événementielle.

3.3.2 Comparaison des synthèses sur les processus associés.

D'un événement à l'autre, les processus microphysiques, dynamiques et thermodynamiques associés aux évolutions verticales de la forme de la DSD sont donc sensiblement différents. Pour autant, la comparaison des synthèses de ces processus réalisée entre l'IOP7a et l'ensemble de la SOP1-1 permet de dégager certaines tendances dominantes qui doivent être modulées d'un événement à un autre.

La Fig.3.20 met en regard ces deux synthèses déjà présentées (Fig.3.11 et Fig.3.17). On

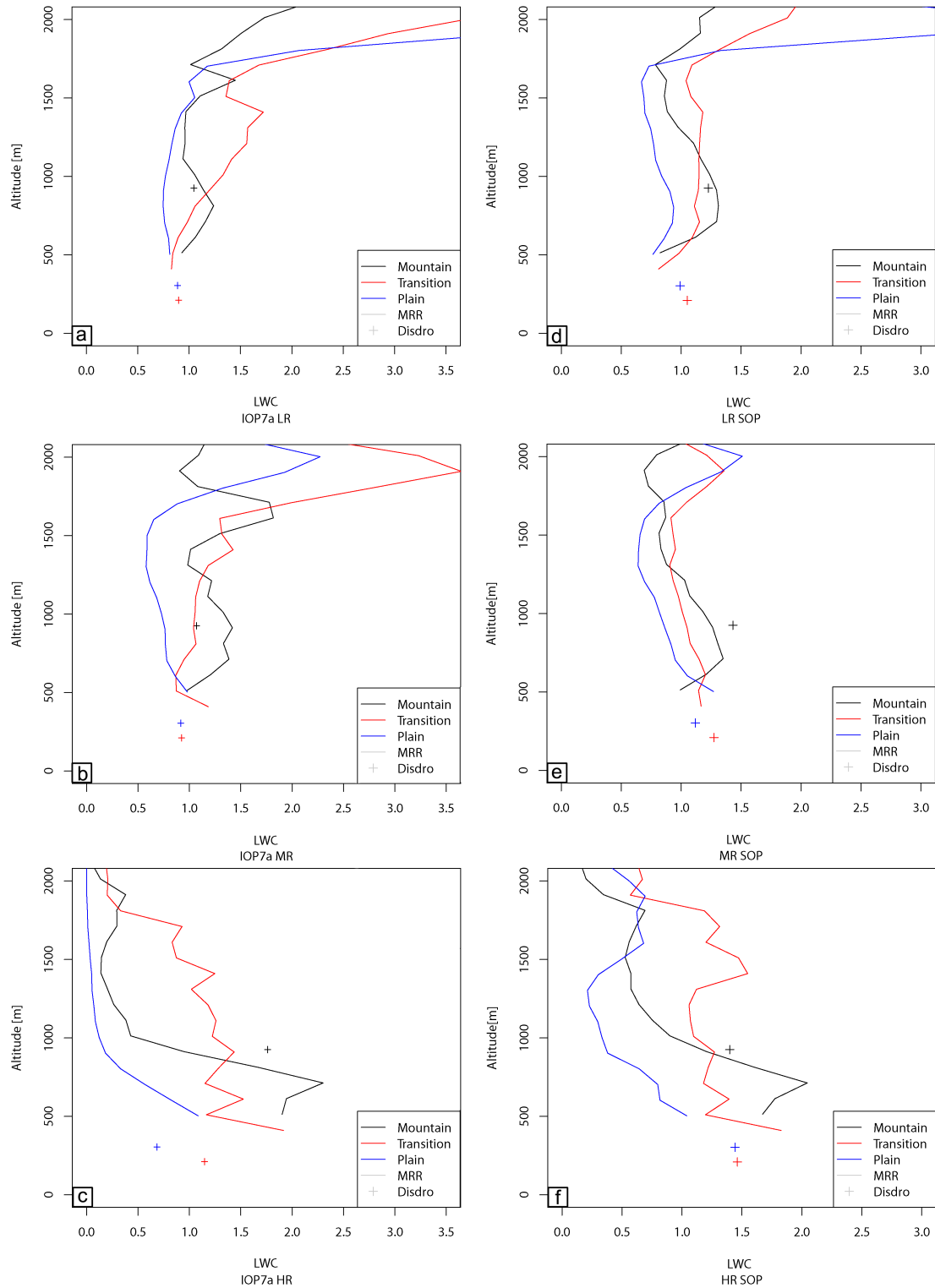


FIGURE 3.18 – Comparaison des profils verticaux de LWC moyens normalisés pour l'IOP7a (gauche) et sur l'ensemble de la SOP1-1 (droite), pour les différents régimes de pluie: pluies faibles (a et d), pluies modérées (b et e) et les pluies fortes (c et f)

remarque bien que l'interprétation des processus à partir des variations verticales de la DSD diffère entre l'IOP7a et la SOP1-1. La première tendance forte est la différence notable de

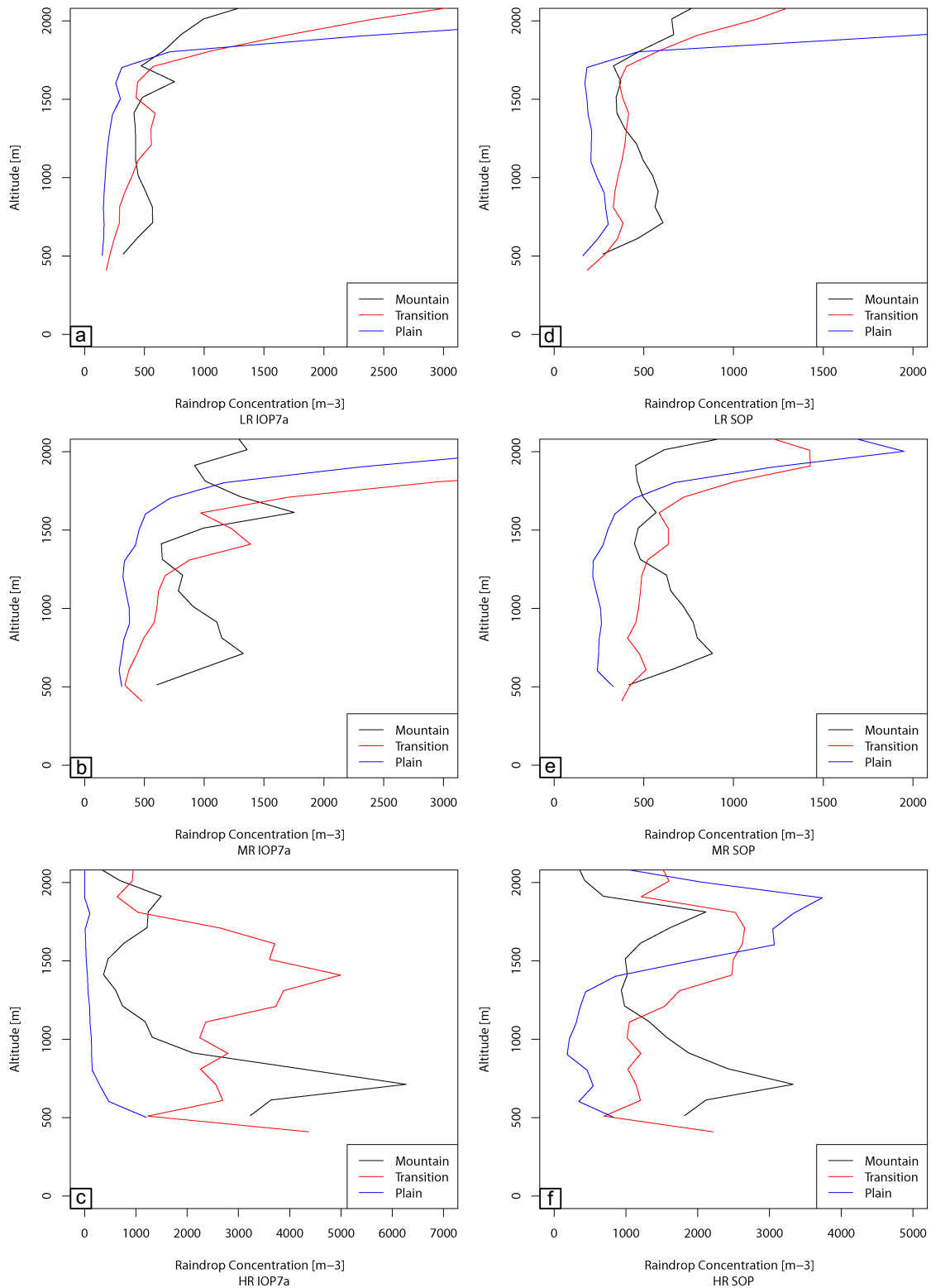


FIGURE 3.19 – Comparaison des profils verticaux de N_t moyens pour l'IOP7a (gauche) et sur l'ensemble de la SOP (droite), pour les différents régimes de pluie: pluies faibles (a et d), pluies modérées (b et e) et les pluies fortes (c et f)

l'évolution verticale de la forme de la DSD, et des processus associés, sur la zone de montagne par rapport aux zones de transition et de plaine. En effet, la présence du relief entraîne une

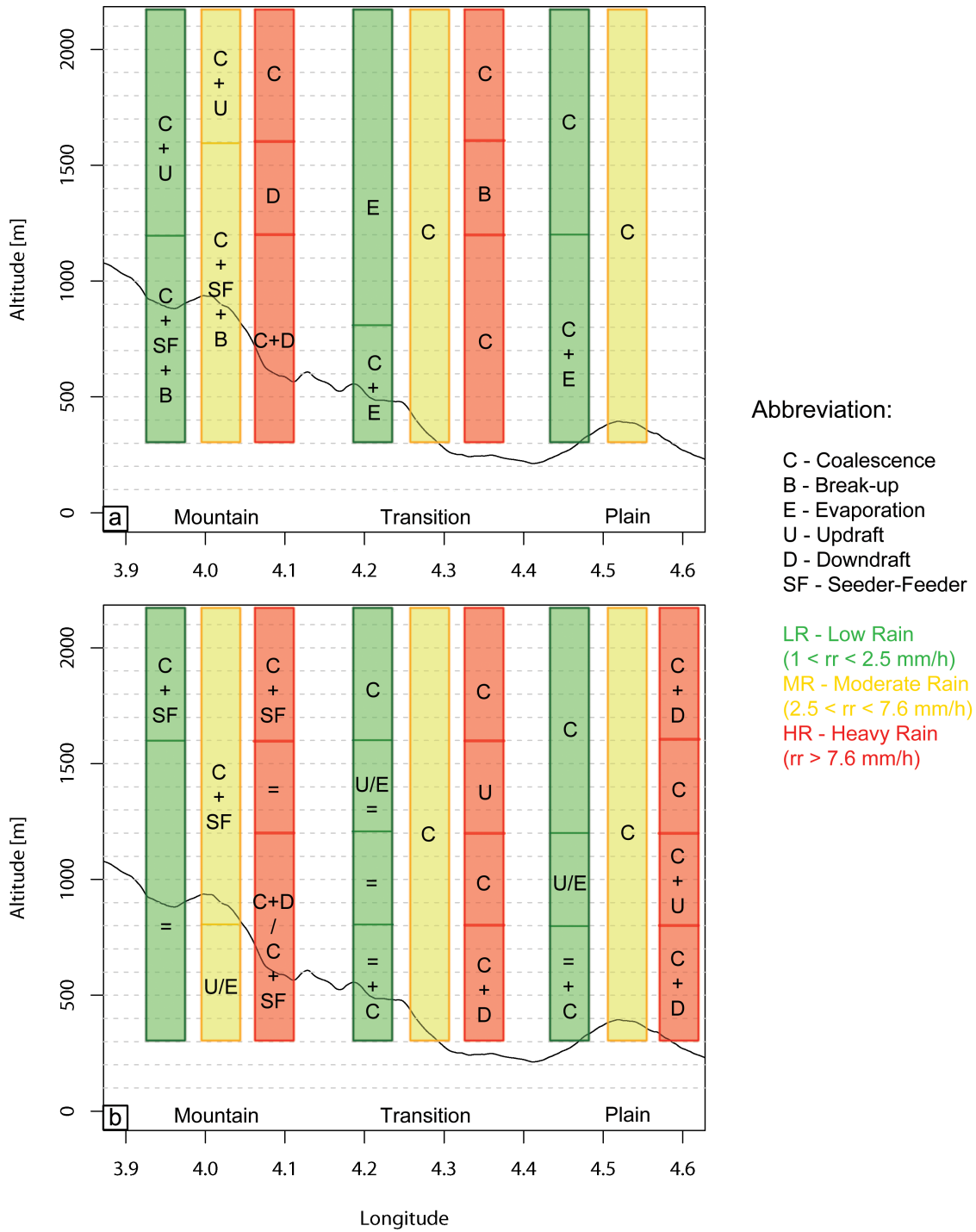


FIGURE 3.20 – Comparaison des hypothèses de synthèse sur les processus conduisant à la structure horizontale des précipitations pour l’IOP7a (haut) et sur l’ensemble de la SOP (bas)

concentration de petites gouttes plus importante et une augmentation de la taille des gouttes plus limitée que sur les autres zones. D’un point de vue microphysique, nous avons vu que la présence d’une couche de nuages et donc d’un processus de seeder-feeder apporte une interprétation assez cohérente de ces observations. De plus, des processus dynamiques associés à la

complexité du terrain (ascendances le long des pentes) peuvent aussi expliquer les variations de DSD.

Sur les zones de plaine et de transition, le processus de coalescence semble être un des processus microphysiques dominant entraînant une diminution de la concentration des petites gouttes et une augmentation plus marquée de la taille des grosses gouttes. Pour autant, ce processus peut être modulé par des processus dynamiques et thermodynamiques beaucoup plus variables d'un évènement à l'autre.

3.4 Conclusions

Dans ce chapitre nous avons analysé le cas d'étude de l'IOP7a suivant deux axes. Tout d'abord, nous nous sommes intéressés à l'impact du relief sur les variations horizontales de la DSD au sol à partir des mesures effectuées à l'aide du transect de disdromètres en utilisant deux variables de référence définies par [Testud et al. \(2001\)](#) (D_c et N^*). Cette étude a montré que le relief a une signature sur l'évolution de ces deux paramètres, en particulier, sur la concentration des petites gouttes plus importante en allant vers le relief, et sur la taille des gouttes qui augmente en allant vers la plaine. Une analyse plus détaillée de la DSD observée a permis de mettre en évidence, sur cet évènement, que la topographie a un impact avéré sur les précipitations faibles à modérées. La distribution moyenne de l'évènement est principalement gouvernée par les précipitations les plus fortes bien que celles-ci ne représentent que 20% du régime pluviométrique total de l'évènement.

Ensuite, notre étude s'est portée sur la structure verticale des précipitations à l'aide du transect de MRR donnant une information sur l'évolution de la DSD et de ses paramètres (N^* et D_c), de 200 à 3000 m au-dessus du sol, par palier de 100 m. Une première analyse à partir des paramètres D_c et N^* suivant trois paliers d'altitude a montré que l'évolution verticale de ces variables était la même au-dessus d'une altitude avoisinant 1000 m et ce, quelle que soit l'emplacement le long du profil topographique. Sur la base des travaux de [Rosenfeld et Ulbrich \(2003\)](#) l'étude de l'évolution de la distribution spectrale des gouttes a permis d'identifier certains processus microphysiques dominants pouvant expliquer la variation de la DSD le long du profil topographique. L'étude détaillée de l'IOP7a a permis de mettre en évidence que sous certains régimes de pluie, et en particulier pour les pluies faibles à modérées, les processus microphysiques diffèrent suivant que l'on se situe en montagne, sur la zone de transition ou en plaine, indiquant

une signature du relief sur ces mécanismes.

Dans une deuxième partie, nous avons généralisé ces résultats à l'ensemble des événements de la SOP1-1 de la campagne HyMeX afin de mettre en évidence des tendances plus globales qui ne seraient pas spécifiques à un événement particulier. Le même protocole d'analyse a été mis en place. Les résultats de cette analyse sont sensiblement différents de ceux observés pour l'IOP7a. Néanmoins, la comparaison entre les hypothèses sur les processus ainsi que la comparaison des profils moyens de LWC et de la concentration totale des gouttes montrent deux tendances fortes :

- Pour la zone de montagne, l'évolution verticale de la forme de la DSD est principalement gouvernée par le renforcement des précipitations via un processus de seeder-feeder. D'un point de vue microphysique, la présence d'une couche de nuages sur le relief entraîne une augmentation de la taille des gouttes ainsi qu'une concentration plus importante des petites gouttes. Des processus dynamiques, liés à la complexité du terrain, comme les ascendances le long des pentes, peuvent conduire à des temps de chute des petites gouttes plus long et expliquer leur concentration plus forte sur cette zone.
- Pour les zones de plaine et de transition, le processus microphysique dominant au cours de la chute des hydrométéores est associé au processus de coalescence. Cependant, nous avons mis en évidence que la variabilité inter-événementielle des processus gouvernant l'évolution de la DSD peut être forte. La hiérarchisation des processus microphysiques, dynamiques et thermodynamiques dépend donc aussi de la nature de l'événement.

Dans le chapitre suivant, nous avons recours à la modélisation afin de vérifier ces hypothèses. En particulier, l'attention est portée à la vérification de la structure horizontale et verticale des précipitations et des processus associés à partir d'une étude de cas. Notre réflexion porte aussi sur la représentativité du calcul des DSD à partir d'un modèle physique de l'atmosphère.

Chapitre 4

Modélisation de la structure des précipitations et étude des processus microphysiques associés

Dans le chapitre précédent, les analyses menées sur les propriétés et les variations de la DSD observée ont mis en évidence différents processus en fonction du terrain ou des régimes de pluie. Via la modélisation physique de l'atmosphère, ce chapitre vise à affiner notre compréhension de ces mécanismes en élaborant le même type d'analyse avec les variables simulées. Dans un premier temps, nous modélisons la DSD observée à partir d'une formulation basée sur la concentration des gouttes et sur le diamètre caractéristique. Dans un deuxième temps, la comparaison des résultats de simulations, réalisées avec le modèle WRF, avec les observations permet d'évaluer les capacités du modèle à reproduire la structure horizontale et verticale des précipitations et de donner ainsi des informations sur les processus microphysiques mis en jeu.

4.1 Modélisation de la DSD

4.1.1 DSD formulation basée sur N_t et D_c

Comme mentionné au chapitre 1, la paramétrisation de la DSD permet la description de l'ensemble du spectre à partir de deux ou trois paramètres (e.g. [Marshall et Palmer 1948](#), [Ulbrich 1983](#), [Sempere-Torres et al. 1994](#)). Nous utilisons pour cette étude la formulation de [Yu et al. \(2014\)](#) basée sur la concentration N_t et le diamètre caractéristique D_c . Cette formulation

est le fruit d'une étude de différentes techniques de mise à l'échelle de la DSD et a permis la définition d'une formulation générale dont nous présentons ici les grandes lignes.

A partir des travaux de [Uijlenhoet et al. \(2003b\)](#), la DSD est scindée en deux entités différentes: la concentration N_t dans un volume d'air unitaire [m^{-3}] et la fonction de répartition $p(D)$ [mm^{-1}] du diamètre des gouttes D [mm], amenant ainsi:

$$N(D) = N_t \cdot p(D) \quad (4.1)$$

Afin de travailler à partir d'une fonction de densité sans dimension, que nous appellerons $g(x)$, [Porrà et al. \(1998\)](#) définissent un diamètre caractéristique D_c [mm^{-1}] qui est repris dans l'eq.(4.1) donnant donc:

$$N(D) = \frac{N_t}{D_c} g(x) \quad (4.2)$$

Avec $x = D/D_c$.

Alors que d'autres auteurs ([Sempere-Torres et al. 1994](#); [Testud et al. 2001](#)) ne font pas d'hypothèse quant à la définition de $g(x)$, [Yu et al. \(2014\)](#) considèrent que la fonction $g(x)$ est une densité de probabilité, modélisée par la densité de probabilité gamma avec deux paramètres, et définie par:

$$g(x; \lambda, \mu) = \frac{\lambda^{\mu+1}}{\Gamma(\mu+1)} x^\mu \exp(-\lambda x) \quad (4.3)$$

En intégrant eq.(4.3) dans eq.(4.2), $N(D)$ devient:

$$N(D) = \frac{N_t}{D_c} g(x; \lambda, \mu) = \frac{N_t}{D_c} \left[\frac{\lambda^{\mu+1}}{\Gamma(\mu+1)} \left(\frac{D}{D_c} \right)^\mu \exp\left(-\lambda \frac{D}{D_c}\right) \right] \quad (4.4)$$

Bien que cette formulation puisse apparaître plus complexe que les modélisations classiques de la DSD (fonction exponentielle ou gamma), la DSD modélisée par eq.(4.4) présente plusieurs avantages:

- la terme entre crochet correspond à la densité de probabilité du diamètre normalisé $x = D/D_c$ avec, par définition :

$$\int_0^\infty \frac{\lambda^{\mu+1}}{\Gamma(\mu+1)} x^\mu \exp(-\lambda x) = 1 \quad (4.5)$$

- Les deux paramètres λ et μ sont sans dimension.
- Hormis les deux paramètres λ et μ , la DSD dépend seulement de deux variables physiques

que sont respectivement, la concentration totale des gouttes N_t et le diamètre caractéristique D_c .

Comme présentée au chapitre 1, la définition de [Testud et al. \(2001\)](#) est retenue, le diamètre caractéristique correspond au rapport entre le quatrième et le troisième moment de la DSD:

$$D_c = \frac{M_4}{M_3} \quad (4.6)$$

En introduisant eq.(4.4) dans l'expression du moment d'ordre k de la DSD, on a:

$$M_k = \int_0^\infty N(D)D^k dD = \frac{\Gamma(\mu + k + 1)}{\Gamma(\mu + 1)} \frac{N_t D_c^k}{\lambda^k} \quad (4.7)$$

Par le choix de D_c suivant la définition de [Testud et al. \(2001\)](#), la considération du moment d'ordre 4 et d'ordre 3 dans l'eq.(4.7), et leur rapport, amène la relation d'auto-cohérence :

$$\lambda = \mu + 4 \quad (4.8)$$

Cette relation d'auto-cohérence est une contrainte déterministe entre les deux paramètres λ et μ que nous utilisons ensuite pour vérifier leur estimation.

4.1.2 Estimation des paramètres λ et μ

Différentes méthodes d'estimation des paramètres de $g(x)$ sont proposées dans la littérature. Par exemple, [Sempere-Torres et al. \(1998\)](#) ont proposé l'estimation des paramètres de $g(x)$ basée sur une régression non linéaire. [Chapon et al. \(2008\)](#) ont de leur côté calculé les paramètres à chaque pas de temps, à partir d'une méthode basée sur les moments et s'appuyant sur les travaux de [Tokay et Short \(1996\)](#) et [Smith \(2003\)](#). Ces méthodes d'estimation peuvent être coûteuses en temps de calcul, en particulier pour des grands échantillons de DSD. Nous utilisons pour l'estimation des paramètres λ et μ la méthode dite "ratio estimator" proposée par [Hazenberget al. \(2011\)](#).

A partir de l'eq.(4.7), le rapport de deux moments successifs pour chaque spectre de la DSD s'exprime par :

$$\frac{M_{k+1}}{M_k} = \frac{D_c}{\lambda}(\mu + 1) + \frac{D_c}{\lambda}k \quad (4.9)$$

De cette manière, les paramètres λ et μ de chaque spectre sont calculés par une régression linéaire de tous les rapports de moments successifs (M_{k+1}/M_k) en fonction de k . La pente

et l'ordonnée de cette régression linéaire produisent indépendamment λ et μ .

La Fig.4.1 illustre les valeurs de λ et μ estimées par la méthode des moments successifs pour chaque spectre d'une minute observés durant la SOP1-1. Nous retrouvons bien sur cette figure la relation d'auto-cohérence (eq.(4.8)) entre les deux paramètres λ et μ . La méthode utilisée apporte donc une bonne estimation de ces deux paramètres.

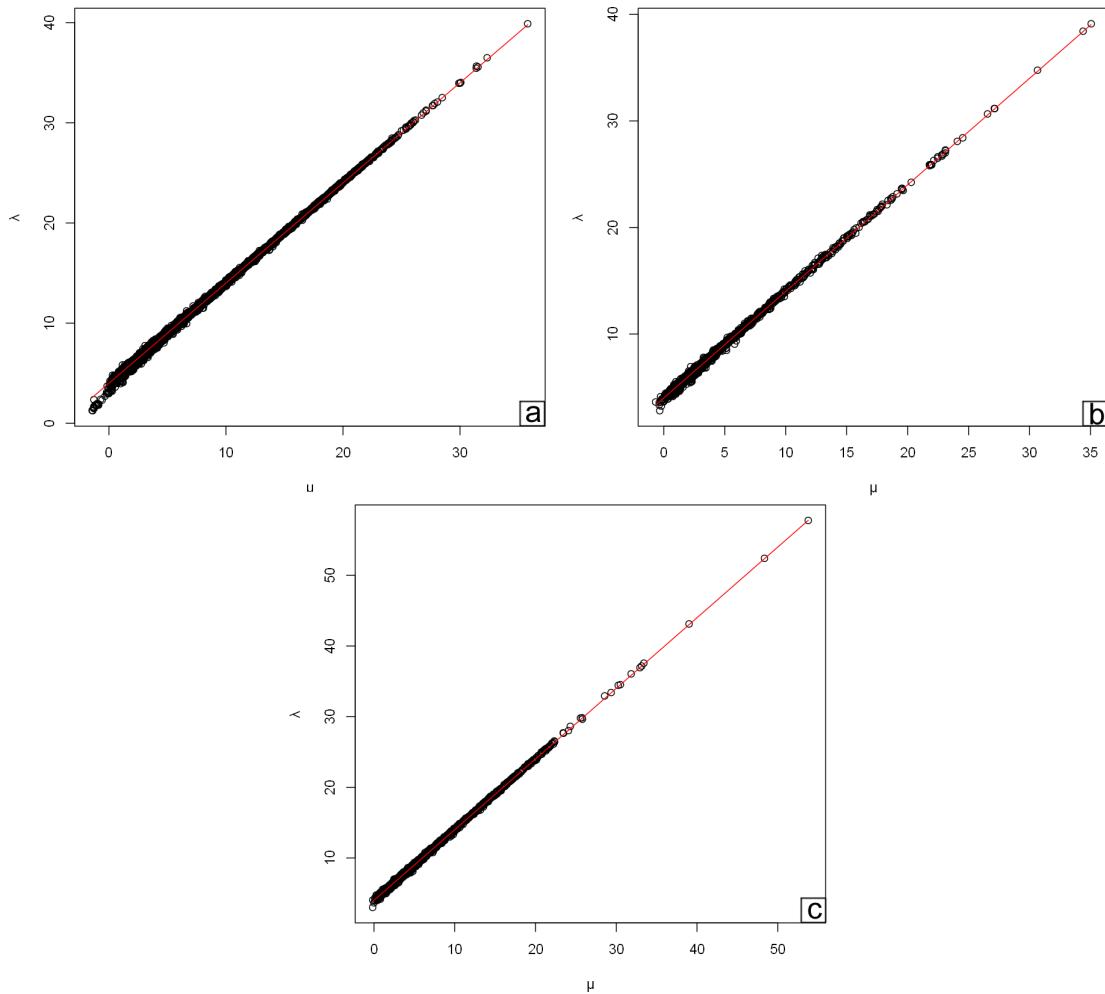


FIGURE 4.1 – Valeurs estimées de λ et μ pour le disdromètre de la zone de montagne (a), le disdromètre de la zone de transition (b) et le disdromètre de la zone de plaine (c). La droite rouge représente la relation d'auto-cohérence $\lambda = \mu + 4$

4.1.3 Comparaison DSD modélisée et DSD observée

La DSD est ainsi modélisée pour chaque spectre de la SOP1-1 à partir de la formulation de Yu et al. (2014) en utilisant la méthode d'estimation des paramètres de Hazenberg et al. (2011). Les DSD modélisées sont moyennées sur l'ensemble de la SOP1-1 et en fonction des différents régimes de pluie définis au chapitre 3. La Fig.4.2 présente la comparaison de ces DSD

modélisées moyennes au sol avec les spectres moyens observés à partir du réseau de disdromètres. A première vue, la DSD modélisée représente de manière assez satisfaisante la DSD observée durant la SOP1-1. On remarque néanmoins que la DSD modélisée semble surestimer les plus petites gouttes ($D < 0.5$ mm) quel que soit le régime pluviométrique considéré. De plus, les écarts entre la DSD modélisée et la DSD observée semblent s'accroître avec l'augmentation de l'intensité pluviométrique (Fig.4.2.b et 4.2.d).

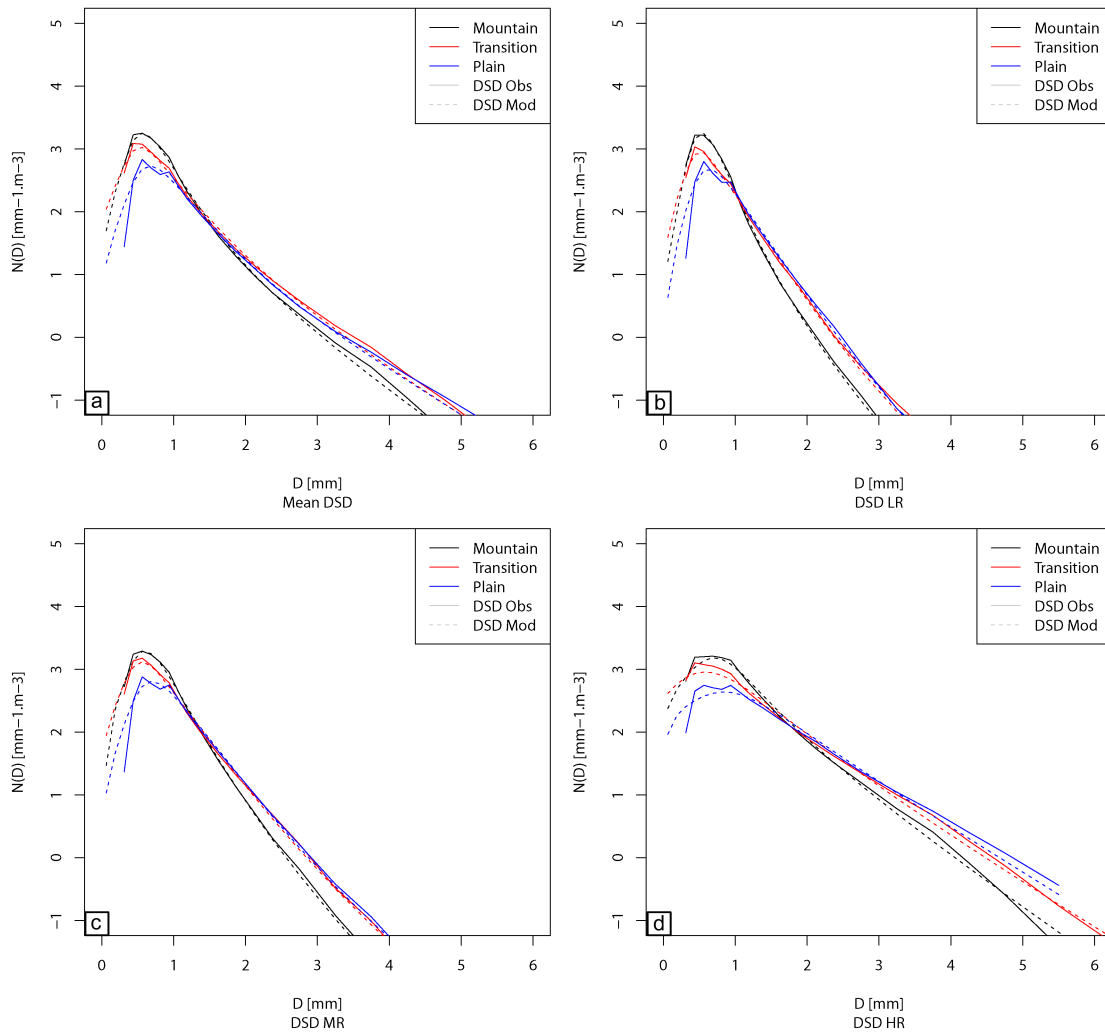


FIGURE 4.2 – Comparaison DSD observées (lignes continues) et DSD modélisées (lignes discontinues) moyennées sur l'ensemble de la SOP1-1 (a), pour les pluies faibles (LR) (b), les pluies modérées (MR) (c) et les pluies fortes (HR) (d)

Pour l'ensemble de la SOP1-1, la performance de la modélisation de la DSD est étudiée sur la base de deux critères (le biais et le coefficient de corrélation) calculés entre les spectres

observés et les spectres modélisés par :

$$biais(D) = \frac{\overline{N(D)_{MOD}}}{\overline{N(D)_{OBS}}} \quad (4.10)$$

$$r(D) = \frac{\sum_{i=1}^n (N(D_i)_{OBS} - \overline{N(D)_{OBS}})(N(D_i)_{MOD} - \overline{N(D)_{MOD}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (N(D_i)_{OBS} - \overline{N(D)_{OBS}})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (N(D_i)_{MOD} - \overline{N(D)_{MOD}})^2}} \quad (4.11)$$

Avec n le nombre de classes de diamètre de la distribution.

L'évaluation de la DSD est parfois rendue difficile du fait de la variabilité du nombre de gouttes par classe de diamètre. Généralement, les petites gouttes sont majoritaires dans la distribution, donnant ainsi un poids important dans l'estimation statistique sur l'ensemble du spectre. Pour éviter cet effet, l'évaluation de la DSD modélisée est réalisée pour chaque classe de diamètre séparément.

Les Fig.4.3 et Fig.4.4 représentent l'évolution de ces deux scores en fonction du diamètre, pour les différents régimes de pluies, ainsi que la moyenne sur l'ensemble de la SOP1-1, pour les trois disdromètres déployés le long du transect topographique. Globalement, ces scores montrent que la formulation utilisée modélise de manière assez satisfaisante la DSD observée lors de la SOP1-1. Pour les grands diamètres ($D > 4$ mm) on observe une augmentation des biais ainsi qu'une diminution globale du coefficient de corrélation quels que soient la zone et le régime de pluie. Ceci peut être expliqué par la faible concentration et la forte variabilité de cette population de gouttes.

Nous avons donc une modélisation de la DSD sur l'ensemble de la SOP1-1 robuste et représentant bien les caractéristiques de la DSD observée. Ainsi, la DSD modélisée au sol conserve les caractéristiques liées au gradient topographique et aux régimes de pluie.

4.1.4 Evaluation de la DSD modélisée en fixant $\mu = 0$

Nous avons montré que la formulation de [Yu et al. \(2014\)](#) permet de modéliser la DSD observée sur l'ensemble de la SOP1-1. Cette formulation fait intervenir deux paramètres : λ et μ . Nous verrons dans la suite du chapitre que les schémas microphysiques utilisés dans les modèles physiques de l'atmosphère fixent le paramètre μ égal à 0 pour la pluie. De ce fait, pour pouvoir faire une comparaison entre les spectres modélisés et les spectres calculés à partir des variables simulées, nous devons évaluer l'impact de fixer le paramètre $\mu = 0$ dans la formulation utilisée précédemment.

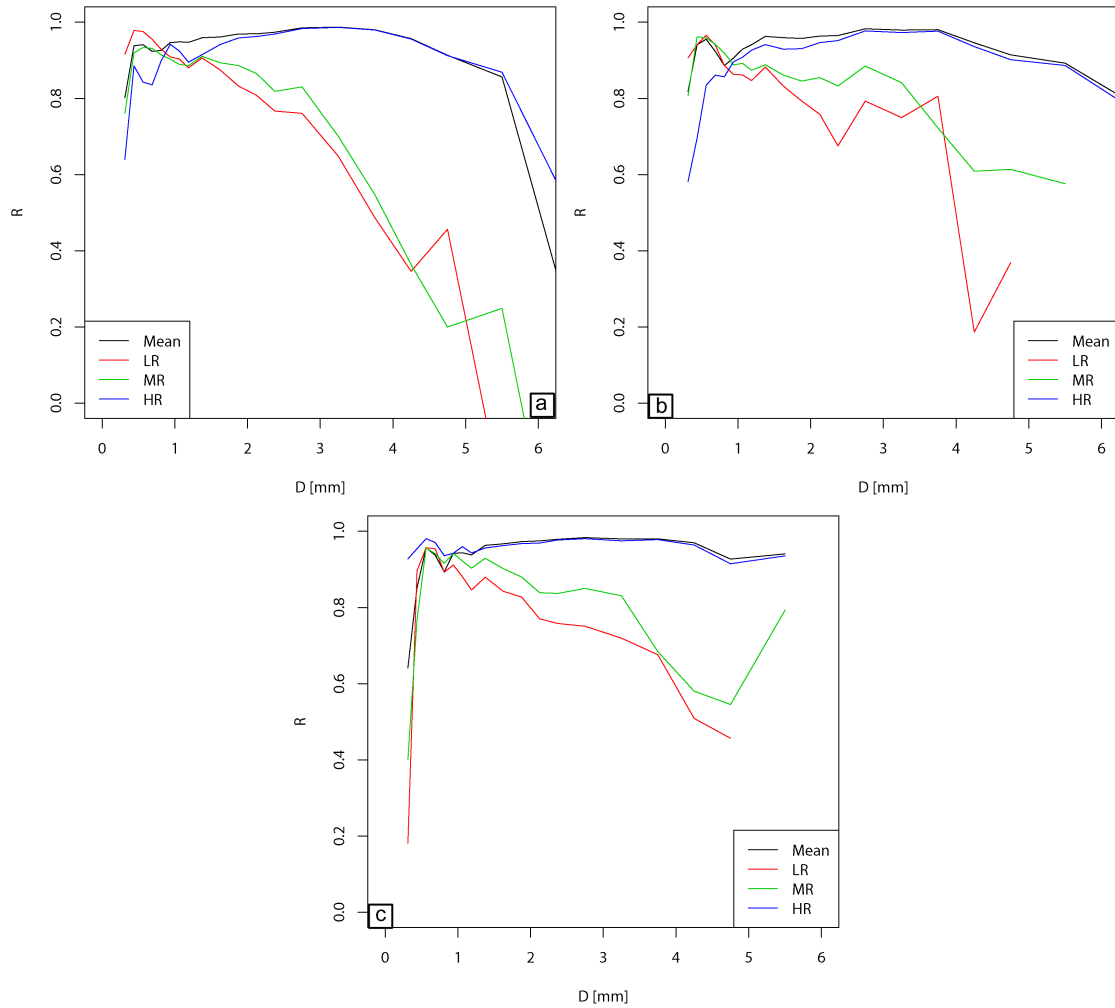


FIGURE 4.3 – Coefficient de corrélation entre la DSD observée et la DSD modélisée en fonction du diamètre pour les différents régimes de pluie à partir des disdromètres de montagne (a), de transition (b) et de plaine (c)

En fixant $\mu = 0$, l'eq.(4.4) devient :

$$N(D) = \frac{N_t}{D_c} g(x; \lambda) = \frac{N_t}{D_c} \left[\lambda \exp\left(-\lambda \frac{D}{D_c}\right) \right] \quad (4.12)$$

L'estimation du paramètre λ est réalisée comme précédemment par la méthode des rapports de Hazenberg et al. (2011) en imposant à l'ordonnée à l'origine de la régression linéaire de passer par 0 (par la condition $\mu = 0$). La Fig.4.5 présente la comparaison entre les DSD modélisées suivant la formulation eq.(4.12) et les DSD observées durant la SOP1-1. Pour les petites gouttes ($D < 1$ mm), le gradient observé suivant le transect est conservé mais la distribution imposée par la forme exponentielle n'est pas la même, entraînant une sous-estimation de la concentration des gouttes dont le diamètre est proche de 1 mm et une surestimation des plus petites gouttes ($D <$

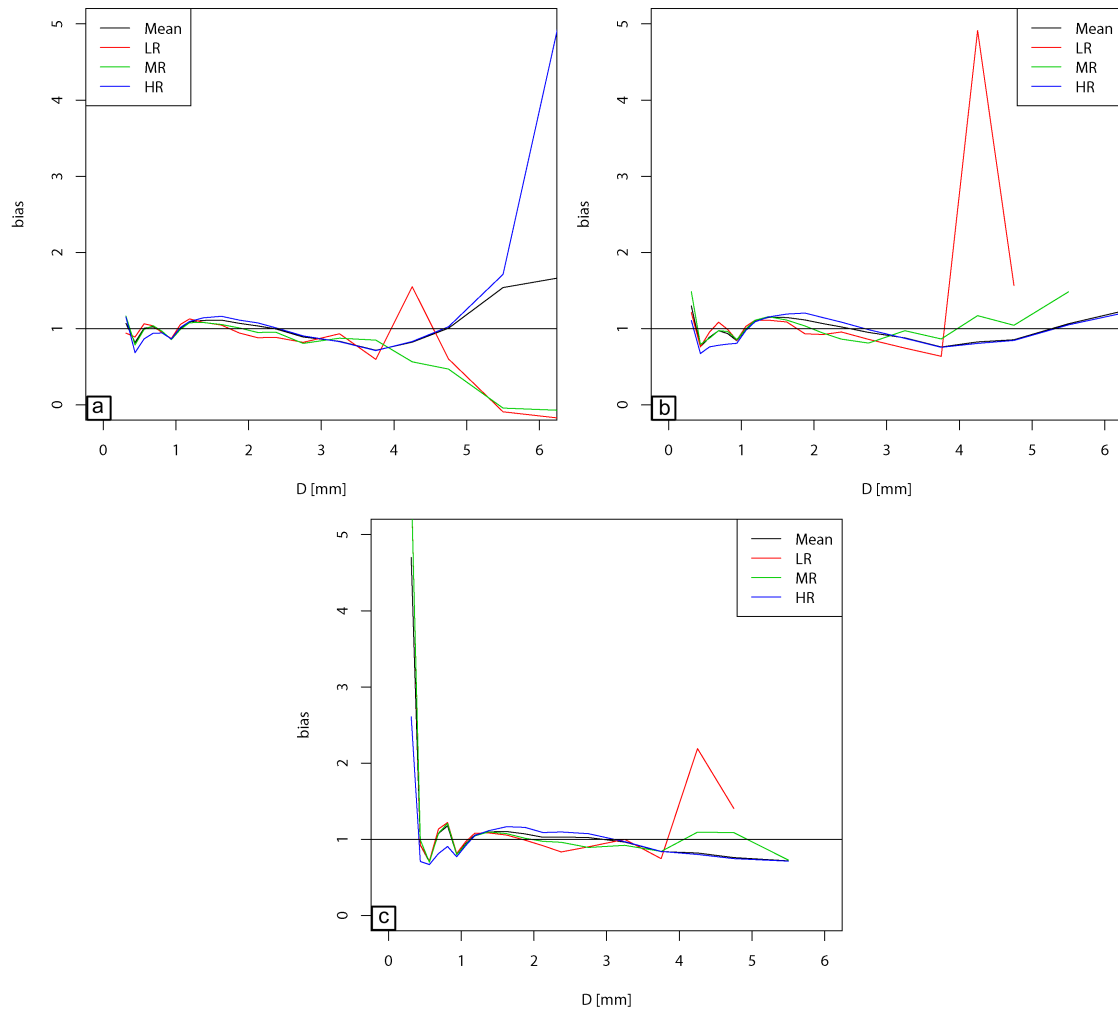


FIGURE 4.4 – Biais entre la DSD observée et la DSD modélisée en fonction du diamètre pour les différents régimes de pluie à partir des disdromètres de montagne (a), de transition (b) et de plaine (c)

0.5 mm). L'évolution de la concentration des gouttes pour les diamètres intermédiaires ($1 \text{ mm} < D < 4 \text{ mm}$) est similaire à celles des observations de la SOP1-1. Pour les grands diamètres, le nombre de goutte est surestimé. Cette surestimation est liée à la forme exponentielle imposée par le paramètre $\mu = 0$.

Les évolutions des scores avec la classe de diamètre sont présentées Fig.4.6 et Fig.4.7 respectivement pour le coefficient de corrélation et le biais. Le coefficient de corrélation présente des moins bons résultats que lorsque l'on utilise la formulation complète de Yu et al. (2014). La formulation exponentielle reste suffisamment précise pour la moyenne sur l'ensemble de la SOP1-1 et pour les pluies fortes. La forme exponentielle imposée par le paramètre $\mu = 0$ est donc, à priori, plus représentative des fortes intensités pluviométriques. Nous avons vu au chapitre 3 que la DSD moyenne est très influencée par ces fortes précipitations. De ce fait,

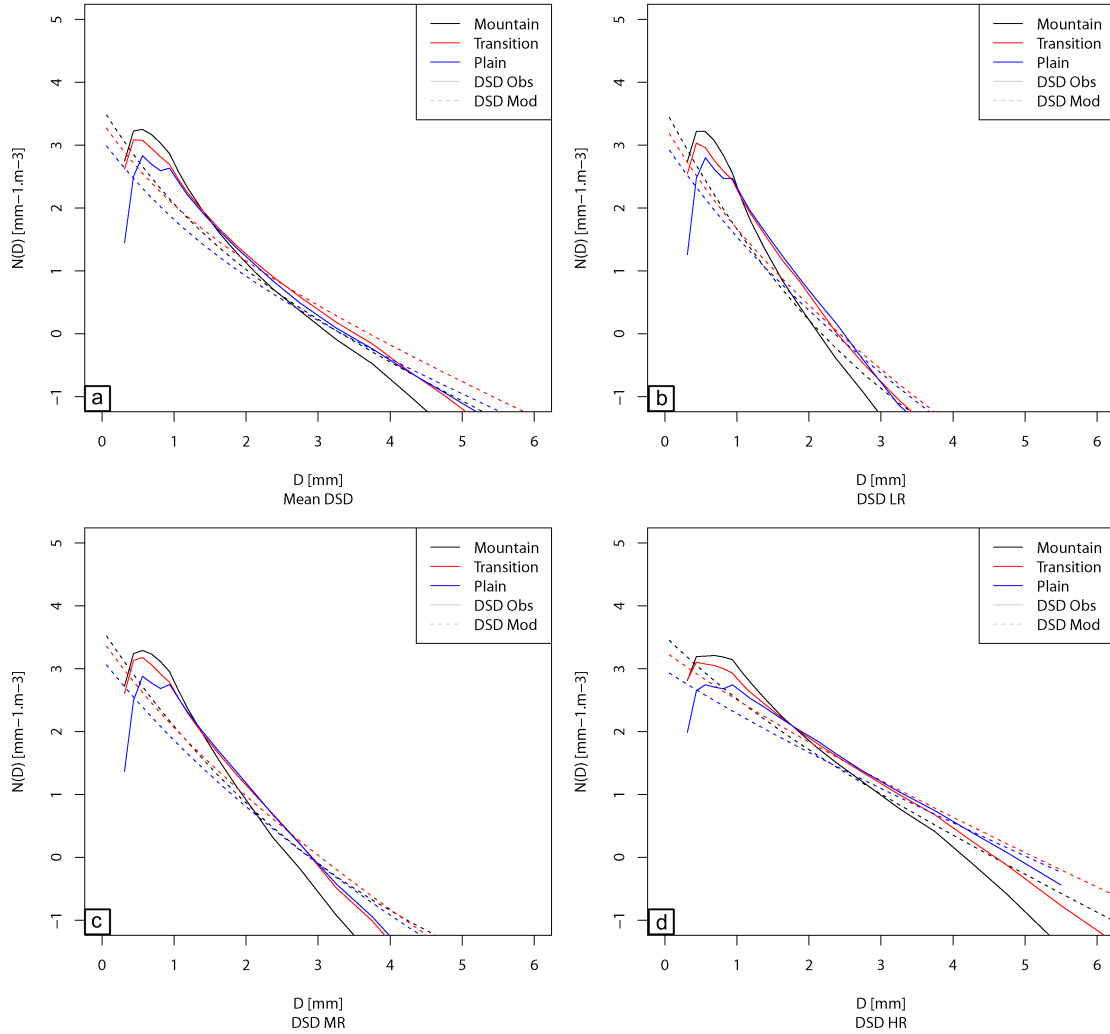


FIGURE 4.5 – Comparaison DSD observées (lignes continues) et DSD modélisées avec $\mu = 0$ (lignes discontinues) moyennées sur l'ensemble de la SOP1-1 (a), pour les pluies faibles (LR) (b), les pluies modérées (MR) (c) et les pluies fortes (HR) (d)

il n'est pas étonnant que les meilleurs scores soient obtenus pour la moyenne et le régime de pluies fortes. L'analyse des biais (Fig.4.7) indique qu'il y a une sous-estimation systématique des concentrations pour un diamètre autour de 1 mm et ce que quels que soient la zone et le régime de pluie. Pour les grands diamètres, nous retrouvons la signature de la surestimation des spectres modélisés au regard des spectres observés.

4.2 Simulation numérique - Modèle WRF

Dans le chapitre précédent, l'analyse des observations acquises lors de la SOP1-1 nous a permis de mettre en évidence l'évolution de la structure verticale et horizontale de la distribution des gouttes de pluies en lien avec l'environnement, en particulier avec la topographie, et les

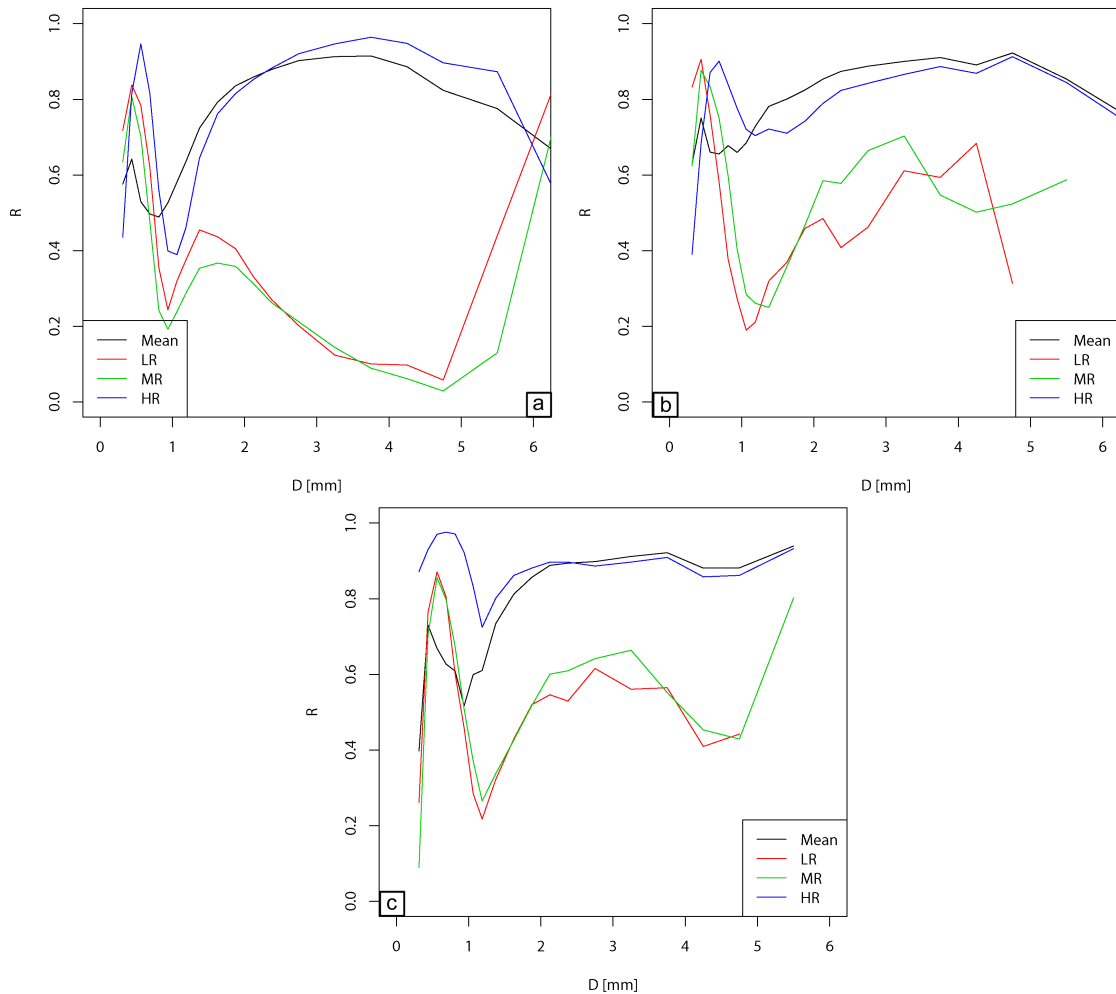


FIGURE 4.6 – Coefficient de corrélation entre la DSD observée et la DSD modélisée avec $\mu = 0$ en fonction du diamètre pour les différents régimes de pluie à partir des disdromètres de montagne (a), de transition (b) et de plaine(c)

régimes de précipitations. Les objectifs de la modélisation physique de l’atmosphère sont i) de pouvoir étudier plus en détails les interactions entre le relief et les processus microphysiques et ii) d’évaluer la capacité d’un modèle atmosphérique régional tel que le modèle WRF à reproduire les structures observées.

4.2.1 Le modèle WRF

Le modèle WRF (Weather Research and Forecasting Model) (Michalakes et al. 2005, Skamarock et al. 2008) est un modèle météorologique de méso-échelle, utilisé en prévision opérationnelle ou en mode “recherche”, pour des résolutions horizontales allant du kilomètre à la centaine de kilomètres. Ce modèle résout explicitement les équations de la dynamique des fluides dans leur formulation non-hydrostatique. Nous utilisons pour notre étude le noyau ARW (Advan-

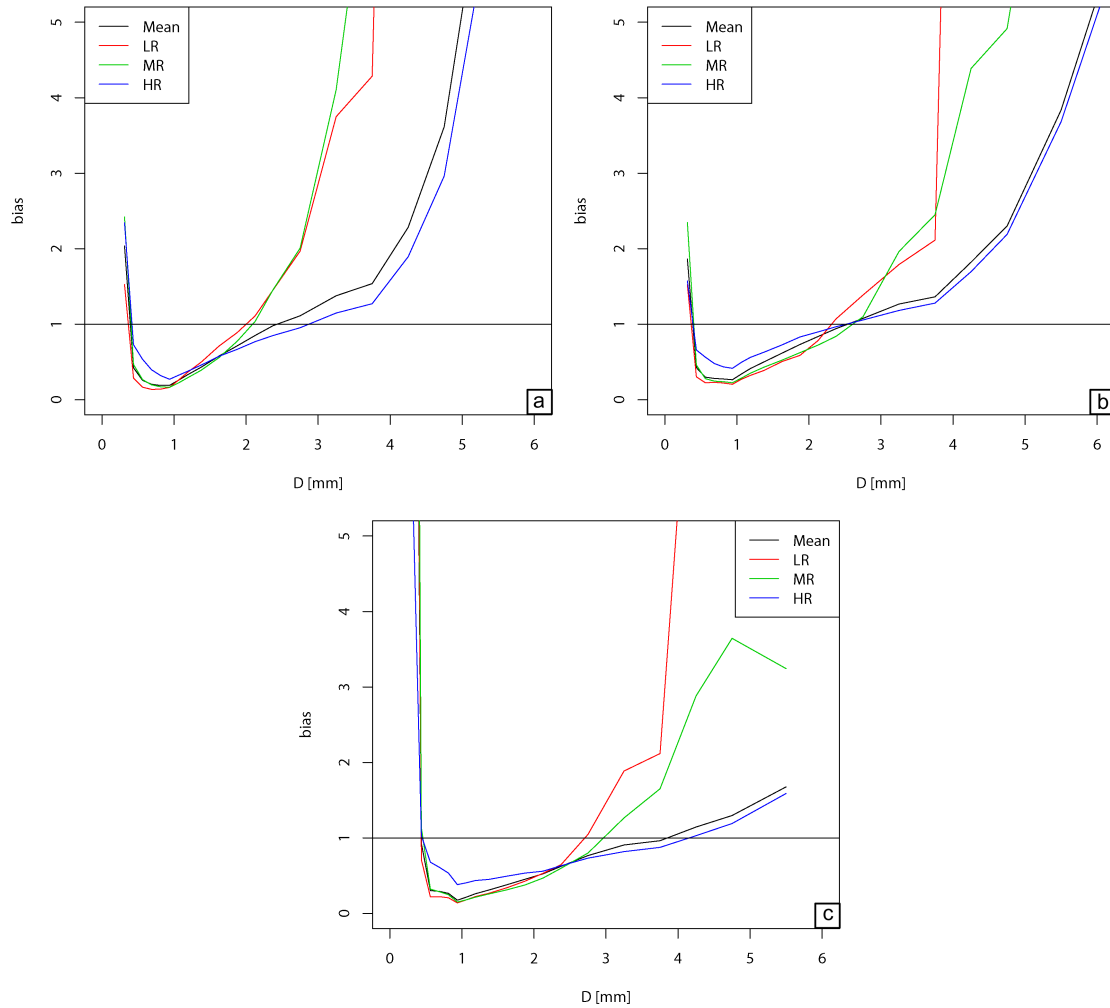


FIGURE 4.7 – Biais entre la DSD observée et la DSD modélisée $\mu = 0$ en fonction du diamètre pour les différents régimes de pluie à partir des disdromètres de montagne (a), de transition (b) et de plaine(c)

ced Research WRF), développé par le NCAR (National Center for Atmospheric Research) qui correspond à l'état de l'art des différents schémas physiques et microphysiques.

Description du modèle

Le modèle WRF se compose de deux principaux modules : WPS et WRF (Fig.4.8). Le module WPS correspond au module de pré-traitement des données nécessaires au modèle. Dans ce module, 3 sous-modules sont intégrés :

- GEOGRID : module d'interpolation du terrain et des domaines. Différentes données de terrain sont disponibles (occupation des sols, modèle numérique de terrain, etc. . .) et sont interpolées à la résolution du ou des domaines. L'utilisateur peut définir à partir de "namelist" ou de logiciel spécifique, tel que DomainWizard, le ou les domaines correspondant

aux besoins de l'utilisateur, et leurs résolutions. Si plusieurs domaines sont nécessaires, alors ils peuvent être imbriqués. Les interactions entre chaque domaine sont choisies par l'utilisateur, en étant soit en mode forçage (one-way nesting), soit en mode couplage (two-way nesting).

- UNGRIB : module d'extraction des fichiers météorologiques. Ce module sert à préparer les données de forçage atmosphérique nécessaires à l'exécution du modèle. Les données des modèles globaux (e.g. ECMWF (centre Européen); GFS (USA)) sont en général utilisées mais toutes autres données peuvent être prises en compte dans la mesure où elles sont mises au format attendu par le système de modélisation WRF. Le format n'est pas celui classiquement utilisé dans la distribution des données météorologiques (format GRIB). Le module UNGRIB, distribué par WRF, permet l'extraction des variables d'intérêt au format intermédiaire propre à WRF.
- METGRID : module d'interpolation 3D des champs météorologiques préalablement extraits au format intermédiaire WRF. Ce module permet l'interpolation des champs météorologiques extrait via UNGRIB sur les domaines définis par le module GEOGRID.

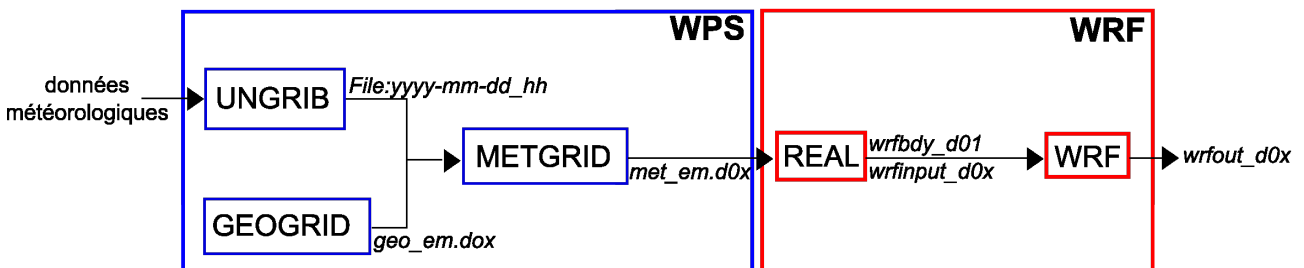


FIGURE 4.8 – Organisation des modules du modèle WRF

Une fois le pré-traitement WPS terminé, l'utilisateur définit les conditions aux limites de ses domaines pour réaliser sa simulation. Cette étape se fait à partir du module REAL. Lorsque les conditions aux limites sont définies, il ne reste plus qu'à exécuter le module WRF. Cette exécution entraîne la création des fichiers de sortie au format défini par l'utilisateur. L'ensemble des variables simulées par le modèle, suivant les options choisies par l'utilisateur, est ainsi sauvegardé à la fréquence définie par l'utilisateur. Les champs de variables simulées sont listées dans le guide d'utilisation du modèle (http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/users_guide_chap5.htm#fields)

Domaines d'études et données

Le relief joue un rôle important sur la dynamique atmosphérique (Banta 1990) et sur le déclenchement des précipitations (Roe 2005, Smith 2006). De même, Les résolutions horizontale et verticale ont un impact fort sur les précipitations simulées par l'effet de lissage du relief lié à la résolution (Gao et al. 2006). Dans un objectif d'affiner notre compréhension sur les interactions entre le relief et les processus microphysiques et dynamiques, notre plan de simulation vise à prendre en compte une résolution la plus fine possible afin de décrire au mieux la topographie de notre zone d'étude.

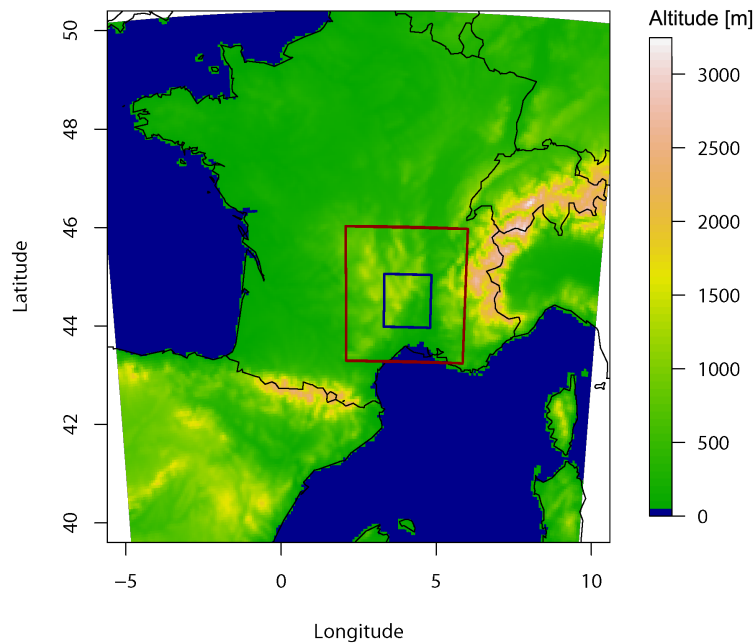


FIGURE 4.9 – Représentation du domaine 1 utilisé pour la simulation numérique avec le modèle WRF. Le domaine 2 est défini par le rectangle rouge et le domaine 3 par le rectangle bleu

Nous avons donc défini trois domaines de simulation (Fig.4.9) couvrant des échelles synoptiques jusqu'aux échelles les plus fines, centrées sur notre zone d'étude. Les trois domaines sont imbriqués et communiquent entre eux en mode forçage, c'est-à-dire que le domaine le plus grand (domaine parent) définit les échelles de forçages météorologiques du domaine directement inférieur (domaine fils). Le domaine 1 est défini pour couvrir l'ensemble de la France, donnant ainsi la possibilité de simuler les régimes dépressionnaires océaniques ainsi que les entrées Méditerranéennes. Le domaine 2 est un domaine nécessaire pour augmenter la résolution progressivement du domaine 1 au domaine 3. Il est donc davantage orienté vers la Méditerranée qui représente à cette échelle les forçages les plus importants (humidité, vent, température...). Notre domaine d'étude, le domaine 3, est le domaine où la résolution est la plus fine, il est centré sur notre zone

d'étude où se concentrent les observations. Le tableau 4.1 donne en exemple l'altitude à laquelle se situent dans chaque domaine les stations d'observation en comparaison avec leur altitude sur le terrain. On constate qu'en augmentant la résolution des domaines, on s'affranchit de l'effet de lissage de l'altitude.

Le choix du nombre de points et de la résolution pour les trois domaines (Table.4.2) prend également en compte des considérations de temps de calcul pour réaliser une simulation (environ 18 heures de calcul pour une simulation de 24 heures).

Stations	La Souche (924 m)	St-Mélany (313 m)	StEF (208 m)	Pradel (303 m)
<i>Domaine1</i>	805 m	423 m	227 m	297 m
<i>Domaine2</i>	938 m	421 m	204 m	299 m
<i>Domaine3</i>	976 m	424 m	197 m	277 m

TABLE 4.1 – Altitude des stations au point de grille le plus proche dans chaque domaine WRF.

	Maillage (points)	Résolution horizontale (km)	Nombre de niveaux verticaux	Δ_z min	Δ_z max
<i>Domaine1</i>	207x207	6	50	60 m	600 m
<i>Domaine2</i>	154x154	2	50	60 m	600 m
<i>Domaine3</i>	181x181	0.6	50	60 m	600 m

TABLE 4.2 – Résolutions horizontale et verticale pour les trois domaines.

Les 3 domaines ont la même résolution verticale. On choisit 50 niveaux verticaux, dont les altitudes sont gérées par le modèle et suivent un gradient vertical afin de rester au plus proche du relief dans les basses couches (Fig.4.10).

Plusieurs jeux de données de forçage atmosphérique ont été testés, en particulier les données du centre Européen (ECMWF) et les données du centre Américain (GFS). Ces données sont à la résolution de 16 km et 6h (IFS-ANL) et 0.5° et 6h (GFS-ANL), respectivement.

Schémas physiques

Les paramétrisations physiques décrivent les processus physiques non résolus, et sont donc essentielles dans la configuration du modèle. Dans le système de modélisation WRF, le choix est large et varié. La spécification des paramétrisations physiques adaptées à la zone d'étude et aux objectifs des simulations est une étape importante, nécessitant plusieurs études de sensibilité. Le LaMP ayant déjà travaillé avec le modèle WRF sur la région Cévenole (Legorgeu 2013),

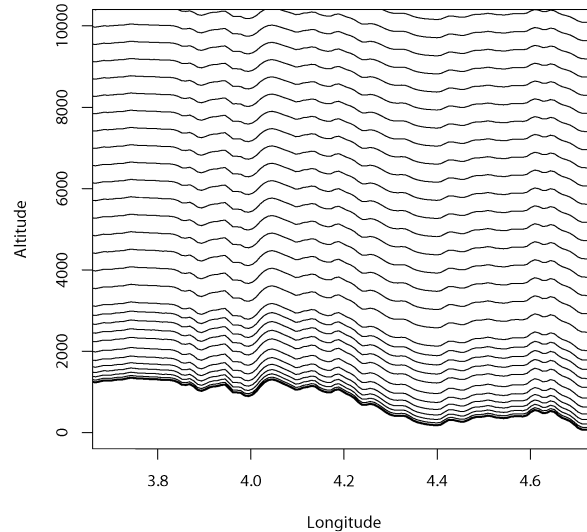


FIGURE 4.10 – Définition des niveaux verticaux du sol à 10 km d’altitude

nous avons repris le jeu de paramétrisations tel qu’il avait été identifié. Ces choix sont indiqués dans le tableau 4.3. Dans la suite, nous détaillons plus particulièrement le choix du schéma microphysique, essentiel pour notre étude.

Une attention plus particulière est portée sur le choix du schéma microphysique, compte tenu des objectifs qui visent à i) identifier les capacités du modèle à reproduire les tendances observées sur la DSD le long du transect topographique lors de la SOP1-1 et ii) apporter des informations sur les processus mis en jeu. Pour ce faire, nous calculons les spectres de gouttes à partir des sorties de modèles. Ce calcul peut se faire à partir d’une ou deux variables issues du schéma microphysique que sont pour la pluie : la masse d’eau de pluie (Q_r), donnée par son rapport de mélange, et le nombre total de gouttes (N_r). Dans le cas d’un schéma à un moment, ce dernier paramètre est fixe, seule la masse d’eau de pluie est simulée par le schéma. Dans le cas d’un schéma à deux moments, ce qui est le cas pour le schéma de [Thompson et al. \(2008\)](#), retenu dans cette étude, le nombre total de gouttes est résolu explicitement à chaque pas de temps. Avec un tel schéma microphysique, nous avons donc accès aux deux variables microphysiques qui nous permettent de reconstruire les spectres de gouttes de pluie à partir des sorties du modèle.

4.2.2 Etudes de cas

La première étude concerne la simulation de l’IOP7a forcée par les analyses du centre Européen (IFS) et les analyses de la NOAA (GFS) afin de faire la comparaison avec les observations

Paramétrisation physique	Schéma des Domaines 1 à 3	Description du Schéma	Référence
<i>Microphysique</i>	Schéma de Thompson et al. (2008)	Résolution explicite du rapport de mélange pour l'ensemble des hydrométéores (pluie, nuage, neige, glace, et graupel) ainsi que du nombre total d'hydrométéores pour la glace et la pluie.	Thompson et al. (2008)
<i>Convection</i>	Résolution explicite		
<i>Couche limite</i>	YSU (1)	Schéma K non-local avec couche d'entraînement explicite et profil K parabolique dans les couches mixtes instables.	Hong et al. (2006)
<i>Radiation LW</i>	RRTM (1)	Modèle de transfert radiatif rapide prenant en compte plusieurs bandes de longueurs d'ondes, plusieurs espèces microphysiques et les gaz traces.	Mlawer et al. (1997)
<i>Radiation SW</i>	Dudhia (1)	Simple descente d'intégration permettant l'absorption et la diffusion pour les nuages et le ciel clair.	Dudhia (1989)
<i>Couche de surface</i>	MM5 (1)	Basé sur Monin-Obukhov.	
<i>Surface (Terre)</i>	Noah (2)	Schéma du model de surface Noah comprenant 4 couches de température et d'humidité des sols, la fraction de couverture neigeuse et la physique des sols gelés.	

TABLE 4.3 – Description des schémas physiques utilisés dans les simulations réalisées avec le modèle WRF

de l'IOP7a. La seconde étude se concentre sur l'étude d'un cas de l'automne 2013, forcée par les analyses GFS, à partir duquel nous faisons la comparaison avec les observations globales réalisées au cours de la SOP1-1.

Simulation de l'IOP7a

Différentes simulations de l'IOP7a ont été mises en place à partir de deux jeux de données. La configuration du modèle WRF est celle présentée précédemment. Les simulations sont réalisées sur 24 heures du 26 Septembre 2012 à 00h au 27 Septembre 2012 à 00h afin de permettre

l'initialisation du modèle avant le développement de la ligne convective de la matinée tout en suivant l'ensemble de l'épisode sur la zone d'étude.

L'évaluation du modèle se base sur des critères pluviométriques à partir des sorties de modèle en comparaison avec les estimations de pluies obtenues par krigeage des données de pluviomètres et des données radar (Delrieu et al. 2014; Boudevillain communication personnelle). Ces données krigées sont à une résolution spatiale d'un kilomètre au pas de temps horaire.

Avec les deux jeux de données (IFS, GFS), les simulations n'ont pas présenté de résultats satisfaisants. D'une part, la localisation des précipitations est fortement décalée vers le Nord et l'Est. D'autre part, les cumuls observés sur la zone d'intérêt sont largement sous-estimés au regard des observations. La Fig.4.11 présente le cumul des précipitations sur l'ensemble de la simulation réalisée à partir des données (IFS,GFS) en comparaison avec le cumul des précipitations krigées.

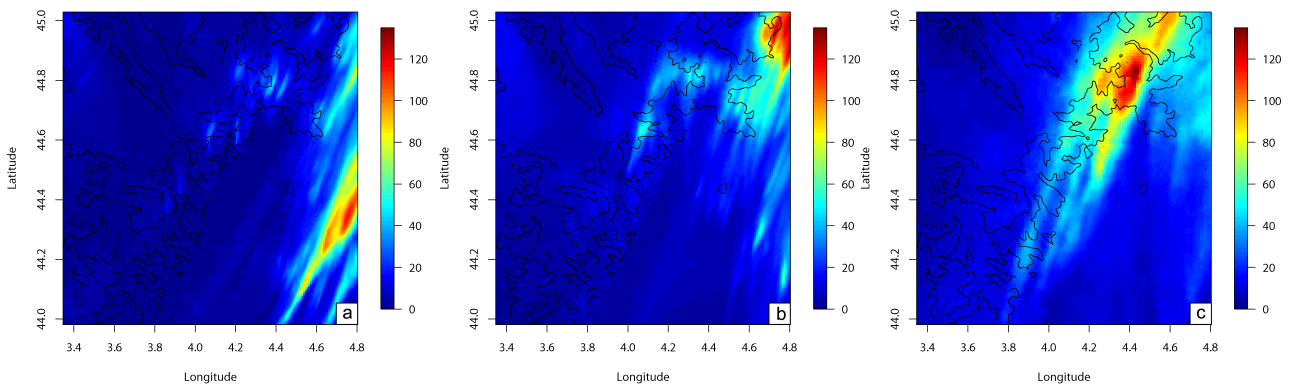


FIGURE 4.11 – Cumul des précipitations simulées sur 24 heures du 26 Septembre 2012 00h au 27 Septembre 2012 00h à partir des données IFS (a), GFS (b) et pour les pluies krigées (c)

Différentes analyses ont été conduites afin de comprendre les raisons de ces résultats insatisfaisants pour l'IOP7a. Nous avons par exemple analysé la moyenne horaire des précipitations simulées et krigées pour chaque zone d'intérêt (montagne, transition, plaine) et pour les deux simulations réalisées, forcées avec IFS et GFS (Fig.4.12)

On constate tout d'abord que les observations présentent les deux phases de l'évènement avec un premier pic de précipitations entre 06h et 12h (UTC) correspondant au passage de la ligne convective, puis, une seconde période pluvieuse entre 15h et 21h (UTC) correspondant au passage du front l'après-midi. Les précipitations simulées avec WRF, forcé par IFS (Fig.4.12.a), présentent des biais très importants par rapport aux observations. Sur la zone de montagne, le pic entre 06h et 12h (UTC) est très faible et les pluies de l'après-midi se déclenchent beaucoup plus tôt, entre 12h et 16h (UTC). Sur la zone de transition, alors que le développement convectif

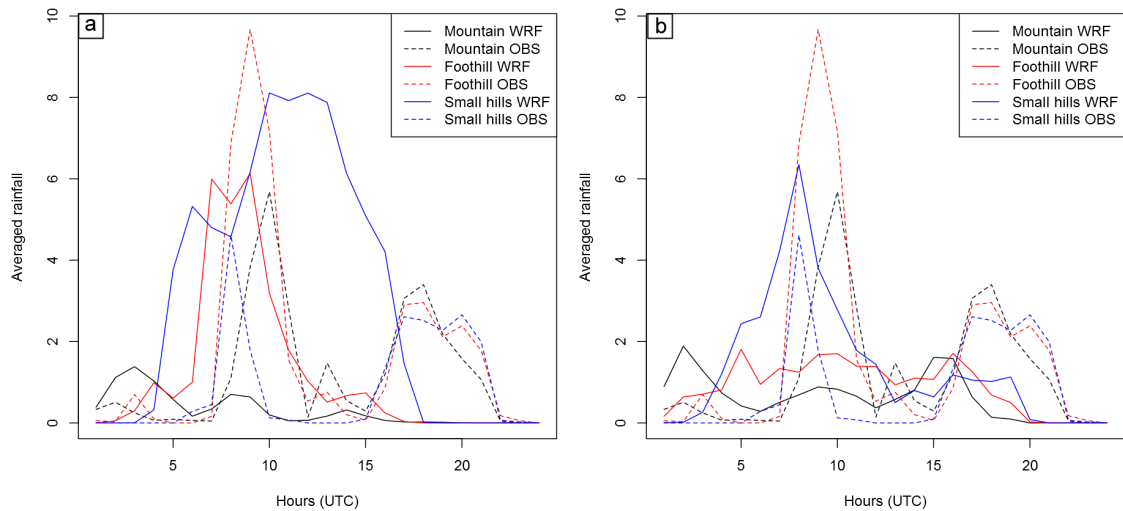


FIGURE 4.12 – Moyenne horaire des précipitations observées (courbes pointillées) et simulées (courbes pleines) pour la simulation de l’IOP7a à partir de des analyses ECMWF-IFS (a) et GFS (b)

du matin semble assez bien représenté par la simulation, les pluies de l’après-midi se déclenchent environ 3h trop tôt. Pour la zone de plaine, les pluies simulées ne représentent pas du tout la temporalité des pluies observées, et leurs intensités sont également très différentes. A partir de cette évolution temporelle des pluies horaires moyennes, on retrouve le décalage vers l’Est des fortes précipitations avec peu de pluie sur la zone de relief à l’Ouest et des pluies beaucoup plus fortes en allant vers la plaine.

Pour la simulation forcée avec les données GFS (Fig.4.12.b.), les précipitations se déclenchent globalement plus tôt sur l’ensemble des zones avec une nouvelle fois des précipitations plus fortes en allant vers l’Est. Le passage frontal de l’après-midi semble mieux simulé avec ces forçages mais la temporalité n’est pas la bonne, il arrive environ 2h en avance. Ces résultats invitent à penser que la dynamique à grande échelle de l’évènement n’est pas bien représentée (déclenchement précoce, décalage vers l’est).

Etant donné ces résultats peu encourageants pour l’IOP7a, nous avons décidé de simuler un autre épisode marqué par les forçages orographiques. Pour cela, à partir des observations de l’automne 2013 (SOP1-2) utilisant un réseau expérimental similaire, nous avons retenu un épisode présentant une bonne organisation et un cumul de pluie significatif sur notre domaine d’étude : le cas de 22 au 23 Octobre 2013. Nous utilisons les résultats de l’analyse de la SOP1-1 comme une “climatologie”. Ces résultats servent de référence pour les analyses comparatives entre les résultats de simulation et les “observations”.

Dans la suite de cette section, nous faisons la description de cet événement et présentons

l'évaluation de sa simulation avec WRF.

Description du Cas 2013

Entre le 22 et le 23 Octobre 2013, une dépression située au Nord de l'Irlande associée à une dorsale anticyclonique du Nord-Est du Maghreb à l'Est de la Scandinavie conduit un flux diffluent de Sud-Sud-Ouest marqué sur le Sud-Est de la France (Fig.4.13). En surface, une forte convergence de vent de Sud contribue à l'humidification des basses couches et au déclenchement de la convection sur la zone d'intérêt.

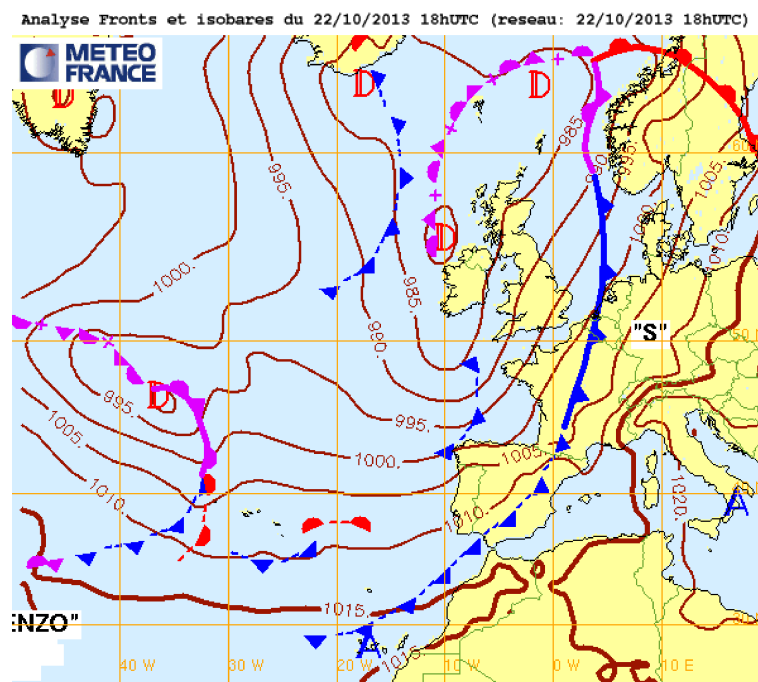


FIGURE 4.13 – Carte d'analyse des fronts et isobars le 22 Octobre 2013 à 18h (UTC) (Source: Météo-France)

L'épisode pluvio-orageux résultant de cette situation météorologique est marqué par des précipitations intenses en particulier sur l'Ardèche et la Drôme où les cumuls sur 12h sont souvent supérieurs à 100 mm. Sur notre région, le cumul des précipitations sur l'ensemble de l'épisode (42 heures) atteint environ 250 mm. Contrairement aux épisodes de 2012, cet épisode de 2013 présente une situation météorologique assez classique de ce type d'événement avec une réponse météorologique forte sur notre zone.

Pour ce cas, l'événement est bien simulé par le modèle et le cumul des pluies simulées est proche des observations (Fig.4.14).

Simulation du Cas 2013

La simulation reproduit les 42h de l'évènement qui débute le 22 Octobre 2013 à 0000 h UTC et se termine le 23 Octobre 2013 à 1800 h UTC. Les premières pluies sont faibles et se déclenchent dans la journée du 22 Octobre environ 10h après l'initialisation du modèle. Les pluies les plus intenses arrivent dans la nuit du 22 au 23 Octobre, soit au moins 20h après l'initialisation du modèle. Le choix de l'heure de l'état initial a ainsi été déterminé afin de minimiser les erreurs liées au temps de "spin-up" du modèle, c'est-à-dire le temps que va mettre le modèle pour atteindre un état d'équilibre statistique avec les forçages.

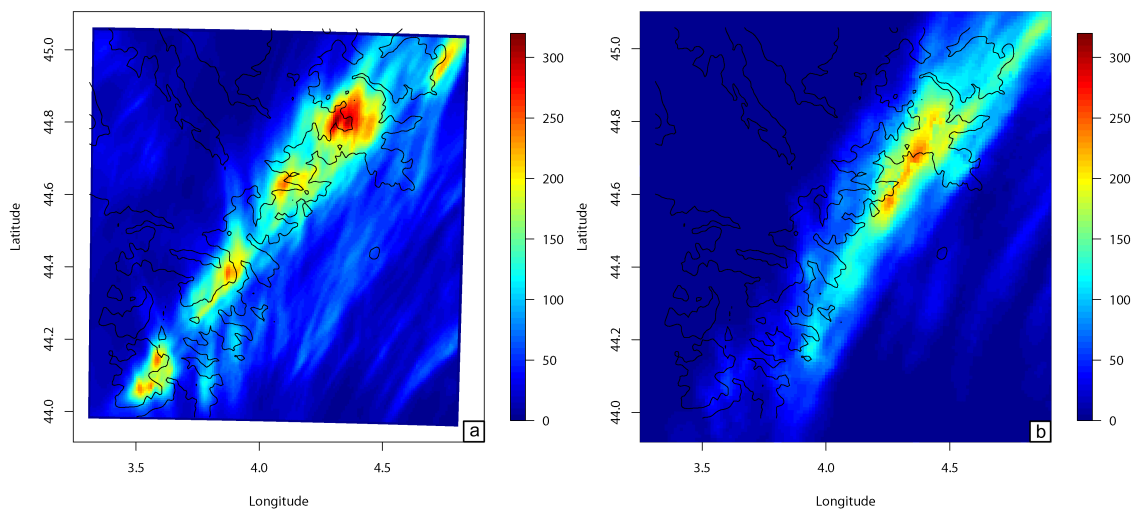


FIGURE 4.14 – Cumul des précipitations entre le 22 Octobre 2013 00h (UTC) et le 23 Octobre 2013 18h (UTC) pour la simulation WRF (a) et pour les pluies krigées (b)

Le cumul des précipitations événementielles est présenté sur la Fig.4.14 pour les pluies simulées avec WRF (Fig.4.14.a) et pour les données krigées (Fig.4.14.b). On observe que les précipitations simulées sur notre zone d'intérêt sont principalement localisées sur le relief alors que les pluies krigées indiquent que les cumuls les plus forts se situent légèrement plus à l'Est sur la zone de transition. Ce décalage de quelques kilomètres reste acceptable sur notre zone d'étude. La simulation surestime localement les précipitations, en particulier sur les sommets de la région.

Evaluation spatiale et temporelle

Afin d'évaluer la capacité du modèle à représenter l'évolution spatiale et temporelle de l'évènement, nous utilisons la méthode du RTI (Range Time Indicator) (Miniscloux et al. 2001, Yates 2006). Cet outil correspond à la réalisation d'une coupe le long d'un transect d'un champ

de pluie à chaque pas de temps, reconstruit sur une même image. L'image ainsi générée va donner une information sur la localisation des précipitations le long du transect et dans le temps (Fig.4.15).

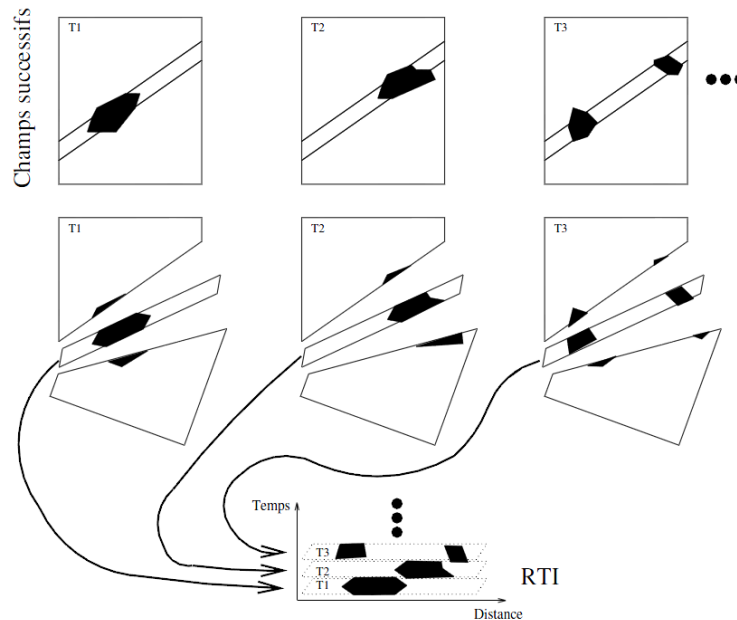


FIGURE 4.15 – Description de l'élaboration d'un RTI (Extrait de Yates (2006))

Nous avons réalisé plusieurs RTI suivant les transects Ouest-Est et Sud-Nord (Fig.4.16.g,h et i) passant par les stations de notre zone d'étude. Nous présentons sur la Fig.4.16 ces RTI pour les deux transects Ouest-Est correspondant à la station de la Souche (Fig.4.16.a et b), à la station de Saint-Mélany (Fig.4.16.c et d) et le transect Sud-Nord correspondant à ces deux dernières stations de montagne (Fig.4.16.e et f), pour les pluies simulées d'une part, et les observations krigées d'autre part. On observe que le modèle déclenche des pluies faibles plus durablement que ce qui est observé, expliquant en partie le cumul de pluie simulé plus important sur la simulation. Pendant la partie intense de l'épisode, on note un décalage de quelques heures pour les précipitations les plus intenses mais globalement les pluies se déclenchent bien dans le courant de la nuit entre le 22 et le 23 Octobre 2013. Le décalage spatial des précipitations se retrouvent bien sur les RTI en particulier sur les RTI Ouest-Est. Globalement, les RTI des pluies krigées et des pluies simulées présentent des comportements assez proches et indiquent que le modèle reproduit de manière assez satisfaisante les évolutions spatiales et temporelles de cet épisode.

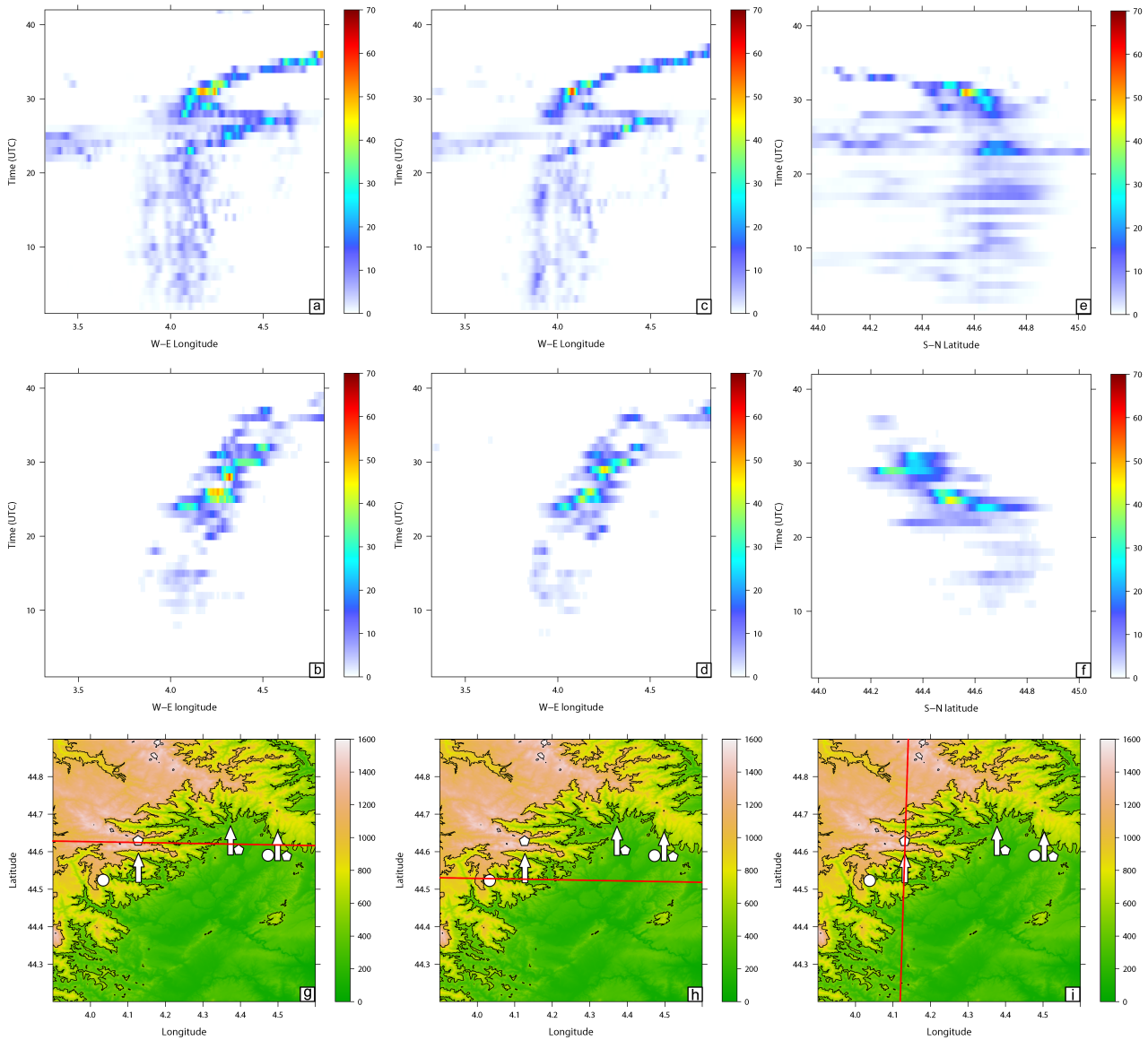


FIGURE 4.16 – RTI réalisés suivant des coupes horizontales Ouest-Est pour WRF (en haut) et les pluies krigées (en bas) au niveau de la station de La Souche (a et b), de St-Mélany (c et d) et suivant une coupe verticale Sud-Nord au niveau des stations de montagnes (e et f). Les lignes rouges présentent la localisation de chaque coupe (g,h et i)

Evaluation statistique

L'évaluation de la simulation s'appuie sur une comparaison point par point entre les pluies krigées et les pluies simulées extraites au point de grille correspondant. Cette évaluation est conduite sur la base du calcul de scores en fonction de différents seuils. Ces scores sont établis à partir de l'utilisation d'une table de contingence (Table.4.4) et sont définis comme suit :

$$POD = \frac{c}{c + d} \quad (4.13)$$

$$FAR = \frac{b}{b+d} \quad (4.14)$$

$$ACC = \frac{a+d}{a+b+c+d} \quad (4.15)$$

$$FBIAS = \frac{b+d}{c+d} \quad (4.16)$$

$$TS = \frac{d}{b+c+d} \quad (4.17)$$

$$HSS = \frac{a+d+T}{a+b+c+d-T} \quad (4.18)$$

avec

$$T = \frac{(a+c)(a+b) + (b+d)(c+d)}{a+b+c+d} \quad (4.19)$$

	Modèle < seuil	Modèle \geq seuil
Référence < seuil	a	b
Référence \geq seuil	c	d

TABLE 4.4 – Tableau de contingence pour le calcul des scores pour un seuil donné

Les scores sont interprétés de la manière suivante :

- *POD* (Probability of Detection) donne le taux de localisations bien prédites par le modèle lorsque la référence est supérieure au seuil. Une simulation parfaite aura $POD = 1$.
- *FAR* (False Alarm Rate) donne le taux de localisations mal prédites par le modèle parmi les localisations où la pluie simulée est supérieure au seuil. Une simulation parfaite aura $FAR = 0$.
- *ACC* (Accuracy) donne le taux de toutes les localisations bien prédites en fonction du seuil. Une simulation parfaite aura $ACC = 1$.

Ces trois scores (*POD*, *FAR* et *ACC*) sont analysés ensemble.

- *FBIAS* (False Bias) compare l'occurrence du modèle et de la référence au-dessus du seuil et ne prend pas en compte les erreurs de localisation. Une simulation parfaite aura $FBIAS = 1$.
- *TS* (Threat Score) donne le taux de localisations bien prédites parmi les localisations où la référence ou le modèle est au-dessus du seuil. Une simulation parfaite aura $TS = 1$.
- *HSS* (Heidke Skill Score) mesure la capacité du modèle à simuler une valeur de précipitation au-dessus d'un seuil à une localisation précise. Une simulation parfaite aura $HSS = 1$, tandis qu'une simulation aléatoire aura un score nul.

La variable T utilisée dans le calcul de HSS est interprétée comme le nombre de bonnes prédictions aléatoires.

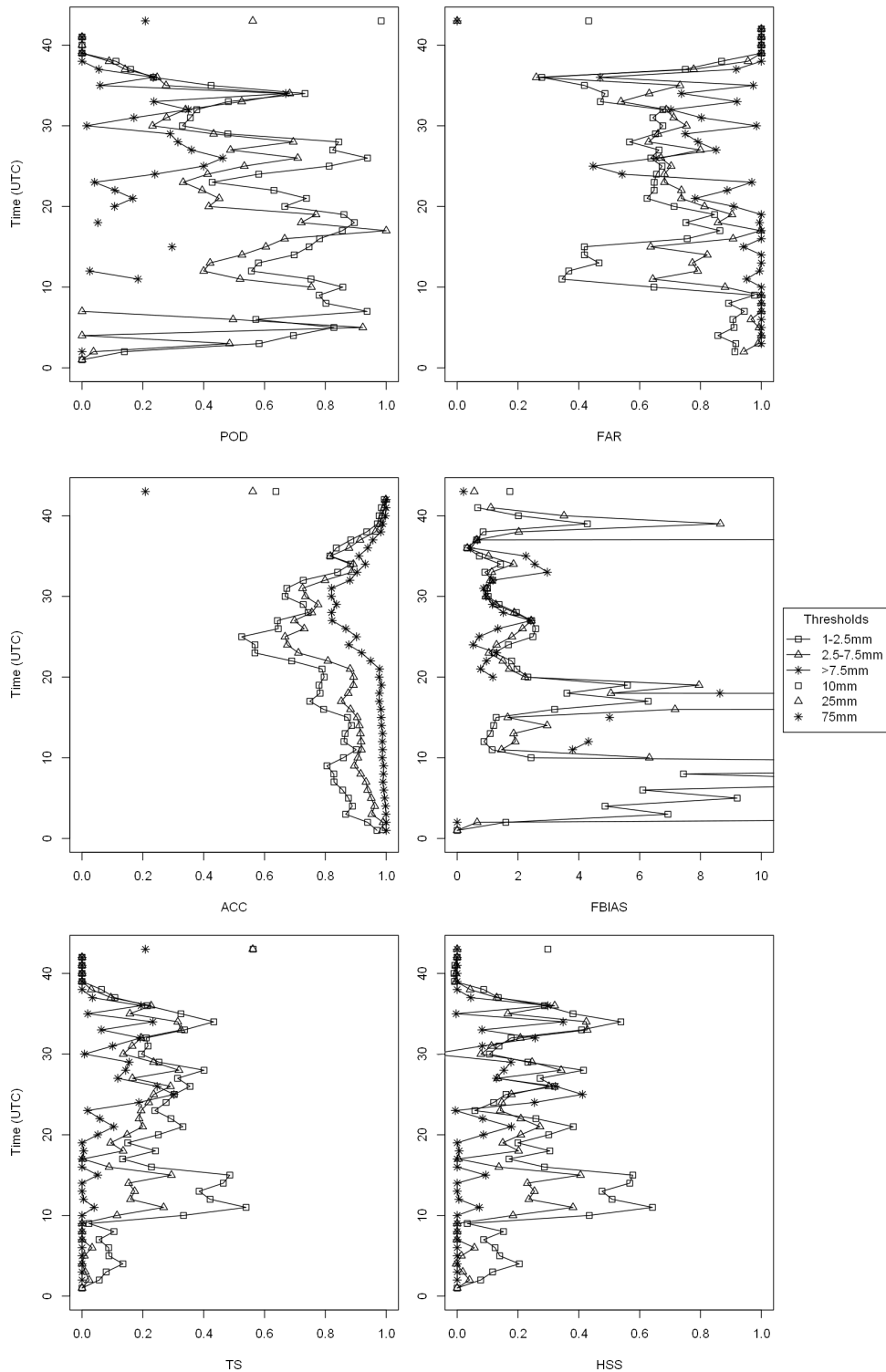


FIGURE 4.17 – Scores de l'évaluation des champs de pluies simulés avec les champs de pluies krigés au pas de temps horaire pour trois seuils: 1, 2.5 et 7.5 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ et sur le cumul événementiel pour trois seuils: 10, 25 et 75mm

L'analyse de ces scores est réalisée en considérant les pluies krigées comme référence. Les

résultats, pour l'ensemble de l'évènement, sont présentés sur la Fig.4.17 pour trois seuils au pas de temps horaire définis comme les seuils du chapitre 3 permettant la discrétisation des différents régimes de pluie: pour les pluies faibles, le seuil choisi correspond à des cumuls de pluie compris entre 1 et 2.5 mm; pour les pluies modérées, les intensités sont comprises entre 2.5 et 7.5 mm et enfin pour les pluies fortes, le seuil correspond à des intensités supérieures à 7.5 mm. Nous avons également appliqué trois seuils pour évaluer les précipitations simulées sur le cumul événementiel (42h). Ces trois seuils sont respectivement 10 mm, 25 mm et 75 mm.

Le *POD* et le *FAR* ont deux comportements assez semblables pour les pas de temps où la pluie est observée et simulée par le modèle. Les valeurs de ces scores sont alors proches de ceux d'une simulation parfaite quel que soit le seuil considéré. A l'inverse, les valeurs de *ACC* sont proches de ceux d'une simulation parfaite dans les périodes de non pluie. Ce score diminue pour les pas de temps où l'on observe de la pluie. Les valeurs de *ACC* restent assez bonnes. Sur la base de l'analyse de ces trois scores, la simulation réalisée avec WRF est correcte. Sur l'ensemble de l'évènement, on remarque que les pluies faibles sont les mieux reproduites par le modèle contrairement aux pluies fortes, conduisant ainsi à des valeurs de *POD* et *ACC* assez faibles. Les pluies fortes sont caractérisées par des échelles spatiale et temporelle plus petites que les pluies faibles. Ainsi, le décalage spatio-temporel des pluies fortes simulées par le modèle par rapport aux pluies observées aura une influence plus importante sur la valeur des scores. Nous avons vu que les pluies fortes simulées se décalent sensiblement vers l'ouest, les valeurs de scores plus faibles rappellent ce décalage.

Les autres scores vont dans le même sens et indiquent que globalement la simulation du cas de 2013 est correcte et permet donc une étude plus en détail sur la distribution des gouttes de pluie et sur les processus microphysiques mis en jeu. Dans un premier temps, il s'agit d'évaluer la capacité du modèle à reproduire les tendances telles qu'elles ont été identifiées au chapitre 3.

4.3 DSD calculée à partir du modèle WRF

4.3.1 Calcul des spectres

Le choix du schéma microphysique de [Thompson et al. \(2008\)](#) nous autorise à calculer les spectres de gouttes à partir des variables de sortie du modèle WRF. Les deux variables nécessaires pour ce calcul de spectres sont le rapport de mélange de l'eau liquide (Q_r en kg/kg) ainsi que la concentration totale du nombre de gouttes de pluie (N_r). Dans le schéma microphysique

de [Thompson et al. \(2008\)](#) les distributions en taille des différents hydrométéores représentés par le schéma sont données par la fonction gamma:

$$N_x(D) = N_{0x} D_x^\mu \exp(-\lambda_x D_x) \quad (4.20)$$

Avec x l'hydrométéore considéré (pluie, neige, glace, graupel...).

Pour la pluie, le paramètre μ est fixé et égal à zéro. La distribution gamma devient donc une distribution exponentielle avec les paramètres N_0 et λ à calculer.

Les deux paramètres sont calculés à partir des variables d'état du schéma microphysique Q_r et N_r comme suit ([Morrison et al. 2009](#)):

$$\lambda = \left(\frac{c N_r \Gamma(\mu + 4)}{Q_r \Gamma(\mu + 1)} \right)^{\frac{1}{d}} \quad (4.21)$$

Et

$$N_0 = \frac{N_r \lambda^{\mu+1}}{\Gamma(\mu + 1)} \quad (4.22)$$

avec $c = \pi \rho_e / 6$ où ρ_e est la masse volumique de l'eau, $d = 3$ et Γ représente la fonction gamma. En combinant eq.4.21 et eq.4.22 dans eq.4.20, on obtient alors le spectre des gouttes en taille calculé à partir des variables d'état du schéma microphysique.

Les spectres sont ainsi calculés pour les neuf points de grilles autour du point de grille le plus proche de la localisation d'un des instruments du réseau d'observation. Dans un premier temps, le spectre moyen des 9 spectres est calculé à chaque pas de temps et à chaque couche d'altitude définie par le plan de simulation. Les spectres sont ensuite moyennés sur les pas de temps correspondant aux différents régimes de pluie ainsi que sur les plages d'altitudes définies à partir des observations.

4.3.2 DSD au sol

Les spectres moyens restitués à partir des variables simulées sur l'ensemble de l'évènement, puis par régime de pluie sont comparés avec les spectres moyens de la SOP1-1 estimés par la formulation de [Yu et al. \(2014\)](#) avec $\mu = 0$.

Il s'agit dans un premier temps d'évaluer les capacités du modèle à reproduire les tendances

observées durant la SOP1-1 le long du gradient orographique et en fonction des régimes de pluie. Le nombre de spectres mesurés au cours de la SOP1-1 est rappelé dans le tableau 4.5.a et celui pour les spectres obtenus avec les variables simulées, dans le tableau 4.5.b.

Pour le cas de 2013 comme pour l'ensemble de la SOP1-1, le nombre de spectres associés à une pluie supérieure à 1 mm.h^{-1} est beaucoup plus important sur la zone de montagne qu'en zone de plaine et de transition, dont les nombres restent assez proches. En revanche, les occurrences des trois régimes de pluie diffèrent entre l'ensemble de la SOP1-1 et le cas de 2013 avec une diminution de la proportion des pluies faibles et une augmentation de la proportion des pluies fortes, pour le cas de 2013. L'occurrence des pluies modérées est approximativement la même pour l'ensemble de la SOP1-1 et le cas de 2013. L'évènement de 2013 ayant été plus intense que les évènements enregistrés durant la SOP1-1, il est logique que l'occurrence des pluies intenses soit plus importante que celle des pluies faibles.

Disdromètre 1min SOP (a)	$R \geq 1 \text{ mm.h}^{-1}$	LR	MR	HR
<i>Montagne</i>	4637	1940 (41.84%)	2119 (45.70%)	578 (12.46%)
<i>Transition</i>	1301	589 (45.27%)	536 (41.20%)	176 (13.53%)
<i>Plaine</i>	1507	735 (48.77%)	630 (41.80%)	142 (9.43%)
WRF 5min Cas 2013 (b)	$R \geq 1 \text{ mm.h}^{-1}$	LR	MR	HR
<i>Montagne</i>	284	77 (27.11%)	112 (39.44%)	95 (33.45%)
<i>Transition</i>	57	11 (19.30%)	20 (35.09%)	26 (45.61%)
<i>Plaine</i>	52	14 (26.92%)	20 (38.46%)	18 (34.62%)

TABLE 4.5 – Nombre de spectres et proportion de chaque régime de pluie à partir des disdromètres durant la SOP 2012 (a) et à partir de la simulation WRF du cas de 2013 (b)

Les spectres moyens calculés à partir des variables simulées mettent en évidence deux tendances principales (Fig.4.18). D'une part, pour les petits diamètres ($D < 1.5 \text{ mm}$), le nombre de gouttes est bien plus important sur la zone de montagne que sur la zone de plaine et sur la zone de transition. Pour les diamètres plus grands ($D > 1.5 \text{ mm}$), la concentration et la taille des gouttes augmentent en allant de la zone de montagne vers la plaine. Ce résultat est en accord avec ce qui a été observé durant la SOP1-1 (Fig.3.13). Sur l'ensemble de la SOP1-1, la concentration des gouttes sur la zone de transition est sensiblement plus importante que celle observée en plaine, pour toutes les classes de diamètre et quel que soit le régime de pluie. Les spectres calculés avec les variables simulées présentent ce même résultat mais uniquement

pour les gouttes dont le diamètre est supérieur à 1.5 mm à l'exception des pluies fortes (HR) pour lesquelles les distributions calculées sur la zone de transition et sur la zone de plaine sont similaires.

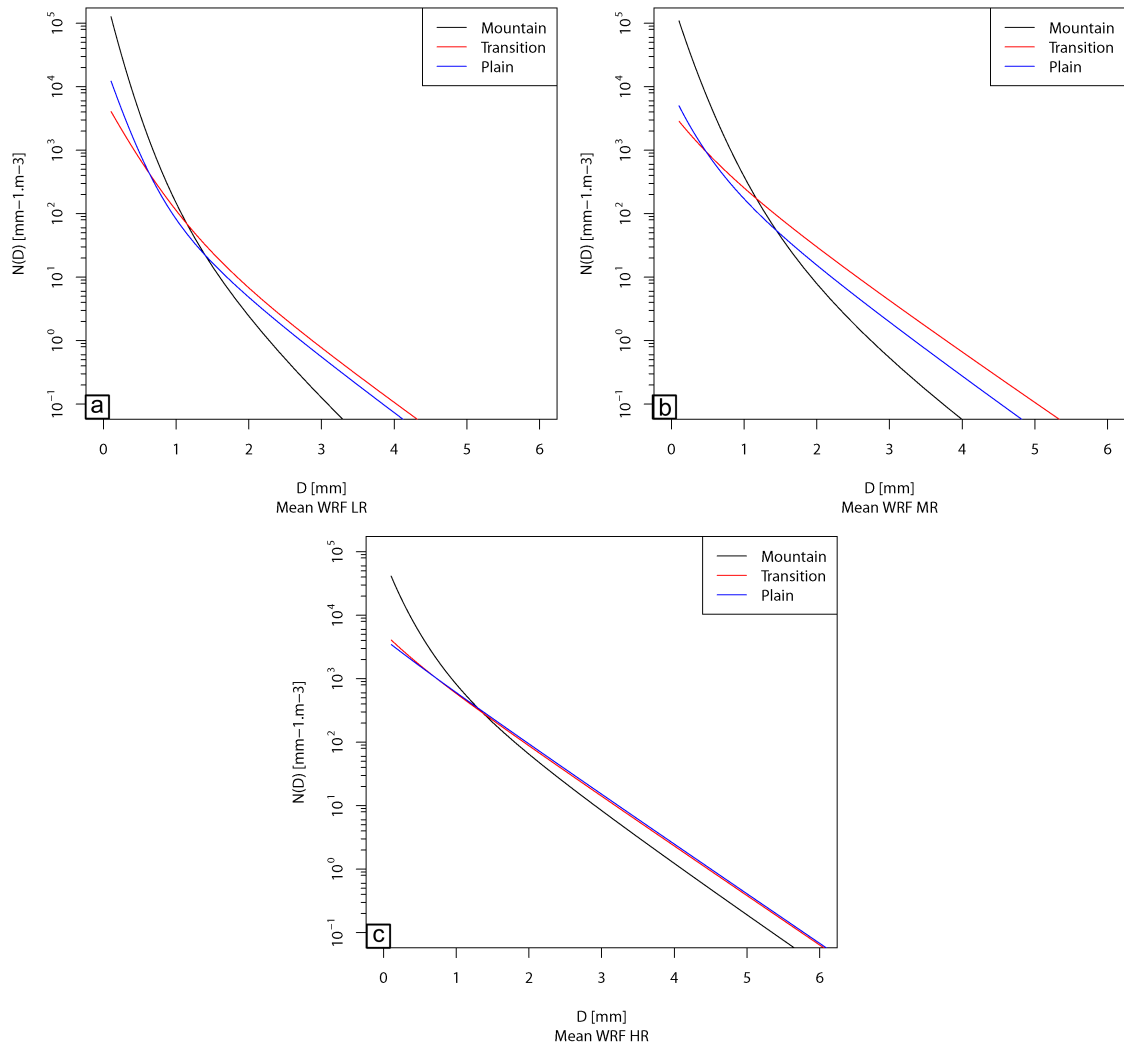


FIGURE 4.18 – DSD au sol calculée à partir des variables simulées avec le modèle WRF pour les différents régimes de pluie moyennée sur l'ensemble du cas de 2013.

Le modèle reproduit donc assez bien l'évolution de la DSD au sol, telle qu'elle a pu être observée lors de la SOP1-1. Dans la suite, nous étudions l'évolution verticale de la DSD afin de mieux comprendre les processus microphysiques mis en jeu.

4.3.3 Profils verticaux de la DSD restituée à partir des variables simulées

Les profils verticaux des spectres calculés ont été réalisés en reprenant les paliers définis pour la SOP1-1 (e.g. 800 m, 1200 m, 1600 m, et 2000 m) afin de pouvoir en faire la comparaison. Comme au chapitre 3, nous limitons ici nos analyses jusqu'à 2000 m d'altitude pour s'affranchir de la question de la bande brillante.

Les évolutions verticales de la DSD sont présentées sur la Fig.4.19 pour les pluies modérées (MR) et pour les trois zones au niveau des stations correspondantes. Ces profils correspondent à la moyenne des 9 profils obtenus pour les 9 points de grilles autour du point de grille le plus proches de la stations d'observation.

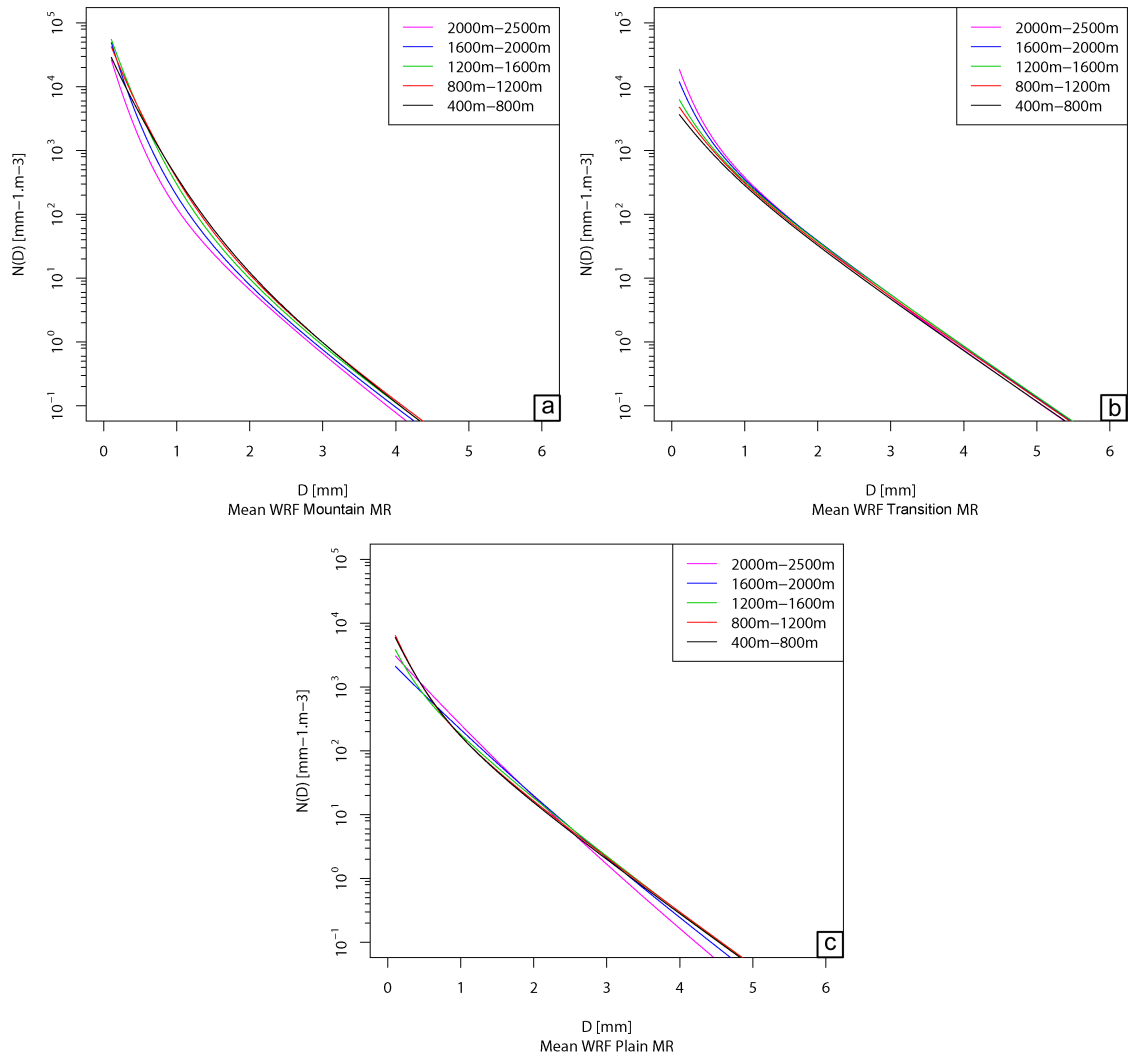


FIGURE 4.19 – Profil verticaux de la DSD calculée à partir des variables simulées par le modèle WRF pour les pluies modérées et pour (a) la zone de montagne (b) la zone de transition et (c) la zone de plaine.

Au regard de l'évolution verticale de la DSD observée sur l'ensemble de la SOP1-1 (Fig.D.1) on note tout d'abord que les spectres estimés à partir des variables simulées présentent une pente moins forte entraînant une surestimation des concentrations des gouttes à partir d'une taille d'environ 2 mm. La surestimation des grosses gouttes apporte une explication possible à la surestimation du cumul des pluies simulées. Pour les petites gouttes, la concentration des gouttes comprises entre 0.5 et 2 mm de diamètre semble assez bien représentée par les spectres estimés à partir des variables. Les variations verticales de ces spectres sont faibles au regard des variations observées pour l'ensemble de la SOP1-1.

Sur la zone de montagne, on retrouve une augmentation de la concentration des petites gouttes en se rapprochant du sol, et dans le même temps, une légère augmentation de la concentration des grosses gouttes. Sur la zone de transition, on observe plutôt une diminution de la concentration des petites gouttes mais elle n'est pas associée à une augmentation de la taille des gouttes plus grosses, dont les concentrations restent relativement stables. Les différences sont aussi assez importantes sur la zone de plaine, on a bien une augmentation sensible du diamètre des grosses gouttes, en revanche, la concentration des petites gouttes présente une augmentation. La structure verticale des DSD simulées sur les zones de plaine et de transition présente donc des évolutions sensiblement différentes de celles observées sur l'ensemble de la SOP1-1

4.3.4 Synthèse des processus

Les variations verticales de la DSD calculée à partir des variables simulées permettent de construire la synthèse des processus dominants pour chaque zone et pour chaque régime de pluie (Fig.4.20), comme cela a été fait au chapitre 3.

Sur la zone de montagne, on retrouve pour les pluies faibles à modérées une structure verticale de DSD principalement gouvernée par un processus de seeder-feeder. En comparaison avec la synthèse des processus réalisée pour la SOP1-1 (Fig.3.17), en basse couche, les évolutions sont moins marquées et sont principalement associées à des processus dynamiques et thermodynamiques liés aux courants ascendants ou à des processus d'évaporation. Pour les pluies fortes, le mécanisme de coalescence domine sur toute la colonne atmosphérique.

Sur la zone de transition, les processus sont assez similaires quel que soit le régime pluviométrique. La structure verticale de la DSD est surtout liée à des processus dynamiques ou thermodynamiques, entraînant des variations sur la concentration des gouttes les plus petites. Contrairement à ce qui a pu être observé durant la SOP1-1, le processus de coalescence ne

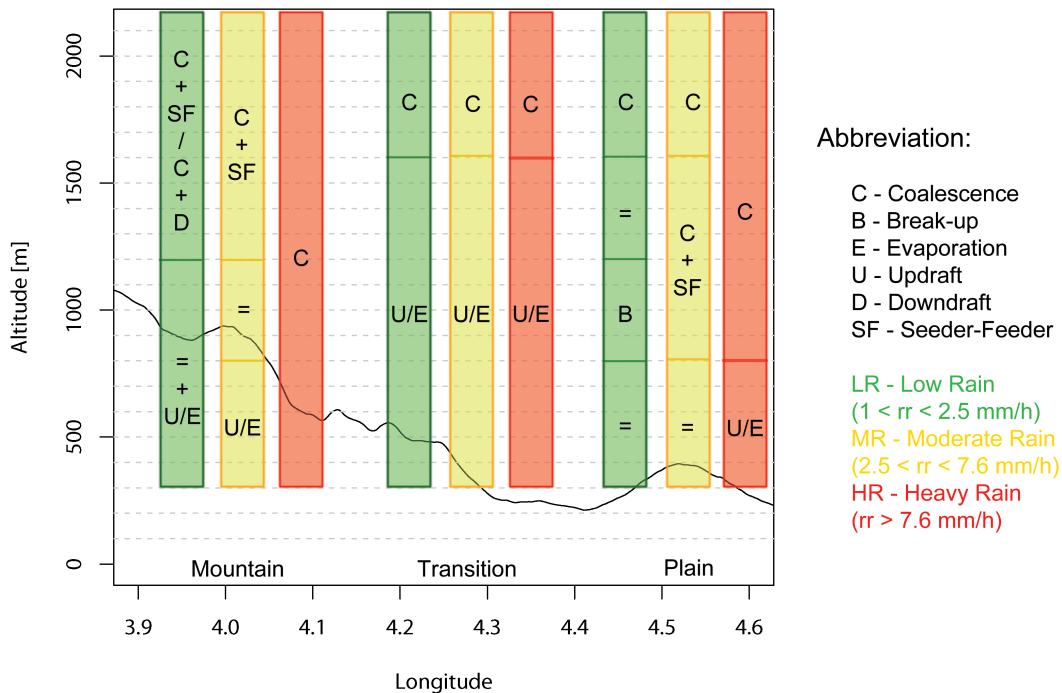


FIGURE 4.20 – Hiérarchisation des processus microphysiques, dynamiques et thermodynamiques à partir de la structure verticale des DSD calculées avec les variables simulées

semble pas être ici un mécanisme dominant.

Sur la zone de plaine, les structures verticales sont aussi assez différentes des processus établis pour la SOP1-1. D'une part, les DSD simulées présentent une augmentation du nombre de petites gouttes pour les pluies faibles et les pluies modérées. Pour les pluies faibles, l'augmentation de la concentration des petites gouttes est liée à un processus de break-up car associée à une diminution de la taille des grosses gouttes. Pour les pluies modérées, l'augmentation de la concentration des gouttes est moins marquée et l'hypothèse d'un processus de seeder-feeder permet d'expliquer en partie l'évolution verticale de la DSD. Pour les pluies fortes, le processus de coalescence est dominant bien que les variations verticales soient relativement faibles.

La comparaison des processus identifiés entre la SOP1-1 et l'IOP7a présente deux tendances principales. Pour la zone de plaine et la zone de transition, les mécanismes sont assez similaires, principalement gouvernés par le processus de coalescence. Sur la zone de montagne, le processus de seeder-feeder domine, en particulier pour les pluies faibles à modérées.

Les spectres obtenus avec les variables simulées sur le cas de 2013 permettent de retrouver les mêmes tendances sur la zone de montagne, avec un processus de seeder-feeder qui domine, bien qu'à des altitudes plus élevées que lors de la SOP1-1. En revanche, sur les zones de plaine et de transition, la tendance d'un processus de coalescence modulé par les processus dynamiques ou

thermodynamiques, observée lors de la SOP1-1, ne se retrouve pas. La structure verticale des DSD calculées n'évolue que très légèrement pour les gouttes de gros diamètres et semble plus marquée pour les gouttes de plus petites tailles.

Ces résultats nous interrogent sur la capacité du schéma de microphysique à représenter la structure verticale des précipitations. Pour répondre à cette question, une analyse des différentes variables de sortie du modèle permettant de mettre en lien les processus et les variations verticales des DSD calculées est réalisée dans la section suivante.

4.4 Quelle est la représentativité de la DSD calculée à partir d'un modèle bulk ?

Dans cette section, différentes variables simulées sont analysées afin de préciser si les processus associés à la structure verticale de la DSD calculée sont représentatifs des tendances établies à partir des observations sur l'ensemble de la SOP1-1, ou si ces processus sont uniquement dépendants de l'évènement.

4.4.1 Profils moyens des variables microphysiques et dynamiques

Dans la synthèse présentée Fig.4.20, trois variables d'état issues des sorties du modèle WRF sont étudiées et ciblent particulièrement certains processus prédominants évoqués. Les profils de vent vertical permettent de vérifier les hypothèses concernant les processus dynamiques. Le contenu en eau nuageuse est analysé afin d'identifier la présence d'une couche de nuage qui pourrait expliquer des variations de DSD dû à un processus de seeder-feeder. Enfin, la concentration totale des gouttes est étudiée en faisant l'hypothèse que cette concentration totale doit être surtout sensible aux variations de la concentration des petites gouttes, beaucoup plus importante que la concentration des gouttes de plus grands diamètres. A partir de cette hypothèse, et au regard de l'évolution des autres variables, une diminution de la concentration totale sera associée à un processus de coalescence et une augmentation de cette concentration à un processus de break-up.

Les profils verticaux moyens du vent vertical sont présentés sur la Fig.4.21 pour les différents régimes de pluies. Pour les pluies faibles (Fig.4.21.a), le profil moyen simulé sur la zone de montagne présente un vent globalement ascendant. Ce vent moyen faiblit avec l'altitude et devient négatif (subsidence) à partir de 1600 m d'altitude. Sur la zone de transition, les ascendances

dominant sur l'ensemble du profil. Sur la zone de plaine, le vent moyen est très légèrement négatif autour de 500 m d'altitude, puis augmente avec l'altitude jusqu'à 1200 m où le vent moyen devient stable.

Pour les pluies modérées (Fig.4.21.b), sur la zone de montagne, le profil vertical du vent moyen est stable et ascendant. Sur la zone de transition, les ascendances se renforcent entre le sol et 1200 m d'altitude. Pour la zone de plaine, un vent moyen faiblement ascendant domine le profil vertical bien que près du sol le vent moyen soit nul.

Pour les pluies fortes (Fig.4.21.c), les trois profils sont marqués par des courants ascendants qui se renforcent avec l'altitude sur la zone de transition et de plaine. Pour la zone de montagne, le profil moyen est relativement stable.

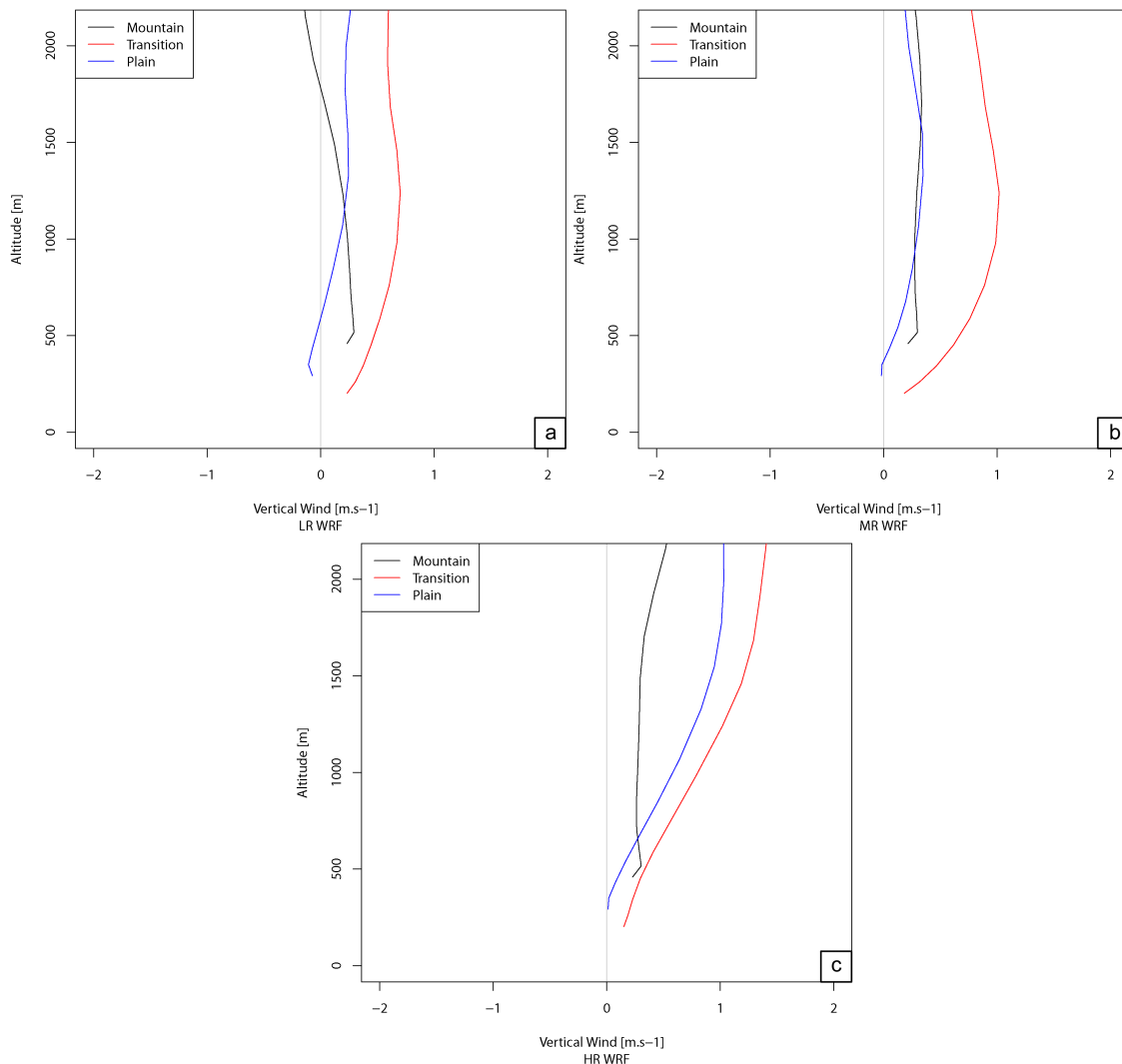


FIGURE 4.21 – Profil du vent vertical moyen en m.s^{-1} à partir des sorties de modèle pour les pluies faibles (a), les pluies modérées (b) et les pluies fortes (c)

L'analyse de cette première variable met en évidence que les ascendances sont plus marquées

sur la zone de transition, potentiellement liées à la pente orographique, et ce quel que soit le régime pluviométrique, ce qui peut expliquer les variations verticales de la DSD. Ensuite, pour la zone de montagne, l'hypothèse de subsidence en altitude (Fig.4.20) ne peut être complètement exclue. Pour la zone de plaine, l'hypothèse de courant ascendant dans les basses couches pour les pluies fortes semble moins plausible.

Ces profils sont à analyser avec les profils de concentration des gouttes (Fig.4.22). En effet, les processus microphysiques et dynamiques gouvernent conjointement la concentration des gouttes. Ainsi, la mise en regard des deux types de profil permet d'affiner l'analyse conduite à partir des profils de vent moyen.

La Fig.4.22 présente les profils moyens de la concentration totale simulée des gouttes. Tout d'abord, la Fig.4.22 montre que la concentration des gouttes est plus importante en montagne que sur les autres zones géographiques, comme cela a été observé au sol. Pour les pluies faibles (Fig.4.22.a), sur la zone de montagne, le profil moyen présente une forme de "cloche" avec un pic autour de 1600 m d'altitude. Cette forme caractéristique rappelle le profil observé (Fig.3.19) à partir du réseau de MRR, avec un pic localisé à une altitude plus haute. Pour la zone de transition, le profil de la concentration des gouttes présente une pente négative entre 2000 m et le sol. Cette diminution de la concentration des gouttes peut-être associée à un processus d'évaporation ou à la présence de courant ascendant. Le profil du vent vertical moyen (Fig.4.21.a) indique aussi la présence d'ascendances. Le transport des petites gouttes par des courants ascendants est donc ici aussi un mécanisme possible. Sur la zone de plaine, on observe une augmentation de la concentration des gouttes en se rapprochant du sol. Le profil du vent vertical moyen, bien que légèrement négatif en se rapprochant du sol (Fig.4.21.a), ne présente pas des subsidences suffisamment fortes pour expliquer cette augmentation de la concentration des gouttes. Dès lors, un renforcement du processus de break-up, entraînant une augmentation de la concentration des petites gouttes, vérifie bien le profil de la concentration des gouttes pour la zone de plaine. Pour les pluies modérées (Fig.4.22.b), pour la zone de montagne, le profil de la concentration moyenne des gouttes a la même forme que pour les pluies faibles. Ce type de profil peut être assimilé à un processus de seeder-feeder. Pour la zone de transition, le profil vertical de la concentration présente deux pentes négatives en allant vers le sol, la rupture de pente se situant autour de 1200 m d'altitude. Comme précédemment, ce type de profil peut être associé à un processus d'évaporation, ou à un processus dynamique lié à un courant ascendant. Les deux processus sont plausibles, mais le renforcement du profil moyen du vent vertical (Fig.4.21.b)

indique que le processus de transport des gouttes par des ascendances est ici plus probable. Pour la zone de plaine, le profil moyen de la concentration des gouttes est relativement stable. On observe une légère diminution entre 2000 et 1500 m, suivie d'une légère augmentation. Le profil de vent vertical est stable et assez faible à ces altitudes. Ainsi, l'évolution verticale de la concentration des gouttes à ces altitudes serait gouvernée par des processus microphysiques, la coalescence expliquant la légère diminution du profil et le mécanisme de break-up la légère augmentation.

Enfin, pour les pluies fortes (Fig.4.22.c), les trois profils présentent des pentes négatives, en particulier, sur la zone de transition, la pente est fortement négative au-dessus de 1200 m d'altitude, niveau d'une forte rupture de pente, et n'est plus que légèrement négative en-dessous. Le profil de vent vertical (Fig.4.21.c) pour la zone de transition montre un renforcement du vent en altitude qui vérifie assez bien le profil de la concentration des gouttes. Pour la zone de montagne, étant donné le régime de pluie, le processus de coalescence apparaît comme dominant. Néanmoins, les processus dynamiques et thermodynamiques ne peuvent pas être complètement exclus. Sur la zone de plaine, la pente négative du profil de la concentration des gouttes est la moins marquée. Ainsi, bien que les processus dynamiques n'apparaissent pas négligeables (Fig.4.21.c), le processus de coalescence apporte ici une meilleure explication au profil de la concentration des gouttes.

L'analyse conjointe des profils moyens de vent vertical et de la concentration des gouttes permet donc de vérifier en grande partie la hiérarchisation des processus établis avec les spectres calculés à partir des variables simulées (Fig.4.20). En particulier, pour la zone de transition, les processus dynamiques gouvernent principalement les variations verticales de la DSD. Dans une moindre mesure, les processus de coalescence et d'évaporation jouent aussi un rôle sur la structure de la pluie.

Pour la zone de montagne et la zone de plaine, l'analyse de la troisième variable est nécessaire afin de mieux comprendre les processus mis en jeu. La Fig.4.23 renseigne sur le profil moyen du contenu en eau nuageuse. Pour la zone de montagne et pour les pluies faibles à modérées (Fig.4.23.a et b), le profil moyen du contenu en eau nuageuse présente une forte en "cloche" dont le pic se situe autour de 1600 m pour les deux régimes de pluie. Comme pour l'analyse du profil moyen de LWC (Fig.3.15), cette forme suggère la présence d'une couche de nuages dont l'altitude, pour le cas de 2013, correspond à l'altitude des sommets du massif Cévenol. Cela confirme donc l'importance du processus de seeder-feeder en montagne, comme observé sur la

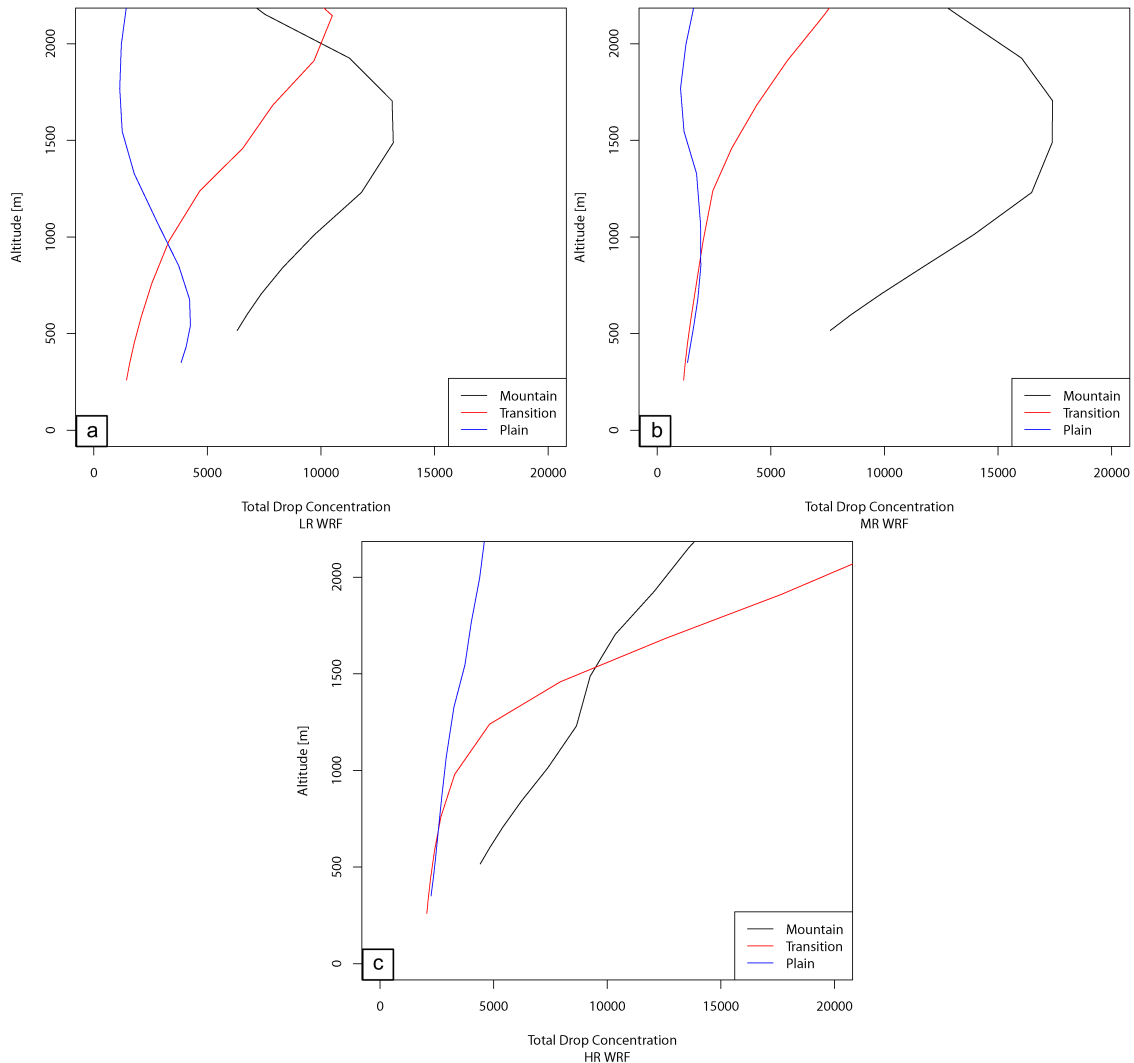


FIGURE 4.22 – Profils de la concentration totale moyenne des gouttes de pluies à partir des sorties de modèle pour les pluies faibles (a), les pluies modérées (b) et les pluies fortes (c)

SOP1-1.

Pour la zone de plaine, les profils moyens de contenu en eau nuageuse sont assez stables, exceptés pour les pluies fortes. Pour les pluies modérées, l'hypothèse d'un renforcement des précipitations par un processus de seeder-feeder ne semble pas très réaliste. Néanmoins, l'analyse des profils des deux autres variables simulées (vent vertical et concentration des gouttes) apporte une explication plus probable qui serait liée aux processus microphysiques (coalescence et break-up).

Globalement, à partir de ces trois variables simulées, la hiérarchisation des processus se vérifient assez bien. Bien que la structure verticale de la DSD calculée à partir des données du modèle est assez différente de celle observée au cours de la SOP1-1, nous retrouvons bien la dominance du processus de seeder-feeder sur la montagne alors que sur les zones de plaine et de

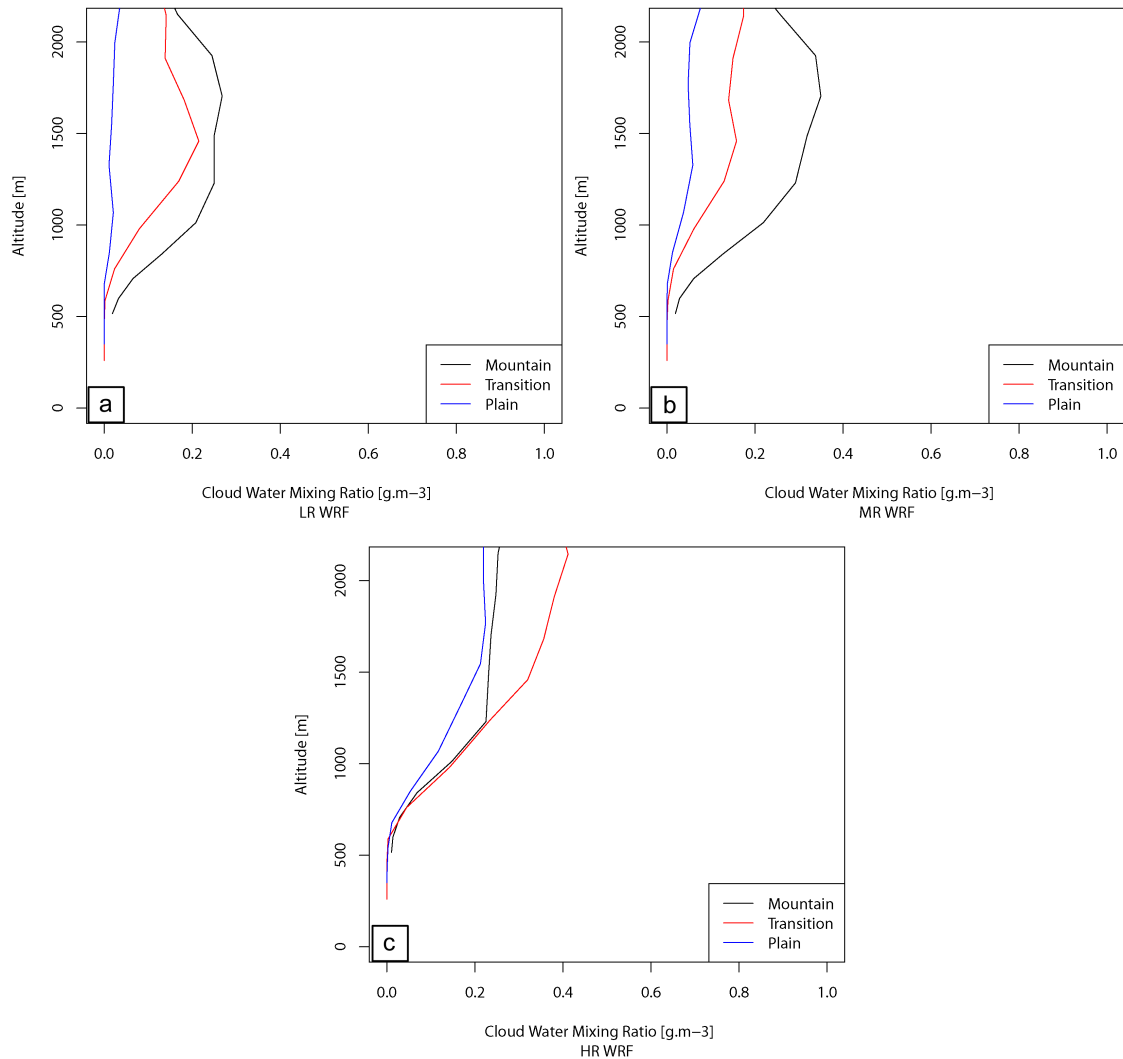


FIGURE 4.23 – Profils moyens du contenu en eau nuageuse en g.m^{-3} à partir des sorties de modèle pour les pluies faibles (a), les pluies modérées (b) et les pluies fortes (c)

transition, les processus microphysiques (coalescence, break-up) et dynamiques (ascendances) semble gouverner la structure de la DSD.

4.4.2 Variabilités des variables microphysiques et dynamiques

Afin d'affiner l'analyse des profils moyens des variables simulées, nous étudions leur évolution en fonction des différents régimes de pluie. Cette étude vise à mieux comprendre l'importance des processus mis en jeu sur la structure verticale des précipitations. Les Fig.4.24, Fig.4.25 et Fig.4.26 présentent l'analyse statistique de ces profils où sont identifiés :

- La variabilité interquartile (25% et 75%)
- La moyenne (traits noirs).

- Les quantiles à 5% et 95% qui identifient les valeurs extrêmes de la distribution.

Pour le vent vertical (Fig.4.24), sur la zone de plaine (Fig.4.24.a), les distributions ne présentent pas une variabilité très importante, sauf pour les fortes précipitations (HR). Pour les pluies faibles à modérées, les valeurs des distributions sont comprises entre -1 et 1 m.s⁻¹. L'effet des processus dynamiques sur les variations verticales de la DSD est donc possible mais ils ne gouvernent pas la structure de la pluie. Pour les pluies fortes, les processus dynamiques, associés aux mouvements de convection dans l'atmosphère, ont un effet plus significatif, notamment à partir de 1000 m d'altitude.

Pour la zone de transition (fig.4.24.b), les analyses des profils moyens suggèrent que les processus dynamiques gouvernent majoritairement la structure des précipitations. En effet, les valeurs des distributions indiquent la présence de courant ascendant bien marqué sur cette zone, confirmant ainsi que ce processus est d'importance pour ce cas.

Pour la zone de montagne (Fig.4.24.c), les distributions du vent vertical sont semblables quel que soit le régime de pluie et pas très marquées. Les valeurs extrêmes des distributions montrent que les processus dynamiques ont un impact non négligeable sur l'évolution de la DSD, mais de manière ponctuelle dans le temps.

La Fig.4.25, présente les distributions de la concentration totale des gouttes pour les différentes zones géographiques et pour les différents régimes de pluie. Ces distributions sont assez différentes d'une zone à l'autre. Pour la zone de plaine (Fig.4.25.a), l'étude des distributions de la concentration des gouttes pour les pluies modérées permet de mieux comprendre les processus mis en jeu. En effet, la première analyse, conduite sur l'évolution verticale de la forme des DSD calculées à partir des variables simulées, a mis en avant un processus de seeder-feeder. Ensuite, l'étude des profils moyens montre que des processus microphysiques (coalescence et break-up) dirigent principalement la structure de la pluie. Pour les pluies modérées, les distributions sont assez stables mais présentent une concentration des gouttes sensiblement décroissante jusqu'à 1200 m, puis un peu plus variable et légèrement croissante en se rapprochant du sol. En revanche, les valeurs extrêmes des distributions présentent un pic autour de 1000 m d'altitude. Ces valeurs extrêmes ont une influence forte sur le profil moyen de la concentration des gouttes. Ainsi, la dominance des processus microphysiques est ici plus concevable. La signature du processus de seeder-feeder sur les variations verticales de la DSD semble plutôt due à quelques spectres dont la signature sur le spectre moyen est particulièrement forte.

Pour la zone de transition (Fig.4.25.b), les distributions sont assez similaires quel que soit le

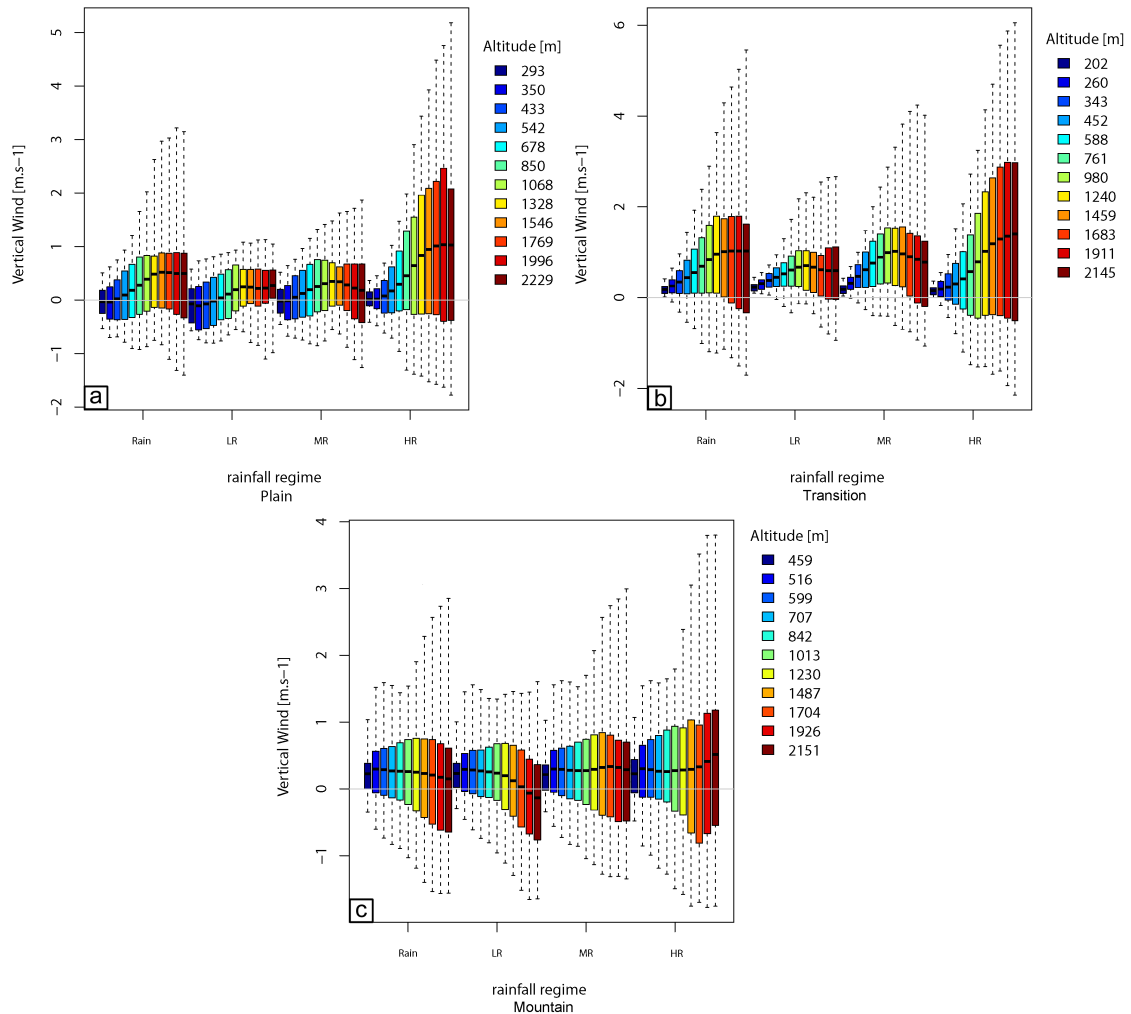


FIGURE 4.24 – Distribution statistique du vent vertical simulé (en m.s^{-1}) pour la zone de plaine (a), la zone de transition (b) et la zone de montagne (c)

régime pluviométrique et présentent des valeurs de concentration de gouttes plus faibles en se rapprochant du sol. L'évolution de ces distributions est cohérente avec les distributions du vent vertical.

Sur la zone de montagne (Fig.4.25.c), les distributions de la concentration des gouttes sont assez semblables pour les pluies faibles à modérées et confirment l'importance du processus de seeder-feeder sur le relief. Pour les pluies fortes, le profil des distributions est plus proche de ceux observés sur la zone de transition, mettant en avant l'importance du processus de coalescence et des ascendances pour ce régime de pluie.

Pour finir, l'analyse des distributions du contenu en eau nuageuse (Fig.4.26) nous permet de conclure sur les processus qui influencent majoritairement la structure de la pluie sur les différentes zones. Pour la zone de plaine (Fig.4.26.a), les processus microphysiques gouvernent

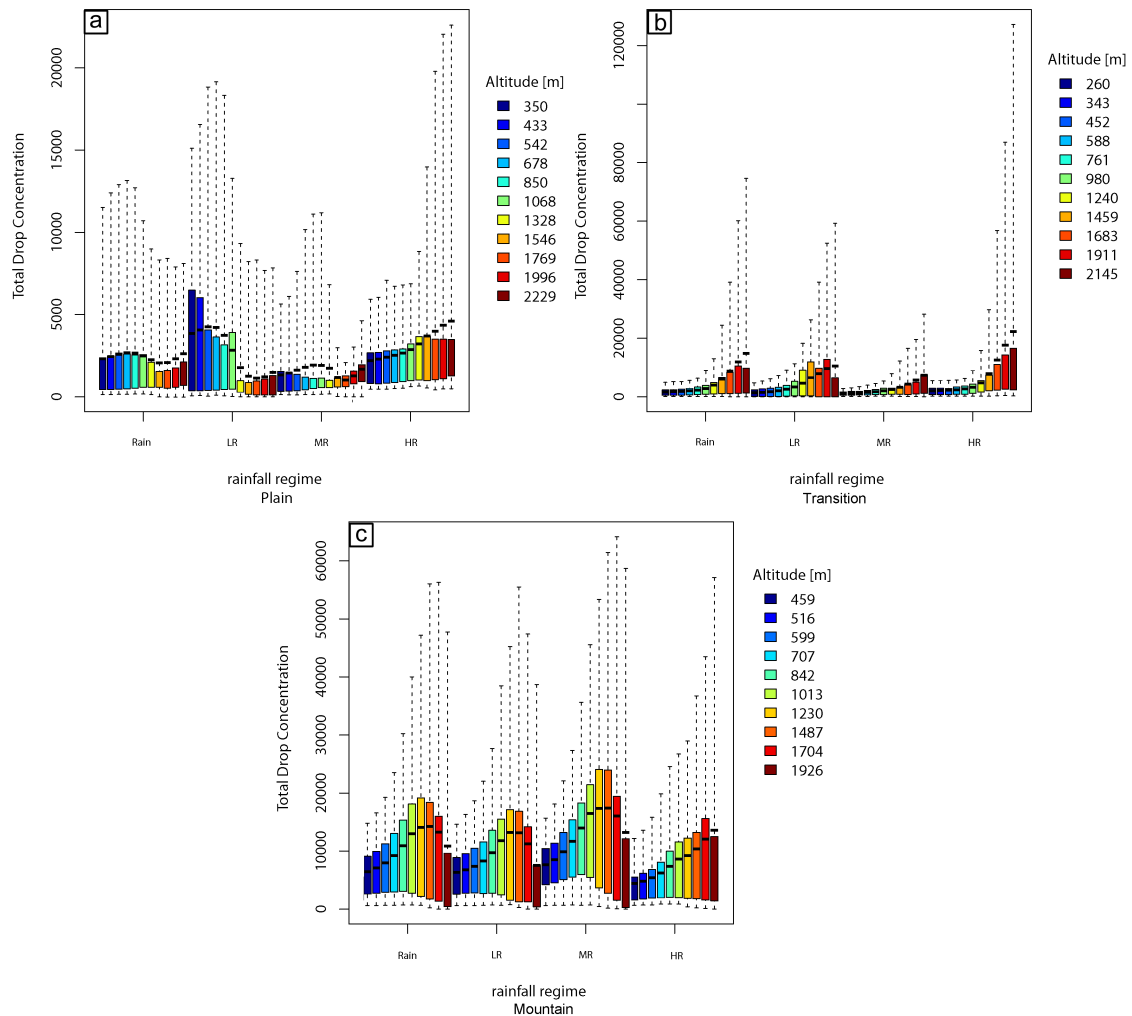


FIGURE 4.25 – Distribution statistique de la concentration totale des gouttes de pluies simulée, pour la zone de plaine (a), la zone de transition (b) et la zone de montagne (c)

majoritairement les variations verticales de la DSD. Pour les pluies modérées, l'analyse des variables simulées n'était pas en accord avec les processus identifiés par l'étude des spectres calculés. Avec l'étude des distributions, nous avons vu que le mécanisme de seeder-feeder n'est que très peu probable. L'analyse des distributions du contenu en eau nuageuse confirme ce résultat. Les valeurs extrêmes "aplatissent" le reste des distributions et leur signature sur le profil moyen est forte. Cela indique qu'à certains moments de l'épisode, un mécanisme de type seeder-feeder gouverne les variations verticales de la DSD de manière suffisamment importante pour que la signature de ce processus se retrouve sur l'évolution verticale des spectres moyens. Sur les autres zones (Fig.4.26.b et c), les profils des distributions nous renseignent sur l'altitude des couche de nuages. On constate notamment qu'entre la zone de transition et la zone de montagne, il y a une diminution de l'altitude des couches de nuages, en particulier pour les

pluies faibles à modérées. Cela confirme donc bien l'importance du processus de seeder-feeder sur le relief.

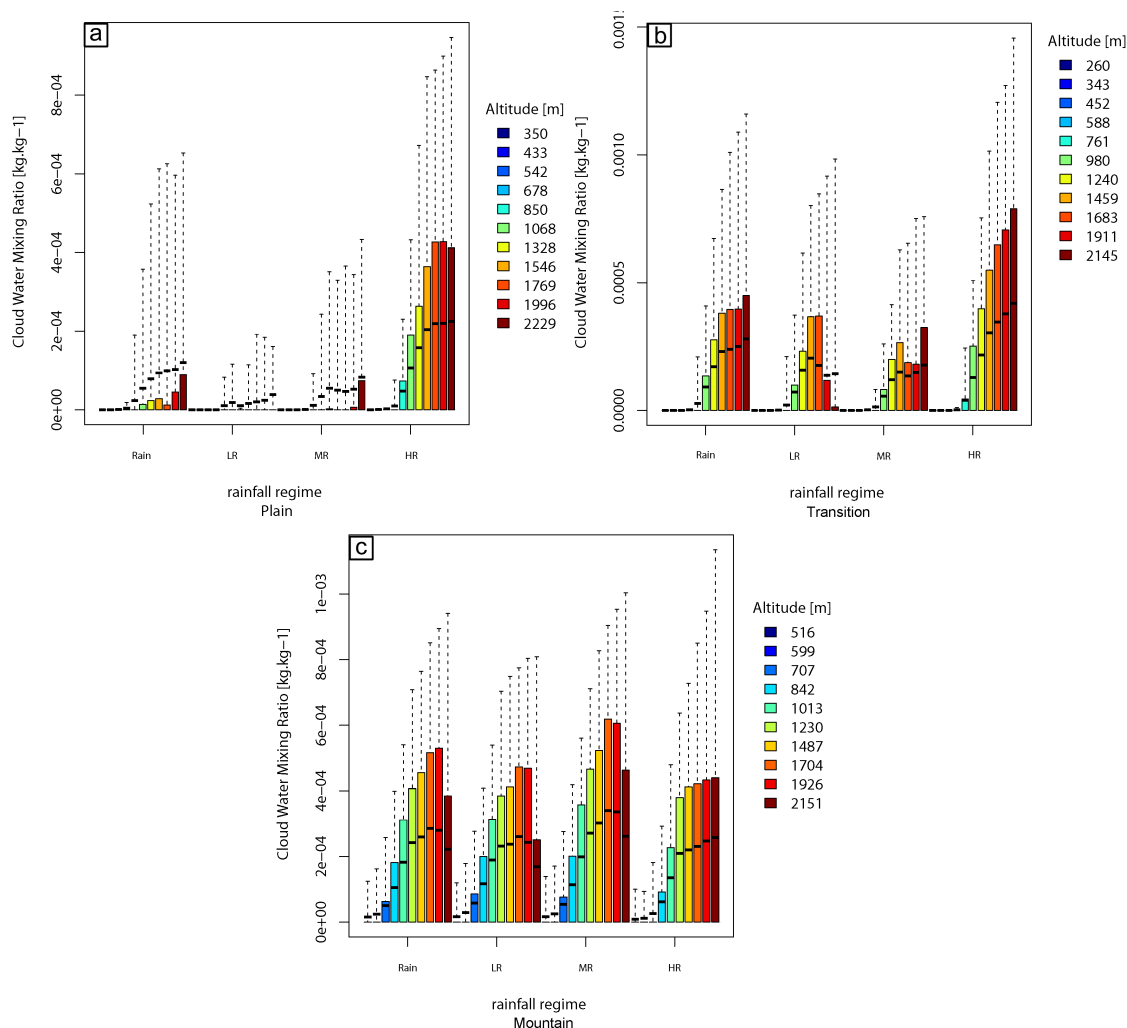


FIGURE 4.26 – Distribution statistique du contenu en eau nuageuse (kg.kg^{-1}) pour la zone de plaine (a), la zone de transition (b) et la zone de montagne (c)

4.5 Conclusions

Nous avons donc vu dans ce chapitre qu'il est possible de décrire la distribution des gouttes de pluie à partir de paramètres renseignant sur la forme, la pente et le nombre de gouttes. A partir d'un modèle atmosphérique à microphysique paramétrée tel que le modèle WRF, nous avons essayé de restituer, sur un cas de l'automne 2013, la structure verticale des précipitations à partir de DSD calculée sur les variables simulées. La comparaison directe de la structure verticale des DSD entre les observations, réalisées sur la SOP1-1 de 2012 (prise comme référence climatologique), et les DSD calculées à partir du modèle, sur un évènement de 2013, présente

des différences assez fortes qui, dans un premier temps, pourraient présupposer que l'utilisation d'un tel modèle ne permet pas l'analyse de la structure verticale de la DSD. Néanmoins, à partir de certaines variables (vent vertical, contenu en eau nuageuse et concentration totale des gouttes), cette étude a été rendue possible. Nous avons mis en évidence que les tendances observées sur la zone de montagne, de plaine et de transition peuvent se retrouver à partir de la modélisation.

L'étude fine des variables simulées a permis de mettre en évidence et de mieux comprendre la hiérarchisation des processus gouvernant la structure verticale des précipitations. Ainsi, nous montrons que sur la zone de montagne, la structure verticale des précipitations est principalement liée à un renforcement des processus microphysiques par le mécanisme de seeder-feeder. Les processus dynamiques liés à l'ascendance des masses d'air le long de la topographie sont aussi d'importances dans cette zone. Pour la zone de transition et pour la zone de plaine, le processus microphysique de coalescence est l'un des processus clef de la structure verticale des précipitations. Nous montrons aussi que ce processus peut être modulé par des processus dynamiques forts.

Chapitre 5

Conclusions et perspectives

Ces travaux de thèse se sont concentrés sur l'étude de la structure horizontale et verticale des précipitations dans une zone de terrain à l'orographie complexe. Pour mener à bien cette étude, nous avons utilisé les données d'un réseau unique mis en place au cours de la campagne d'observations intensives du projet HyMeX au cours de l'automne 2012. Ces observations nous ont permis d'appréhender les caractéristiques de la structure de la pluie en lien avec le relief. Par ailleurs, nous avons aussi mis en regard les résultats obtenus durant l'automne 2012 avec les résultats issus de simulations numériques élaborées avec le modèle dynamique de l'atmosphère WRF.

La structure à fine échelle des précipitations présente une variabilité spatiale et temporelle forte. Il est donc nécessaire d'affiner nos connaissances et de mieux comprendre les processus associés. Ce sont les objectifs de ces travaux de thèse. Pour conduire cette étude, nous nous sommes fixés trois objectifs auxquels nous avons répondu :

- Caractériser la structure horizontale et verticale des précipitations en lien avec la topographique.
- Etablir le lien entre la variabilité de la structure de la pluie avec les processus microphysiques associés.
- Comprendre la hiérarchisation des processus gouvernant la structure de la pluie.

Les principaux résultats sont détaillés dans les sections suivantes.

5.1 Sur la structure horizontale et verticale des précipitations

Le premier objectif de cette thèse est la caractérisation de la structure horizontale et verticale des précipitations et l'influence du relief sur celle-ci. Pour répondre à cet objectif, nous avons tout d'abord sélectionné un événement d'intérêt qui a affecté notre zone d'étude au cours de l'automne 2012. Parmi les événements de la campagne d'observation, nous avons retenu l'IOP7a qui s'est déroulée au cours de la journée du 26 Septembre 2012. Le suivi de la dynamique de l'événement à partir des mesures radar a permis d'identifier deux périodes précipitantes. Une première, caractéristique de pluies convectives intenses et de courtes durées, qui s'est déclenchée dans le courant de la matinée sur le piedmont du relief avant de se décaler vers la montagne. Une seconde, l'après-midi, associée au passage d'un front et caractérisée par des pluies moins intenses et plus durables qui ont affecté l'ensemble de la zone d'étude.

Nous nous sommes d'abord attachés à identifier les caractéristiques de la structure de la pluie au sol, le long du gradient topographique, à partir i) de deux paramètres représentatifs de la DSD (D_c et N^*), et ii) par l'analyse de la distribution en taille des gouttes de pluie. Nous avons ainsi mis en évidence qu'il existait une signature du relief sur la structure horizontale des précipitations. En effet, nous avons montré que la concentration des gouttes ayant un diamètre inférieur à 2 mm augmente avec l'élévation du relief, tandis que la concentration et la taille des gouttes de diamètre supérieur à 2 mm diminue dans le même temps. Sur le relief, la concentration des petites gouttes est donc plus importante, et la taille des gouttes plus faible que sur le piedmont et dans la plaine.

Afin de mieux comprendre cette structure horizontale des précipitations le long du gradient topographique, nous avons ensuite étudié l'évolution de la structure verticale des précipitations. A partir des données des MRR le long du transect, nous avons pu suivre l'évolution de la DSD pour chaque zone par pas de 100 m, de 200 m à 3 km d'altitude au-dessus du sol. L'analyse de ces évolutions nous a permis d'identifier plusieurs paliers d'altitude (800 m, 1200 m, 1600 m, 2000 m) pour lesquels les variations de la DSD sont les plus marquées. La comparaison de l'évolution verticale de la DSD entre les différentes zones d'étude nous a permis de dégager une première tendance sur l'influence du relief sur la structure verticale de la pluie. L'évolution verticale de la DSD sur la montagne diffère des zones de transition et de plaine. En effet, nous avons observé peu d'évolution de la concentration, en particulier pour les petites gouttes, sur

la zone de montagne alors que sur les deux autres zones la concentration des petites gouttes diminue quand l'altitude décroît.

Dans le but de vérifier ces deux premières tendances, nous avons généralisé notre analyse à l'ensemble des événements de la SOP1-1 de 2012. Cette généralisation constitue une base de données de 77h d'observations sur la zone de montagne, 21h sur la zone de transition et 25h sur la zone de plaine. Sur la structure horizontale des précipitations, les résultats, étendus à l'ensemble de la SOP1-1, confirment ceux établis pour l'IOP7a. Le nombre de petites gouttes augmente et la taille des gouttes diminue en suivant le gradient orographique.

Sur la structure verticale des précipitations, l'évolution verticale de la DSD observée sur l'ensemble de la SOP1-1 diffère légèrement de celle observée pour l'IOP7a. En revanche, les tendances observées sur l'IOP7a se vérifient aussi sur l'ensemble de la SOP1-1. Sur les zones de plaine et de transition, les évolutions verticales de la DSD présentent une diminution de la concentration des petites gouttes avec l'altitude ainsi qu'une augmentation de la taille et de la concentration des gouttes plus grosses. Sur la zone de montagne, la concentration des petites gouttes augmente légèrement avec l'altitude qui décroît et dans le même temps la taille des gouttes devient un peu plus importante.

Nous avons donc caractérisé la structure horizontale et verticale des précipitations le long d'un gradient topographique et pour différents régimes de pluie et nous avons mis en évidence l'influence du relief sur la structure de la pluie.

5.2 Sur les processus associés à la structure de la pluie.

Le deuxième objectif était de mettre en lien la variabilité de la structure de la pluie avec les processus microphysiques et dynamiques associés. La démarche adoptée repose principalement sur les travaux de [Rosenfeld et Ulbrich \(2003\)](#) qui ont identifié l'évolution de la DSD affectée par différents processus pris individuellement. Dans la réalité, ces processus se combinent et influencent la structure des précipitations de manière assez complexe. Afin de mieux comprendre les évolutions verticales de la DSD observées, nous avons donc complété notre étude par l'analyse du profil du contenu en eau liquide. A partir de l'étude conjointe de l'évolution verticale de la DSD et des profils de LWC, nous avons proposé des hypothèses sur les processus microphysiques et dynamiques mis en jeu. Ces hypothèses sont plus ou moins fortes en fonction des données d'observations disponibles.

Comme précédemment, nous avons d'abord identifié les processus associés à la structure de la pluie pour l'IOP7a. On a mis en évidence deux tendances dirigeant l'évolution verticale de la DSD. Sur les zones de plaine et de transition, le processus de coalescence est dominant sur la colonne atmosphérique mais il peut être modulé par des processus dynamiques. Sur la zone de montagne et pour les pluies faibles à modérées, l'évolution verticale de la DSD et les profils de LWC indiquent l'importance du processus de seeder-feeder conduisant à une concentration de petites gouttes plus forte sur le relief. Pour les pluies fortes, le processus de coalescence devient plus important.

La même analyse a été conduite sur l'ensemble de la SOP1-1 afin de vérifier ces hypothèses de façon globale. Les processus identifiés sur l'ensemble de la SOP1-1 sont relativement différents suivant les régimes de pluie pour chaque zone en comparaison avec l'IOP7a marquant une variabilité inter-événementielle. Pourtant, nous retrouvons des tendances assez similaires. En effet, la zone de montagne est principalement gouvernée par des processus de seeder-feeder tandis que le mécanisme de coalescence est dominant sur les zones de plaine et de transition. Nous avons aussi constaté que ces deux processus dominants peuvent être fortement modulés au cours d'un événement par les autres processus, tels que la présence de mouvements verticaux dans l'atmosphère ou la présence d'évaporation, et ayant une influence sur la structure verticale des précipitations.

Finalement, à partir de cette caractérisation de la structure horizontale et verticale des précipitations, nous avons mis en évidence deux processus associés dominants, l'un lié à la structure de la pluie sur le relief, et l'autre lié à la structure de la pluie sur les zones de plaine et de transition. Il est cependant important de garder à l'esprit que de nombreux processus peuvent interagir et cette complexité module la structure de la pluie d'un événement à un autre.

5.3 Sur la simulation numérique de la structure des précipitations

Le troisième objectif de la thèse est d'affiner notre compréhension des différents mécanismes par la modélisation physique de l'atmosphère. Il s'agit aussi d'évaluer la capacité du modèle à reproduire cette structure.

Notre étude s'appuie sur des simulations numériques réalisées avec le modèle WRF. Dans un premier temps, nous avons essayé de reproduire l'IOP7a afin de comparer les variables simulées

avec les observations. Malheureusement, les simulations n'ont pas été satisfaisantes. Nous avons donc décidé de simuler un événement de l'automne 2013 et de le comparer sur la base des résultats d'observation obtenus sur la SOP1-1, utilisée ici comme une référence "climatologique" élaborée sur un automne. Dans le schéma microphysique utilisé, la pluie est paramétrée suivant une formulation exponentielle. Les spectres sont calculés à partir de deux variables simulées, résolues explicitement par le schéma microphysique choisi. Pour établir la comparaison entre les spectres obtenus à partir des variables simulées et les spectres observés sur l'ensemble de la SOP1-1, une première étape a consisté à modéliser la DSD observée à partir de la formulation de [Yu et al. \(2014\)](#). Cette formulation donne une bonne représentation de la DSD observée. Afin de comparer des spectres de forme similaire, nous avons réduit cette formulation à sa forme exponentielle en fixant le paramètre de forme égal à zéro. De ce fait, les spectres modélisés présentent des biais plus importants avec les observations mais restent assez satisfaisants pour permettre la comparaison avec les spectres calculés à partir des variables simulées.

Sur la structure horizontale des précipitations, le modèle reproduit correctement la structure de la pluie caractérisée par les observations. La concentration des petites gouttes est plus importante sur le relief et la concentration et la taille des grosses gouttes augmentent en allant vers la plaine.

Sur la structure verticale des précipitations, des spectres calculés à partir des variables simulées représentent de manière convenable les caractéristiques définies à partir des résultats obtenus sur l'ensemble de la SOP. Néanmoins, les variations verticales de ces spectres sont faibles et l'identification des processus liés à ces variations sont plus complexes. Sur la zone de montagne, nous retrouvons bien l'importance du processus de seeder-feeder. En revanche, pour la zone de transition, les processus dynamiques sont plus importants que les processus microphysiques et sur la zone de plaine le processus de coalescence est en compétition avec le processus de break-up.

Afin de mieux comprendre les processus liés à la structure de la pluie simulée, nous avons analysé trois variables simulées, la concentration totale des gouttes, le vent vertical et le contenu en eau nuageuse. Cette analyse nous permet d'affiner notre compréhension des processus et la complexité de la combinaison des différents mécanismes ayant une influence sur la structure des précipitations. Ainsi, pour la zone de montagne, le processus de seeder-feeder est bien le mécanisme dominant gouvernant la structure verticale de la pluie, permettant le renforcement du processus de coalescence et de garder une forte concentration pour les petites gouttes. La

complexité du terrain fait que les processus dynamiques d'ascendances et de subsidences le long des pentes ont aussi un rôle important. Pour les zones de transition et de plaine, le processus microphysique de coalescence est l'un des moteurs principal de la structure verticale des précipitations. Celui-ci peut être influencé par les conditions dynamiques et thermodynamiques d'un événement.

L'ensemble de nos objectifs ont été atteints. Les caractéristiques de la structure horizontale et verticale des précipitations ont été définies à partir des observations et montrent que cette structure est influencée par l'environnement montagneux et par les différents régimes de pluie. Les processus associés à ces structures, bien que complexes, présentent deux mécanismes dominants. En montagne, la structure des précipitations est principalement influencée par le mécanisme de seeder-feeder tandis que le mécanisme principal de la structure de la pluie sur les zones de plaine et de transition est la coalescence. L'étude portée sur la structure des précipitations estimées à partir d'un modèle physique de l'atmosphère montre que ce type de modèle, dont les processus microphysiques sont paramétrés, représente de manière assez satisfaisante la structure horizontale et verticale des précipitations. Les variables simulées nous permettent d'affiner l'identification et la compréhension des processus associés à la structure de la pluie et valident les tendances obtenues à partir des observations. Nous montrons aussi que les processus mis en jeu sont nombreux et complexes et que leur variabilité inter-événementielle a une influence sur la structure verticale des précipitations à l'échelle de l'évènement.

5.4 Perspectives

Les perspectives de ce travail sont multiples. Sur les observations, la campagne effectuée au cours de l'automne 2013 n'a pas été prise en compte dans ce travail. De nouveaux cas d'études, en particulier celui du 22-23 Octobre 2013 (Annexe F), permettraient d'affiner l'influence des différents processus sur la structure des précipitations. De plus, cela permettrait une confrontation des observations avec les résultats obtenus par la simulation de cet événement. Le traitement des données observées au cours de l'automne 2013 pourrait compléter la généralisation effectuée sur la SOP1-1 et ainsi avoir une base "climatologique" de la structure des précipitations sur notre zone d'étude plus robuste. Le réseau mis en place pour cette étude pourrait également être adapté à d'autres régions montagneuses présentant de forts gradients

topographiques entre une zone de plaine et le relief (Alpes, Andes, Himalaya...) afin de caractériser l'impact du relief sur la structure des précipitations sur des reliefs plus élevés et de mettre en regard les processus associés.

Du point de vue de la modélisation, il serait intéressant d'étendre notre analyse en couplant un modèle physique de l'atmosphère avec un modèle à microphysique détaillée. Cela permettrait l'identification des processus associés à la structure des précipitations et d'améliorer notre compréhension de ces différents mécanismes.

Bibliographie

- Andrieu, H., J.-D. Creutin, G. Delrieu, et D. Faure, 1997: Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. part i: Radar measurement interpretation. *Journal of Hydrology*, **193** (1-4), 1–25.
- Anquetin, S., I. Braud, O. Vannier, P. Viallet, B. Boudevillain, J.-D. Creutin, et C. Manus, 2010: Sensitivity of the hydrological response to the variability of rainfall fields and soils for the Gard 2002 flash-flood event. *Journal of hydrology*, **394** (1), 134–147.
- Atlas, D., R. C. Srivastava, et R. S. Sekhon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Reviews of Geophysics*, **11** (1), 1–35.
- Atlas, D., C. W. Ulbrich, F. D. Marks, R. A. Black, E. Amitai, P. T. Willis, et C. E. Samsury, 2000: Partitioning tropical oceanic convective and stratiform rains by draft strength. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, **105** (D2), 2259–2267.
- Banta, R. M., 1990: The role of mountain flows in making clouds. *Atmospheric processes over complex terrain, Meteor. Monogr*, **23** (45), 229–282.
- Barret, I., V. Jacq, et J.-C. Rivrain, 1994: Une situation à l’origine de pluies diluviennes en région méditerranéenne: l’épisode orageux des 22 et 23 septembre 1993 sur le sud-est de la France. *Météorologie*, (7), 38–60.
- Barros, A. P., et D. P. Lettenmaier, 1994: Dynamic modeling of orographically induced precipitation. *Reviews of geophysics*, **32** (3), 265–284.
- Barry, R. G., 1992: *Mountain weather and climate*. Psychology Press.
- Battan, L. J., 1964: Some observations of vertical velocities and precipitation sizes in a thunderstorm. *Journal of Applied Meteorology*, **3** (4), 415–420.

- Bergeron, T., 1965: *On the Low-level Redistribution of Atmospheric Water Caused by Orography*. Meteorologiska Institutionen.
- Berne, A., et W. F. Krajewski, 2013: Radar for hydrology: Unfulfilled promise or unrecognized potential? *Advances in Water Resources*, **51**, 357–366.
- Bougeault, P., P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, J. Kuettner, R. Houze, R. B. Smith, R. Steiner, et H. Volkert, 2001: The MAP special observing period. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **82 (3)**, 433–462.
- Bousquet, O., A. Berne, J. Delanoë, Y. Dufournet, J. J. Gourley, J. Van-Baelen, C. Augros, L. Besson, B. Boudevillain, O. Caumont, E. Defer, J. Grazioli, D. J. Jorgensen, P.-E. Kirstetter, J.-F. Ribaud, J. Beck, G. Delrieu, V. Ducrocq, D. Scipion, A. Schwarzenboeck, et J. Zwiebel, 2014: Multiple-frequency radar observations collected in southern France during the field phase of the hydrometeorological cycle in the mediterranean experiment (hymex). *Bull. Amer. Meteor. Soc., in review*, **96**, 267–282.
- Braud, I., H. Roux, S. Anquetin, M.-M. Maubourguet, C. Manus, P. Viallet, et D. Dartus, 2010: The use of distributed hydrological models for the Gard 2002 flash flood event: Analysis of associated hydrological processes. *Journal of hydrology*, **394 (1)**, 162–181.
- Browning, K. A., F. F. Hill, et C. W. Pardoe, 1974: Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **100 (425)**, 309–330.
- Caton, P. G., 1966: A study of raindrop-size distributions in the free atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **92 (391)**, 15–30.
- Chadwick, R. B., K. P. Moran, R. G. Strauch, G. E. Morrison, et W. C. Campbell, 1976b: Microwave radar wind measurements in the clear air. *Radio Science*, **11 (10)**, 795–802.
- Chapon, B., G. Delrieu, M. Gosset, et B. Boudevillain, 2008: Variability of rain drop size distribution and its effect on the Z-R relationship: A case study for intense mediterranean rainfall. *Atmospheric Research*, **87 (1)**, 52–65.
- Christensen, J. H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, R. Held, R. Jones, R. K. Kolli, W. K. Kwon, R. Laprise, V. M. Rueda, L. Mearns, C. G. Menendez, J. Räisänen, A. Rinke,

- A. Sarr, P. Whetton, R. Arritt, R. Benestad, M. Beniston, D. Bromwich, D. Caya, J. Comiso, R. de Elia, et K. Dethloff, 2007: Regional climate projections. 847–940 pp.
- Cosma, S., E. Richard, et F. Miniscloux, 2002: The role of small-scale orographic features in the spatial distribution of precipitation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128 (579)**, 75–92.
- Creutin, J.-D., H. Andrieu, et D. Faure, 1997: Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. part ii: radar measurement validation. *Journal of Hydrology*, **193 (1)**, 26–44.
- Delrieu, G., L. Huc, et J.-D. Creutin, 1999: Attenuation in rain for X- and C-band weather radar systems: Sensitivity with respect to the drop size distribution. *Journal of Applied Meteorology*, **38 (1)**, 57–68.
- Delrieu, G., A. Wijbrans, B. Boudevillain, D. Faure, L. Bonnifait, et P.-E. Kirstetter, 2014: Geostatistical radar–raingauge merging: A novel method for the quantification of rain estimation accuracy. *Advances in Water Resources*, **71**, 110–124.
- Delrieu, G., J. Nicol, E. Yates, P.-E. Kirstetter, J.-D. Creutin, S. Anquetin, C. Obled, G.-M. Saulnier, V. Ducrocq, E. Gaume, O. Payrastré, H. Andrieu, P.-A. Ayrat, C. Bouvier, L. Neppel, M. Livet, M. Lang, J. P. Du-Châtelet, A. Walpersdorf, et W. Wobrock, 2005: The catastrophic flash-flood event of 8–9 september 2002 in the Gard region, France: A first case study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *Journal of Hydrometeorology*, **6 (1)**, 34–52.
- Doviak, R. J., et D. S. Zrnic, 1993: Doppler weather radar observations. Dover Publications.
- Drobinski, P., V. Ducrocq, P. Alpert, E. Anagnostou, K. Béranger, M. Borga, I. Braud, A. Chanzy, S. Davolio, G. Delrieu, C. Estournel, N. Filali Boubrahmi, J. Font, V. Grubišić, S. Gualdi, V. Homar, B. Ivančan-Picek, C. Kottmeier, V. Kotroni, K. Lagouvardos, P. Lionello, M. C. Llassat, W. Ludwig, C. Lutoff, A. Mariotti, E. Richard, R. Romero, R. Rotunno, O. Roussot, I. Ruin, S. Somot, I. . Taupier-Letage, J. Tintore, R. Uijlenhoet, et H. Wernli, 2014: HyMeX: a 10-year multidisciplinary program on the mediterranean water cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95 (7)**, 1063–1082.

- Ducrocq, V., O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin, et T. Thouvenin, 2008: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **134 (630)**, 131–145.
- Ducrocq, V., I. Braud, S. Davolio, R. Ferretti, C. Flamant, A. Jansa, N. Kalthoff, E. Richard, I. Taupier-Letage, P.-A. Ayrat, S. Belamari, A. Berne, M. Borga, B. Boudevillain, O. Bock, J.-L. Boichard, M.-N. Bouin, O. Bousquet, C. Bouvier, J. Chiggiato, D. Cimini, U. Corsmeier, L. Coppola, P. Cocquerez, E. Defer, J. Delanoé, P. Di Girolamo, A. Doerenbecher, P. Drobinski, Y. Dufournet, N. Fourrié, J. J. Gourley, L. Labatut, D. Lambert, J. Le Coz, F. S. Marzano, G. Molinié, A. Montani, G. Nord, M. Nuret, K. Ramage, W. Rison, O. Roussot, F. Said, A. Schwarzenboeck, P. Testor, J. Van Baelen, B. Vincendon, M. Aran, et J. Tamayo, 2014: HyMeX-SOP1: The field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95 (7)**, 1083–1100.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **46 (20)**, 3077–3107.
- Durran, D. R., 1990: Mountain waves and downslope winds. *Meteor. Monogr*, **23**, 59–81.
- Gao, X., Y. Xu, Z. Zhao, J. S. Pal, et F. Giorgi, 2006: On the role of resolution and topography in the simulation of east asia precipitation. *Theoretical and Applied Climatology*, **86 (1-4)**, 173–185.
- Glickman, T. S., 2000: Ams glossary of meteorology. *CD, 2nd edition, Boston, USA*.
- Godart, A., S. Anquetin, et E. Leblois, 2009: Rainfall regimes associated with banded convection in the cévennes-vivarais area. *Meteorology and atmospheric physics*, **103 (1-4)**, 25–34.
- Godart, A., S. Anquetin, E. Leblois, et J.-D. Creutin, 2011: Contribution of rainfall associated with shallow banded orographic convection to the rainfall climatology of a mediterranean region. *J. Appl. Meteorol. Climatol*, **50**, 2235–2246.
- Goldreich, Y., A. Freundlich, et P. Alpert, 1997: Rainfall anomaly over the lee side of mount

- carmel (israel) and the associated wind field. *Journal of Applied Meteorology*, **36 (6)**, 748–762.
- Gori, E. G., et J. Joss, 1980: Changes of shape of raindrop size distributions simultaneously observed along a mountain slope. *J. Rech. Atmos*, **14**, 239–300.
- Hazenberg, P., N. Yu, B. Boudevillain, G. Delrieu, et R. Uijlenhoet, 2011: Scaling of raindrop size distributions and classification of radar reflectivity–rain rate relations in intense Mediterranean precipitation. *Journal of Hydrology*, **402 (3)**, 179–192.
- Hildebrand, P. H., 1978: Iterative correction for attenuation of 5 cm radar in rain. *Journal of Applied Meteorology*, **17 (4)**, 508–514.
- Hitschfeld, W., et J. Bordan, 1954: Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths. *Journal of Meteorology*, **11 (1)**, 58–67.
- Hobbs, P. V., T. J. Matejka, P. H. Herzegh, J. D. Locatelli, et R. A. Houze, 1980: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. i: A case study of a cold front. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **37 (3)**, 568–596.
- Hong, S.-Y., Y. Noh, et J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, **134 (9)**, 2318–2341.
- Houze, R. A., 1993: Cloud dynamics. *Academic, San Diego, Calif*, 573 pp.
- Jaffrain, J., et A. Berne, 2011: Experimental quantification of the sampling uncertainty associated with measurements from parsivel disdrometers. *Journal of Hydrometeorology*, **12 (3)**, 352–370.
- Joss, J., et E. G. Gori, 1978: Shapes of raindrop size distributions. *Journal of Applied Meteorology*, **17 (7)**, 1054–1061.
- Kabèche, A., et J. Testud, 1995: Stereoradar meteorology: A new unified approach to process data from airborne or ground-based meteorological radars. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12 (4)**, 783–799.
- Kirshbaum, D. J., et D. R. Durran, 2004: Factors governing cellular convection in orographic precipitation. *Journal of the atmospheric Sciences*, **61 (6)**, 682–698.

- Kottmeier, C., N. Kalthoff, C. Barthlott, U. Corsmeier, J. Van Baelen, A. Behrendt, R. Behrendt, A. Blyth, R. Coulter, S. Crewell, P. Di Girolamo, M. Dorninger, C. Flamant, T. Foken, M. Hagen, C. Hauck, H. Höller, H. Konow, M. Kunz, H. Mahlke, S. Mobbs, E. Richard, R. Steinacker, T. Weckwerth, A. Wieser, et V. Wulfmeyer, 2008: Mechanisms initiating deep convection over complex terrain during cops. *Meteorologische Zeitschrift*, **17** (6), 931–948.
- Krajewski, W. F., G. J. Ciach, et E. Habib, 2003: An analysis of small-scale rainfall variability in different climatic regimes. *Hydrological sciences journal*, **48** (2), 151–162.
- Kruger, A., et W. F. Krajewski, 2002: Two-dimensional video disdrometer: A description. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **19** (5), 602–617.
- Lee, G. W., et I. Zawadzki, 2005: Variability of drop size distributions: Time-scale dependence of the variability and its effects on rain estimation. *Journal of applied meteorology*, **44** (2), 241–255.
- Lee, G. W., I. Zawadzki, W. Szyrmer, D. Sempere-Torres, et R. Uijlenhoet, 2004: A general approach to double-moment normalization of drop size distributions. *Journal of applied meteorology*, **43** (2), 264–281.
- Legorgeu, C., 2013: Amélioration des estimations quantitatives des précipitations à hautes résolutions: comparaison de deux techniques combinant les observations et application à la vérification spatiale des modèles météorologiques. Thèse de Doctorat, Clermont-Ferrand 2.
- Leroy, D., 2007: Développement d'un modèle tridimensionnel à microphysique détaillée. Thèse de Doctorat, Clermont-Ferrand 2.
- Löffler-Mang, M., et J. Joss, 2000: An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **17** (2), 130–139.
- Maki, M., T. D. Keenan, Y. Sasaki, et K. Nakamura, 2001: Characteristics of the raindrop size distribution in tropical continental squall lines observed in Darwin, Australia. *Journal of Applied Meteorology*, **40** (8), 1393–1412.
- Marshall, J. S., et W. M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *Journal of meteorology*, **5** (4), 165–166.

- Martner, B. E., S. E. Yuter, A. B. White, S. Y. Matrosov, D. E. Kingsmill, et F. M. Ralph, 2008: Raindrop size distributions and rain characteristics in California coastal rainfall for periods with and without a radar bright band. *Journal of Hydrometeorology*, **9** (3), 408–425.
- Marzoug, M., et P. Amayenc, 1991: Improved range-profiling algorithm of rainfall rate from a spaceborne radar with path-integrated attenuation constraint. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **29** (4), 584–592.
- Medina, S., et R. A. Houze, 2003: Air motions and precipitation growth in alpine storms. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **129** (588), 345–371.
- Michalakes, J., J. Dudhia, D. Gill, T. Henderson, J. Klemp, W. Skamarock, et W. Wang, 2005: The weather research and forecast model: Software architecture and performance. *11th Workshop on High Performance Computing in Meteorology*.
- Mie, G., 1908: Beiträge zur optik trüber medien, speziell kolloidaler metallösungen. *Annalen der physik*, **330** (3), 377–445.
- Miniscloux, F., J.-D. Creutin, et S. Anquetin, 2001: Geostatistical analysis of orographic rainbands. *Journal of Applied Meteorology*, **40** (11), 1835–1854.
- Mlawer, M. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, et S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research*, **102** (16), 663–682.
- Molinié, G., D. Ceresetti, S. Anquetin, J.-D. Creutin, et B. Boudevillain, 2012: Rainfall regime of a mountainous Mediterranean region: Statistical analysis at short time steps. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **51** (3), 429–448.
- Montero-Martínez, G., A. B. Kostinski, R. A. Shaw, et F. García-García, 2009: Do all raindrops fall at terminal speed? *Geophysical Research Letters*, **36** (11), L11 818.
- Morrison, H., G. Thompson, et V. Tatarskii, 2009: Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one-and two-moment schemes. *Monthly Weather Review*, **137** (3), 991–1007.
- Nathanson, F. E., et J. P. Reilly, 1968: Radar precipitation echoes experiments on temporal, spatial, and frequency correlation. *IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems*, **4** (AES-4), 505–514.

- Nuissier, O., V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin, et S. Anquetin, 2008: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I: Numerical framework and synoptic ingredients. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **134 (630)**, 111–130.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **56**, 527–530.
- Pachauri, R. K., M. R. Allen, V. R. Barros, J. Broome, W. Cramer, R. Christ, J. A. Church, L. Clarke, Q. Dahe, P. Dasgupta, N. K. Dubash, O. Edenhofer, I. Elgizouli, C. B. Field, P. Forster, P. Friedlingstein, J. Fuglestvedt, L. Gomez-Echeverri, S. Hallegatte, G. Hegerl, M. Howden, K. Jiang, B. J. Cisneroz, V. Kattsov, H. Lee, K. J. Mach, J. Marotzke, M. D. Mastrandrea, L. Meyer, J. Minx, Y. Mulugetta, K. O'Brien, M. Oppenheimer, J. J. Pereira, R. Pichs-Madruga, G.-K. Plattner, H.-O. Pörtner, S. B. Power, B. Preston, N. H. Ravindranath, A. Reisinger, K. Riahi, M. Rusticucci, R. Scholes, K. Seyboth, Y. Sokona, R. Stavins, T. F. Stocker, P. Tschakert, D. van Vuuren, et J.-P. van Ypserle, 2014: *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- Peters, G., B. Fischer, et M. Clemens, 2010: Rain attenuation of radar echoes considering finite-range resolution and using drop size distributions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **27 (5)**, 829–842.
- Porrà, J. M., D. Sempere-Torres, et J.-D. Creutin, 1998: *Modeling of drop size distribution and its applications to rainfall measurements from radar*. Stochastic methods in hydrology: Rain, landforms and floods, 73-84 pp.
- Prat, O. P., et A. P. Barros, 2007: Exploring the use of a column model for the characterization of microphysical processes in warm rain: Results from a homogenous rainshaft model. *Advances in Geosciences*, **10**, 145–152.
- Prat, O. P., et A. P. Barros, 2009: Exploring the transient behavior of Z-R relationships: Implications for radar rainfall estimation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48 (10)**, 2127–2143.

- Prat, O. P., et A. P. Barros, 2010: Ground observations to characterize the spatial gradients and vertical structure of orographic precipitation—Experiments in the inner region of the Great Smoky Mountains. *Journal of hydrology*, **391** (1), 141–156.
- Probert-Jones, J. R., 1962: The radar equation in meteorology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **88** (378), 485–495.
- Pruppacher, H. R., J. D. Klett, et P. K. Wang, 1998: *Microphysics of clouds and precipitation*. Taylor & Francis.
- Ricard, D., 2002: Initialisation et assimilation de données à méso-échelle pour la prévision à haute résolution des pluies intenses de la région cévennes-vivarais. Thèse de Doctorat, Toulouse 3.
- Roe, G. H., 2005: Orographic precipitation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **33**, 645–671.
- Rogers, R. R., et R. J. Pilié, 1962: Radar measurements of drop-size distribution. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **19** (6), 503–506.
- Rosenfeld, D., et C. W. Ulbrich, 2003: Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities. *Radar and Atmospheric Sciences: A collection of Essays in Honor of David Atlas*, Springer, 237–258.
- Rotunno, R., et R. A. Houze, 2007: Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **133** (625), 811–830.
- Sauvageot, H., 1992: *Radar meteorology*. Artech House Publishers.
- Sekhon, R. S., et R. C. Srivastava, 1971: Doppler radar observations of drop-size distributions in a thunderstorm. *Journal of Atmospheric Sciences*, **28**, 983–994.
- Sempere-Torres, D., J. M. Porrà, et J.-D. Creutin, 1994: A general formulation for raindrop size distribution. *Journal of Applied Meteorology*, **33** (12), 1494–1502.
- Sempere-Torres, D., J. M. Porrà, et J.-D. Creutin, 1998: Experimental evidence of a general description for raindrop size distribution properties. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, **103** (D2), 1785–1797.

- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, et D. M. Barker, 2008: A description of the advanced research wrf version 3. Tech. rep., Note NCAR/TN-4751STR.
- Skolnik, M., 2008: Radar handbook, vol. 1, 8. McGraw Hill Press.
- Smith, P. L., 2003: Raindrop size distributions: Exponential or gamma-does the difference matter? *Journal of Applied Meteorology*, **42** (7), 1031–1034.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in geophysics*, **21**, 87–230.
- Smith, R. B., 2006: Progress on the theory of orographic precipitation. *Geological Society of America Special Papers*, **398**, 1–16.
- Society, A. M., 2015: Rain.
- Testud, J., et P. Amayenc, 1989: Stereoradar meteorology: A promising technique for observation of precipitation from a mobile platform. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **6** (1), 89–108.
- Testud, J., S. Oury, R. A. Black, P. Amayenc, et X. Dou, 2001: The concept of "normalized" distribution to describe raindrop spectra: A tool for cloud physics and cloud remote sensing. *Journal of Applied Meteorology*, **40** (6), 1118–1140.
- Thompson, G., P. R. Field, R. M. Rasmussen, et W. D. Hall, 2008: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. part II: Implementation of a new snow parameterization. *Monthly Weather Review*, **136** (12), 5095–5115.
- Tokay, A., et P. G. Bashor, 2010: An experimental study of small-scale variability of raindrop size distribution. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **49** (11), 2348–2365.
- Tokay, A., et D. A. Short, 1996: Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. *Journal of applied meteorology*, **35** (3), 355–371.
- Tridon, F., 2011: Mesure des précipitations à l'aide d'un radar en bande X non-cohérent à haute résolution et d'un radar en bande K à visée verticale. Application à l'étude de la variabilité des précipitations lors de la campagne COPS. Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II.

- Tridon, F., J. Van Baelen, et Y. Pointin, 2011: Aliasing in micro rain radar data due to strong vertical winds. *Geophysical Research Letters*, **38**, 2804.
- Uijlenhoet, R., J. A. Smith, et M. Steiner, 2003b: The microphysical structure of extreme precipitation as inferred from ground-based raindrop spectra. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **60** (10), 1220–1238.
- Uijlenhoet, R., M. Steiner, et J. A. Smith, 2003a: Variability of raindrop size distributions in a squall line and implications for radar rainfall estimation. *Journal of Hydrometeorology*, **4** (1), 43–61.
- Ulbrich, C. W., 1983: Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22** (10), 1764–1775.
- Urkowitz, H., J. J. Gallagher, J. D. Nespor, et S. L. Katz, 1994: Radar with doppler tolerant range sidelobe suppression and time domain signal processing. Google Patents, uS Patent 5,309,161.
- Van Baelen, J., F. Tridon, et Y. Pointin, 2009: Simultaneous X-band and K-band study of precipitation to derive specific Z–R relationships. *Atmospheric Research*, **94** (4), 596–605.
- Villarini, G., et W. F. Krajewski, 2010: Review of the different sources of uncertainty in single polarization radar-based estimates of rainfall. *Surveys in Geophysics*, **31** (1), 107–129.
- Waldvogel, A., 1974: the n0 jump of raindrop spectra. *Journal of the Atmospheric Sciences*, (4), 1067–1078.
- Wexler, R., et D. Atlas, 1963: Radar reflectivity and attenuation of rain. *Journal of Applied Meteorology*, **2** (2), 276–280.
- Willis, P. T., 1984: Functional fits to some observed drop size distributions and parameterization of rain. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **41** (9), 1648–1661.
- Wilson, A. M., et A. P. Barros, 2014: An investigation of warm rainfall microphysics in the Southern Appalachians: orographic enhancement via low-level seeder–feeder interactions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **71** (5), 1783–1805.
- Wilson, J. W., et E. A. Brandes, 1979: Radar measurement of rainfall—a summary. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **60** (9), 1048–1058.

- Wulfmeyer, V., A. Behrendt, H.-S. Bauer, C. Kottmeier, U. Corsmeier, A. Blyth, G. Craig, U. Schumann, M. Hagen, S. Crewell, P. Di Girolamo, C. Flamant, M. Miller, A. Montani, S. Mobbs, E. Richard, M. W. Rotach, M. Arpagaus, H. Russchenberg, P. Schlüssel, M. König, V. Gartner, R. Steinacker, M. Dorninger, T. Weckwerth, A. Hense, et C. Simmer, 2008: Research campaign: The convective and orographically induced precipitation study: a research and development project of the world weather research program for improving quantitative precipitation forecasting in low-mountain regions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **89** (10), 1477–1486.
- Yangang, L., 1993: Statistical theory of the marshall-palmer distribution of raindrops. *Atmospheric Environment*, **27**, 15–19.
- Yates, E., 2006: Convection en région cévennes-vivarais: Etude de données pluviométriques, simulations numériques et validation multi-échelles. Thèse de Doctorat, INPG.
- Yu, N., 2008: Explication des précipitations automnales dans le sud-est de la france par recherche des types de temps. Stage de Master Recherche, Université Joseph fourrier.
- Yu, N., G. Delrieu, B. Boudevillain, P. Hazenberg, et R. Uijlenhoet, 2014: Unified formulation of single-and multimoment normalizations of the raindrop size distribution based on the gamma probability density function. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **53** (1), 166–179.
- Zwibel, J., J. Van Baelen, S. Anquetin, Y. Pointin, et B. Boudevillain, 2015: Topography and rainfall regime impacts on rainfall structure. The case of the HyMeX IOP7a event. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

Annexe A

Définition des paliers

Cette annexe présente la méthode de détermination des paliers d'altitude utilisée au chapitre 3 pour étudier la structure verticale des précipitations. Afin de dégager des tendances sur l'évolution de cette structure, nous avons mis en place une méthode afin de ne pas choisir des paliers de manière arbitraire.

Pour chaque classe de diamètre du MRR, nous évaluons la différence (eq.(A.1)) entre le nombre initial de gouttes, c'est-à-dire le nombre de gouttes à une altitude donnée, avec le nombre de gouttes après modification de la DSD, c'est-à-dire à l'altitude inférieure. La résolution verticale du MRR permet d'avoir ainsi une évaluation de l'évolution de la DSD pour chaque classe de diamètre tous les 100m.

$$X_i = \log(N_{ini}(D_i)) - \log(N_{modif}(D_i)) \quad (\text{A.1})$$

Afin de représenter cette information, les valeurs de X_i sont placées dans une matrice. A partir de ces matrices, on remarque que suivant les altitudes certaines variations sont assez marquées et présentent la même évolution sur plusieurs plages d'altitude.

Ces changements de variations et ces périodes d'évolution similaires nous permettent de définir des paliers à partir desquels nous établissons les principaux paliers de la modification verticale de la DSD.

Les Fig.A.1, Fig.A.2 et Fig.A.3 présentent ces matrices et les paliers retenus pour chaque MRR et pour chaque régime de pluie (LR, MR et HR)

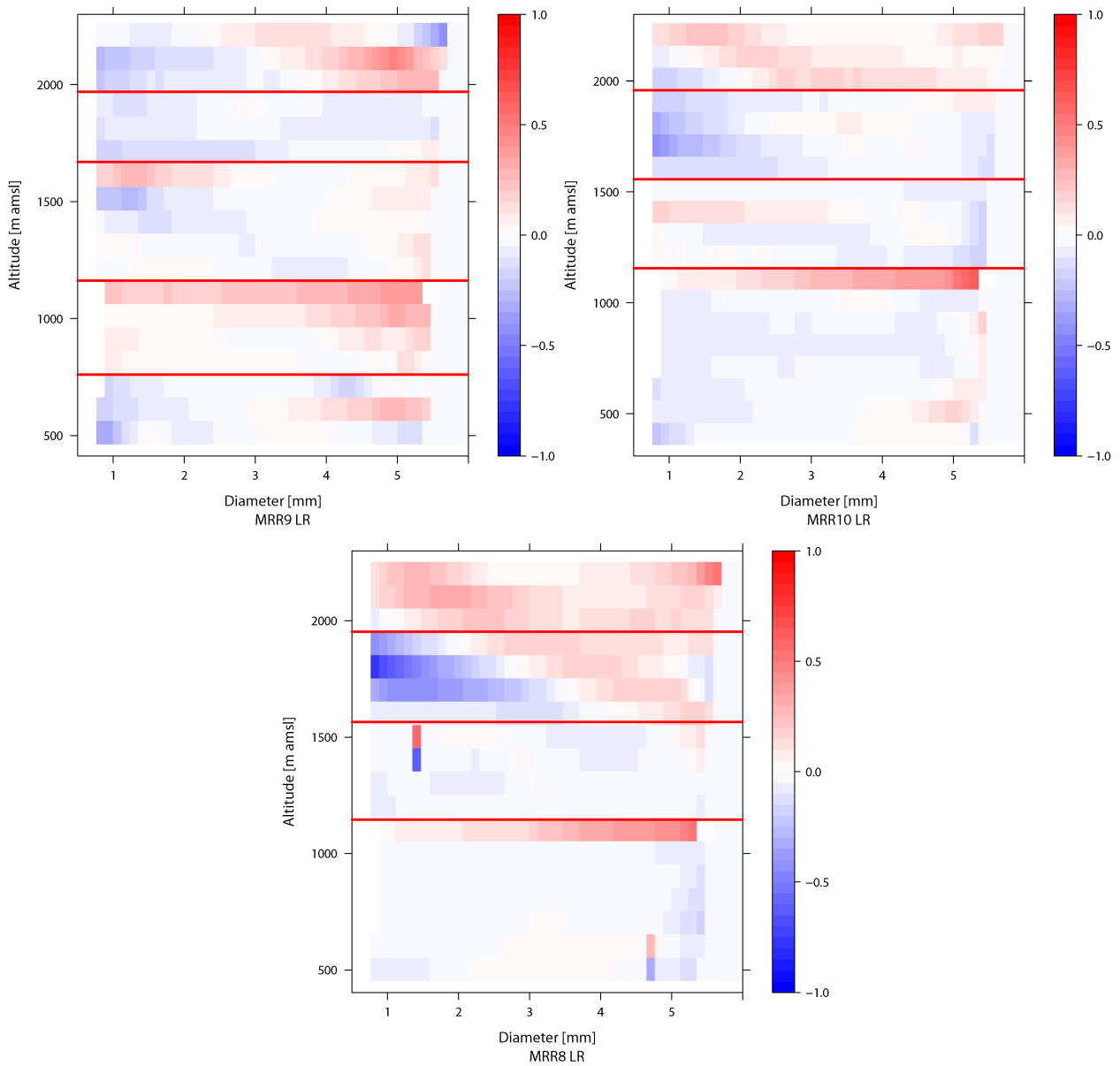


FIGURE A.1 – Matrice d'évolution verticale de la DSD et paliers (traits rouges) correspondant aux fortes variations verticale de la DSD pour le MRR de montagne (a), de transition (b) et de plaine (c), pour les pluies faibles (LR)

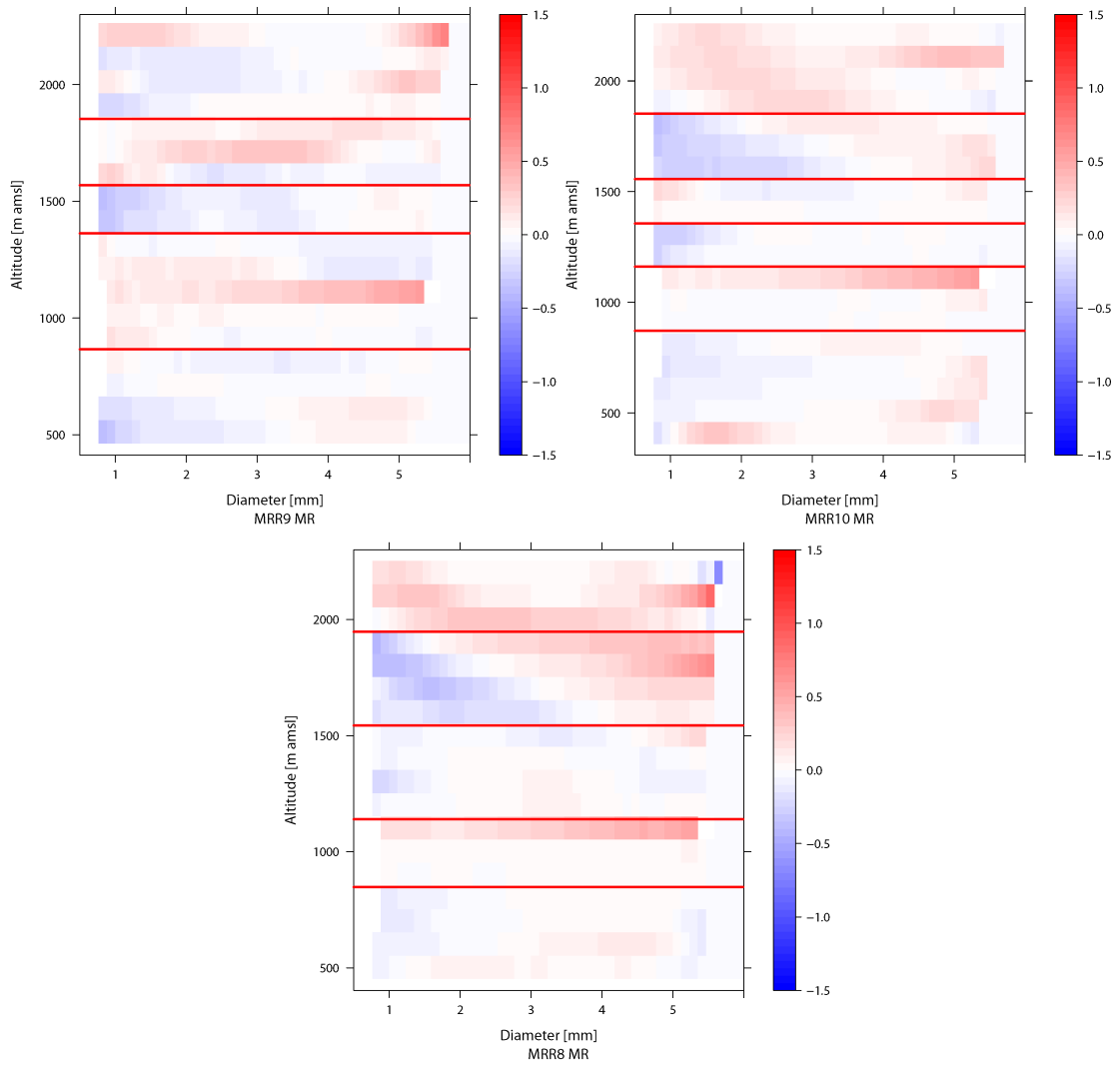


FIGURE A.2 – Matrice d'évolution verticale de la DSD et paliers (traits rouges) correspondant aux fortes variations verticale de la DSD pour le MRR de montagne (a), de transition (b) et de plaine (c), pour les pluies Modérées (MR)

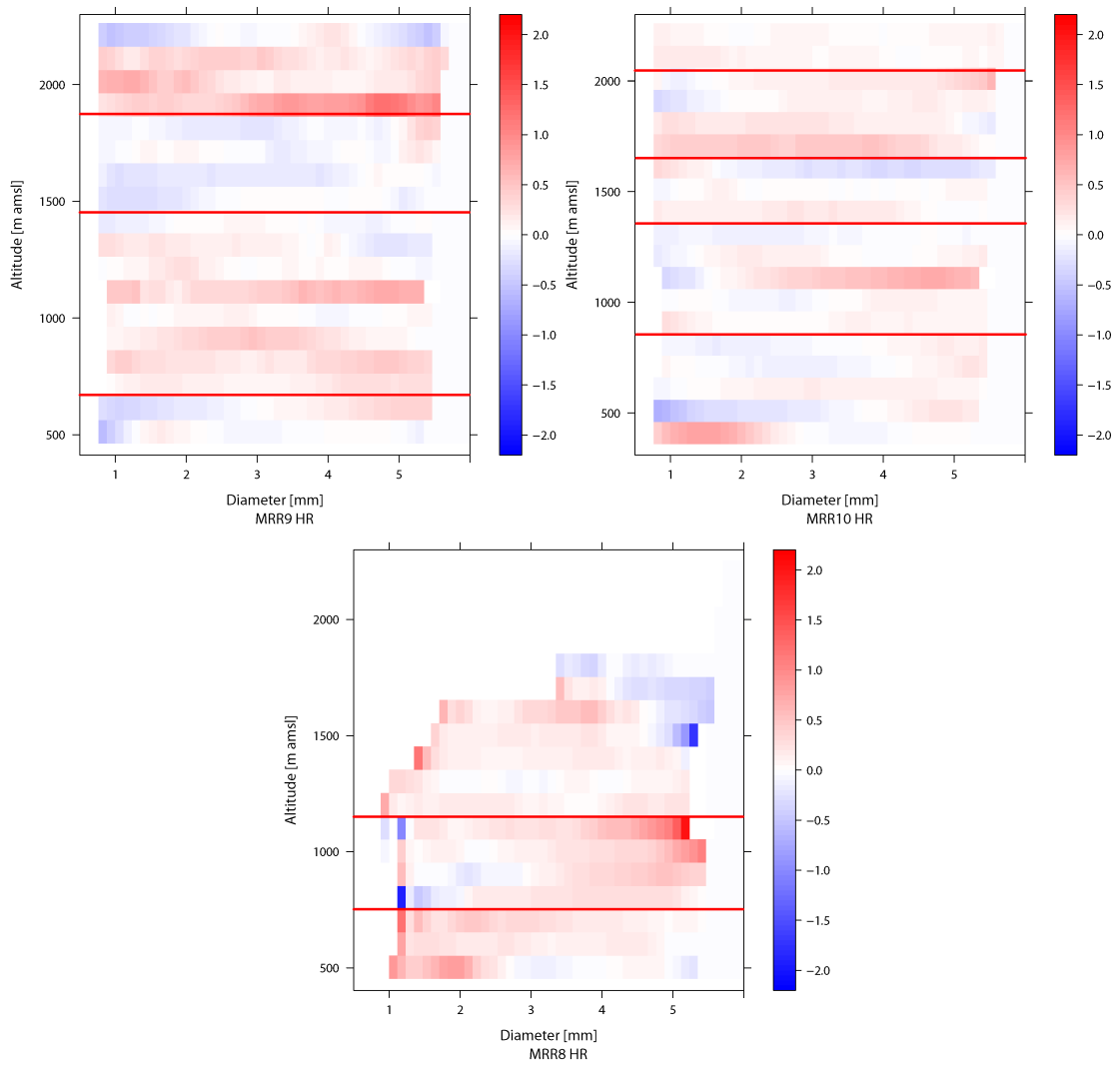


FIGURE A.3 – Matrice d'évolution verticale de la DSD et paliers (traits rouges) correspondant aux fortes variations verticale de la DSD pour le MRR de montagne (a), de transition (b) et de plaine (c), pour les pluies fortes (HR)

Annexe B

Attribution des processus

Cette annexe illustre la méthode d'attribution des processus dominants à chacune des couches d'altitude à permettant l'obtention des figures de synthèse (3.20). Nous prendrons ici en exemple l'attribution des processus pour le régime de pluie modérées sur la zone de transition et pour la période de l'après-midi de l'IOP7a.

A partir de la définition du régime de pluie modérées, l'ensemble des spectres mesurés sur une minute correspondant à ce régime de pluie sont étudiés. Pour chaque couche d'altitude, la moyenne des spectres retenus est effectuée afin de pouvoir comparer l'évolution moyenne des spectres entre les différentes couches d'altitude et donc de pouvoir caractériser le processus dominant. La caractérisation de ces processus présentée par la Fig.B.1 est basée sur l'analyse de l'évolution des spectres entre deux couches d'altitude ainsi que sur la base des travaux de Rosenfeld et Ulbrich (2003). Pour les hautes altitudes, nous faisons l'hypothèse, à partir des travaux de Prat et Barros (2009), que le processus de coalescence est dominant (Fig.B.1.a). Ensuite, nous observons l'évolution de la forme de la DSD depuis la couche d'altitude supérieure. Pour le régime de pluie modérées sur la zone de transition, le spectre moyen représenté par la courbe bleue présente un nombre de petites gouttes inférieur à celui observé dans la couche d'altitude supérieure et dans le même temps la taille des grosses gouttes augmente (Fig.B.1.b). Les travaux de Rosenfeld et Ulbrich (2003) montrent que cette évolution est caractéristique de l'influence du processus de coalescence sur la forme de la DSD. Ainsi, nous pouvons émettre l'hypothèse que le processus dominant entre les deux couches d'altitude est un mécanisme de coalescence (C). L'analyse des spectres moyens est ainsi poursuivie jusqu'aux basses couches (Fig.B.1.c et d.) et permet de mettre en place la synthèse des processus dominant pour une zone et un régime de pluie donnés.

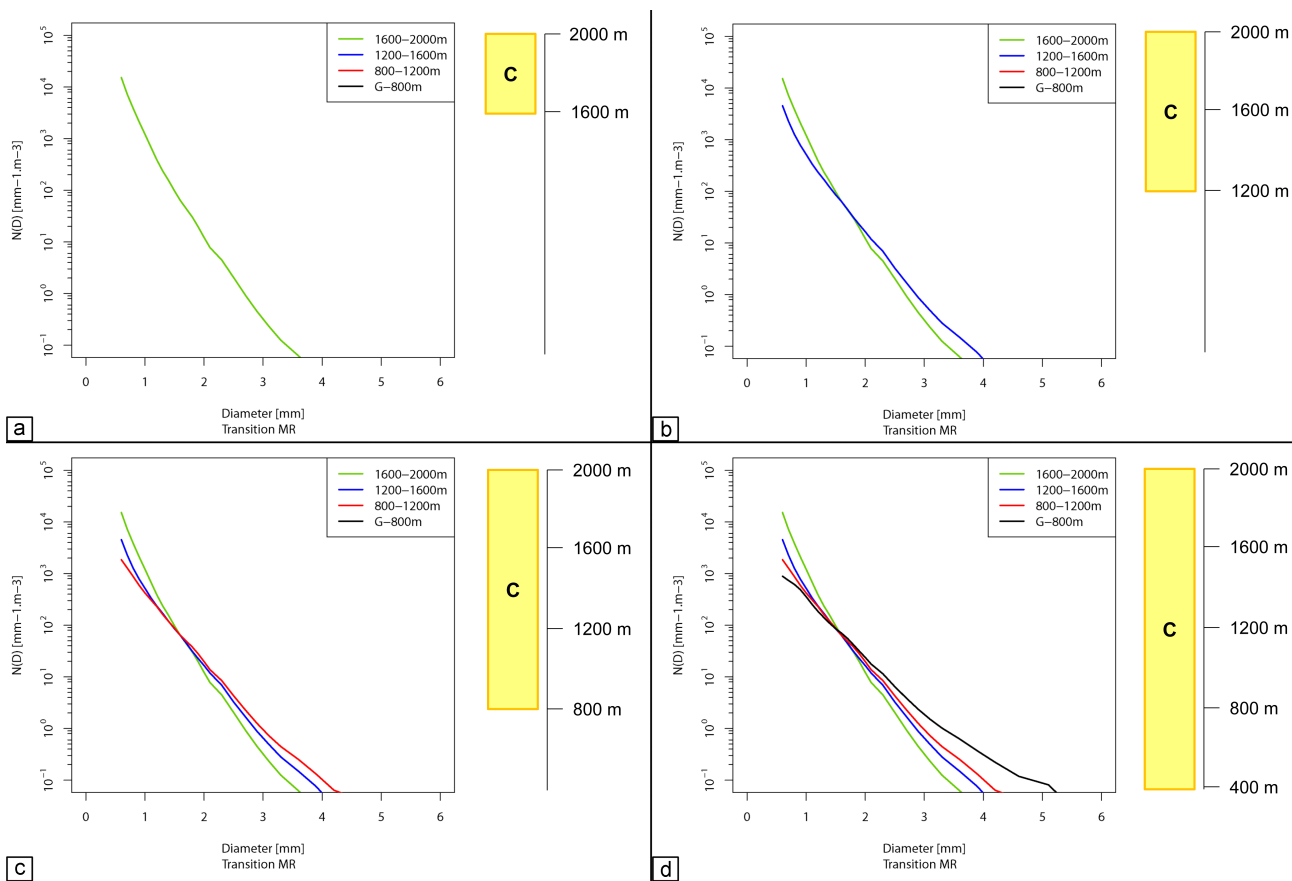


FIGURE B.1 – Evolution verticale de la DSD observée moyenne sur la zone de transition pour les pluies modérées et attribution des processus dominants entre 2000 et 1600m d'altitude (a), 1600 et 1200m (b), 1200 et 800m (c) et entre 800 et 400m d'altitude (d)

Annexe C

Profil vertical de DSD - IOP7a

Dans cette annexe, nous présentons les profils verticaux de la DSD pour l'IOP7a, pour le régime de pluie modérée (Fig.C.1) et pour le régime de pluie forte (Fig.C.2). Ces figures ont été utilisées pour l'identification des processus microphysiques, dynamiques et thermodynamiques en lien avec la structure verticale de la DSD et synthétisés dans la Fig.3.11.

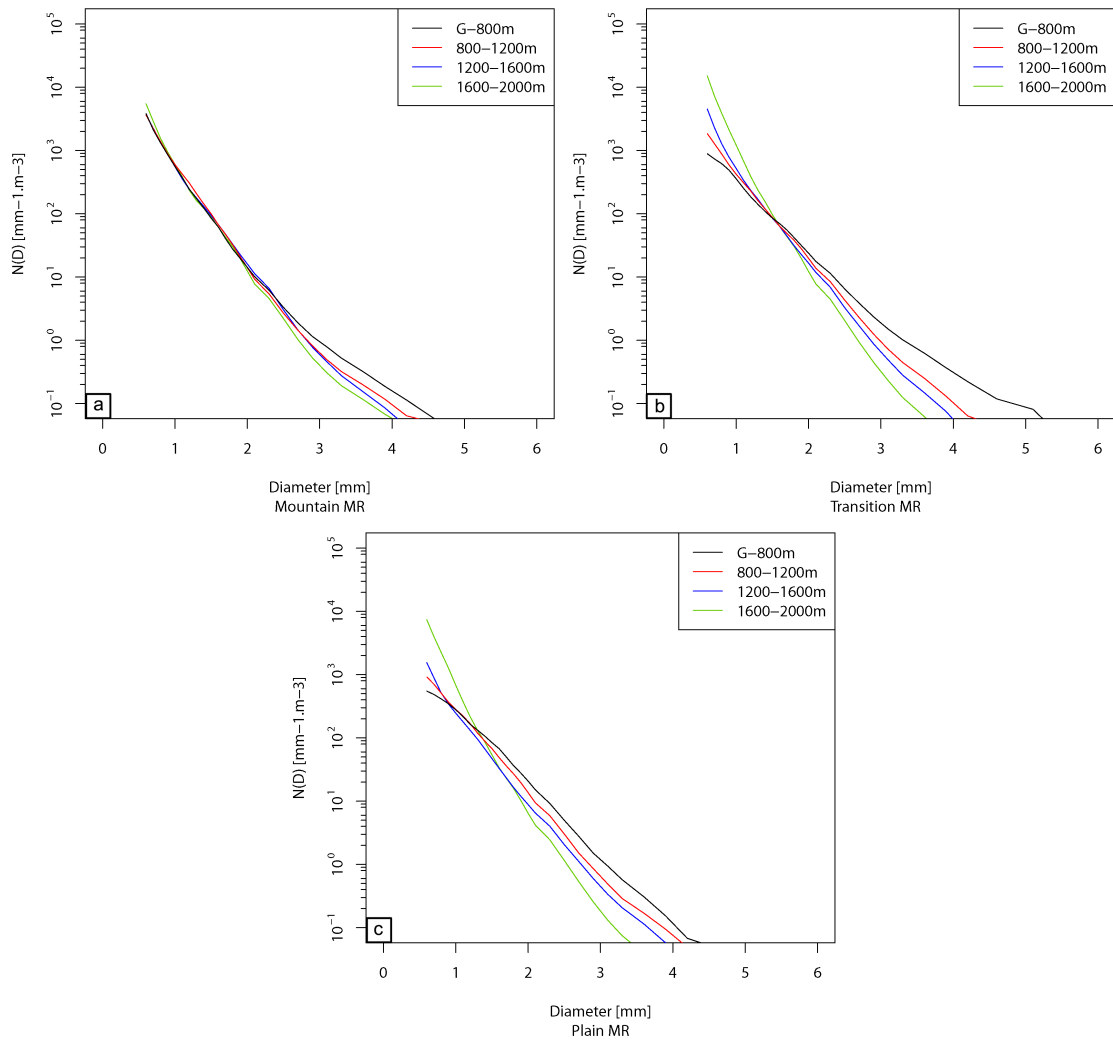


FIGURE C.1 – Evolution verticale de la DSD observée moyenne obtenue à partir du transect de MRR à différentes altitudes pour les pluies modérées sur la montagne (a), la transition (b) et la plaine (c).

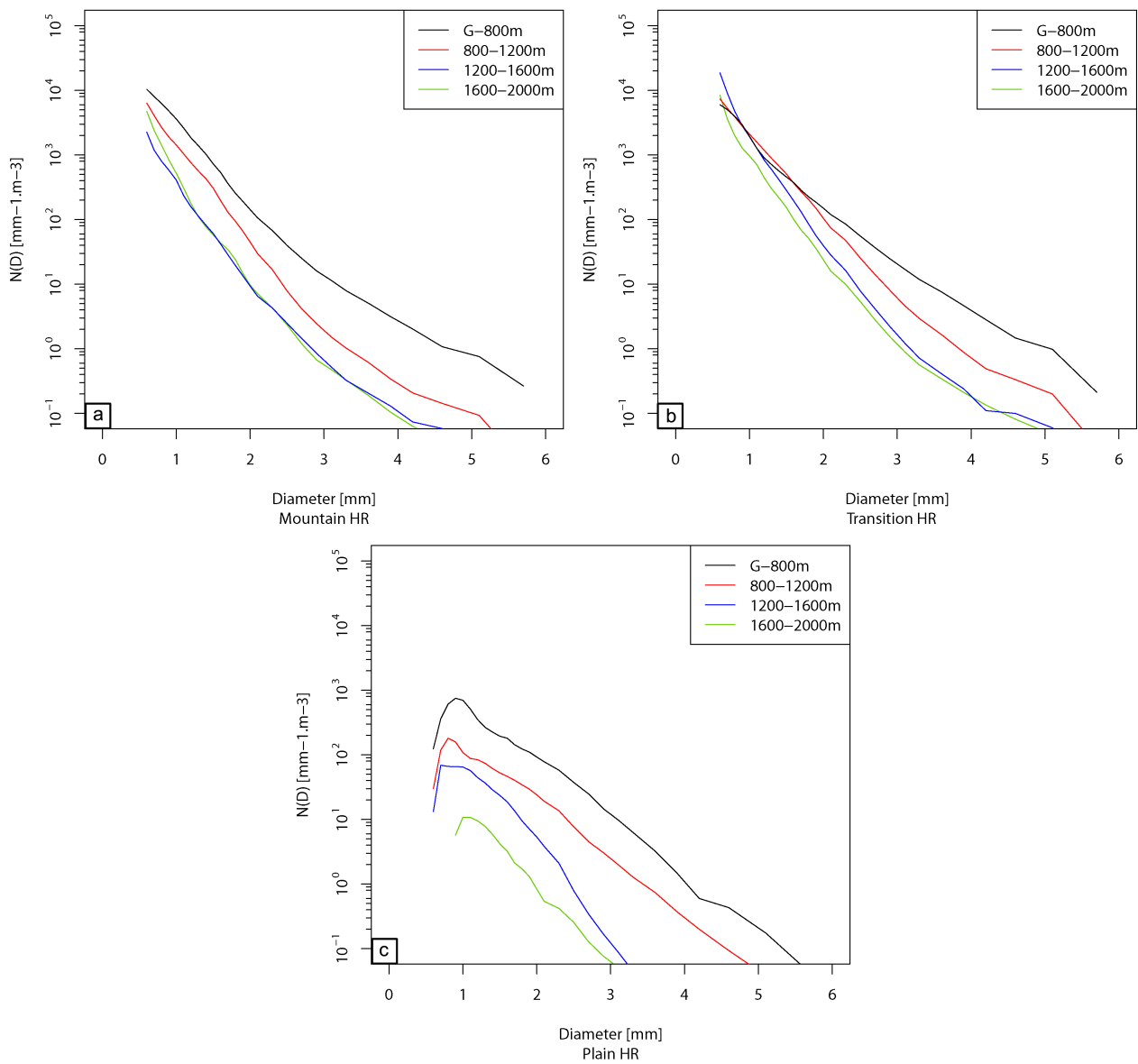


FIGURE C.2 – Evolution verticale de la DSD observée moyenne obtenue à partir du transect de MRR à différentes altitudes pour les pluies fortes sur la montagne (a), la transition (b) et la plaine (c).



Annexe D

Profil vertical de DSD - SOP1-1

Dans cette annexe, nous présentons les profils verticaux de la DSD pour l'ensemble de la SOP1-1, pour le régime de pluie modérée (Fig.D.1) et pour le régime de pluie forte (Fig.D.2). Ces figures ont été utilisées pour l'identification des processus microphysiques, dynamiques et thermodynamiques en lien avec la structure verticale de la DSD synthétisé dans la Fig.3.17.

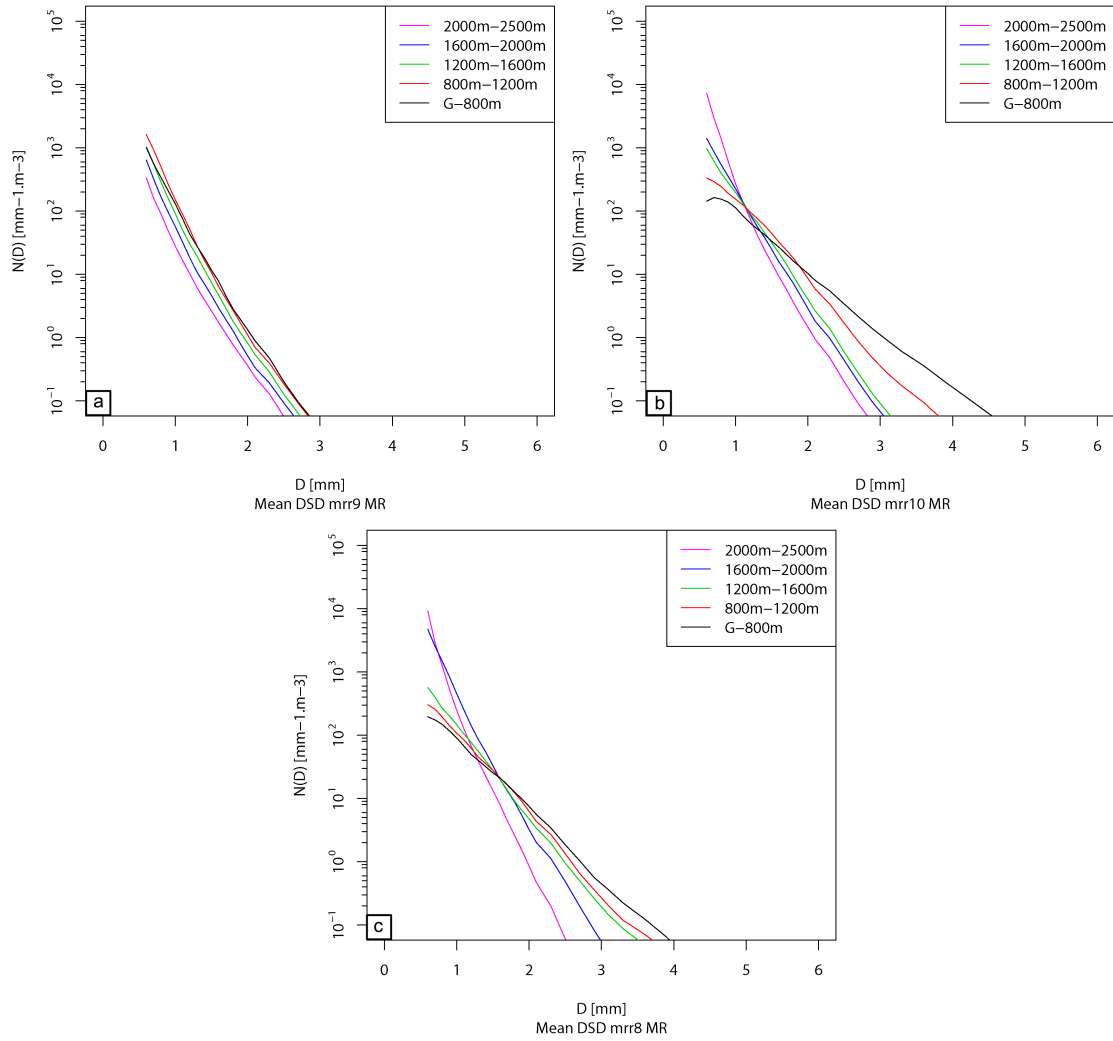


FIGURE D.1 – Evolution verticale de la DSD observée moyenne obtenue à partir du transect de MRR à différentes altitudes pour les pluies modérées sur la montagne (mrr9) (a), la transition (mrr10) (b) et la plaine (mrr8) (c).

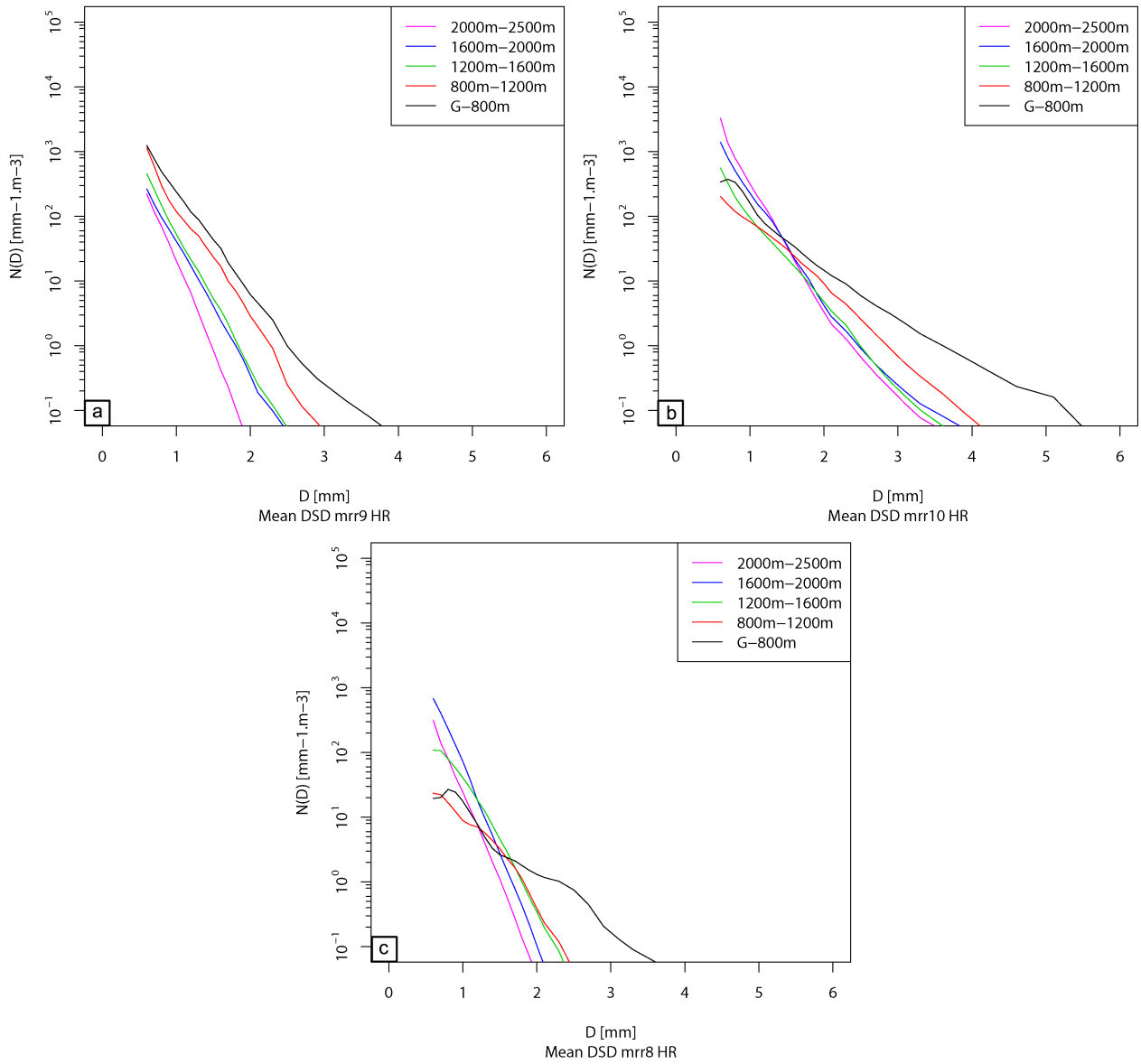


FIGURE D.2 – Evolution verticale de la DSD observée moyenne obtenue à partir du transect de MRR à différentes altitudes pour les pluies fortes sur la montagne (mrr9) (a), la transition (mrr10) (b) et la plaine (mrr8) (c).



Annexe E

Profil vertical de DSD - WRF

Dans cette annexe, nous présentons les profils verticaux de la DSD pour les spectres calculés à partir des variables simulées, pour le régime de pluie faible (Fig.E.1) et pour le régime de pluie forte (Fig.E.2). Ces figures ont été utilisées pour l'identification des processus microphysiques, dynamiques et thermodynamiques en lien avec la structure verticale de la DSD synthétisés sur la Fig.4.20.

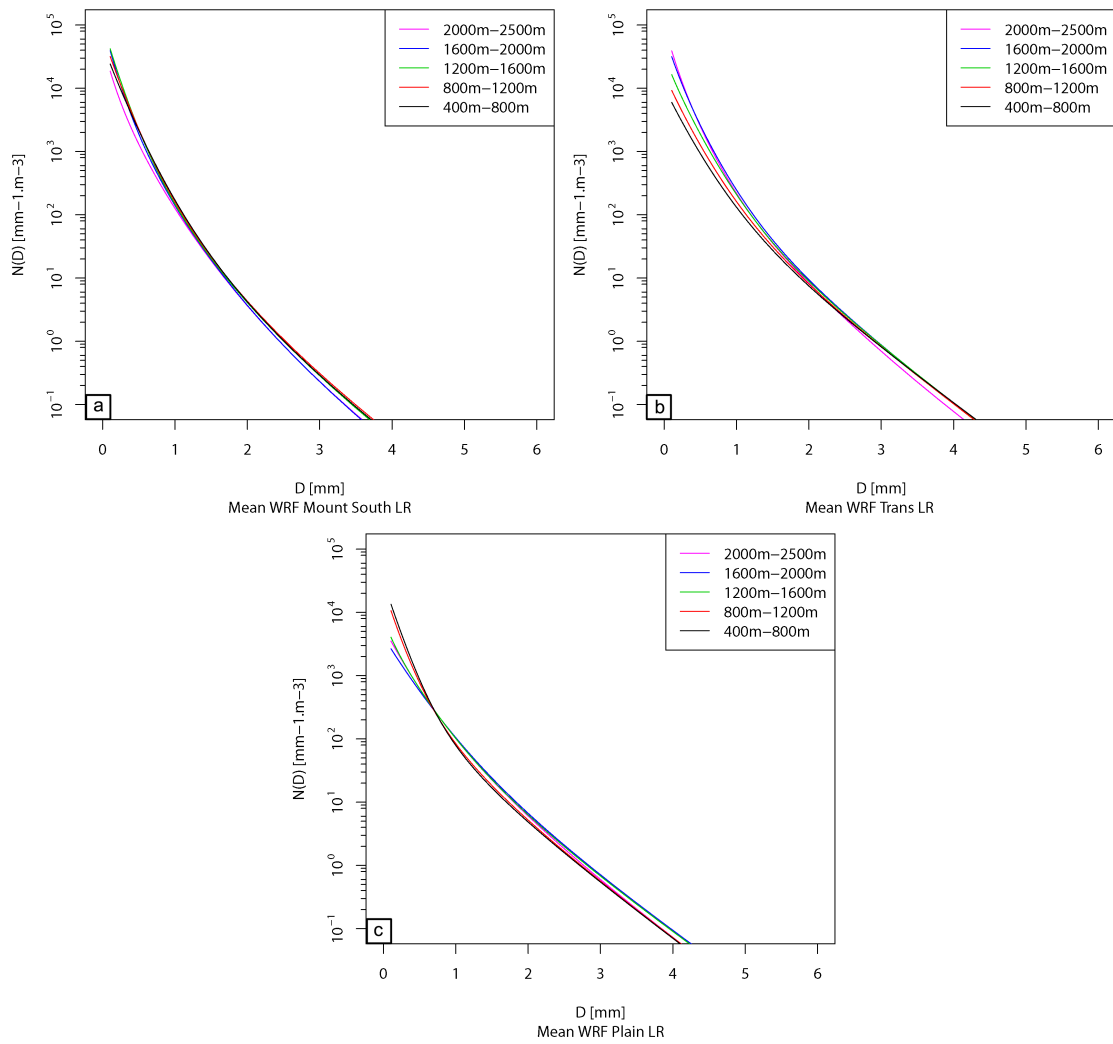


FIGURE E.1 – Evolution verticale de la DSD calculée à partir des variables simulées à différentes altitudes pour les pluies faibles sur la montagne (a), la transition (b) et la plaine (c).

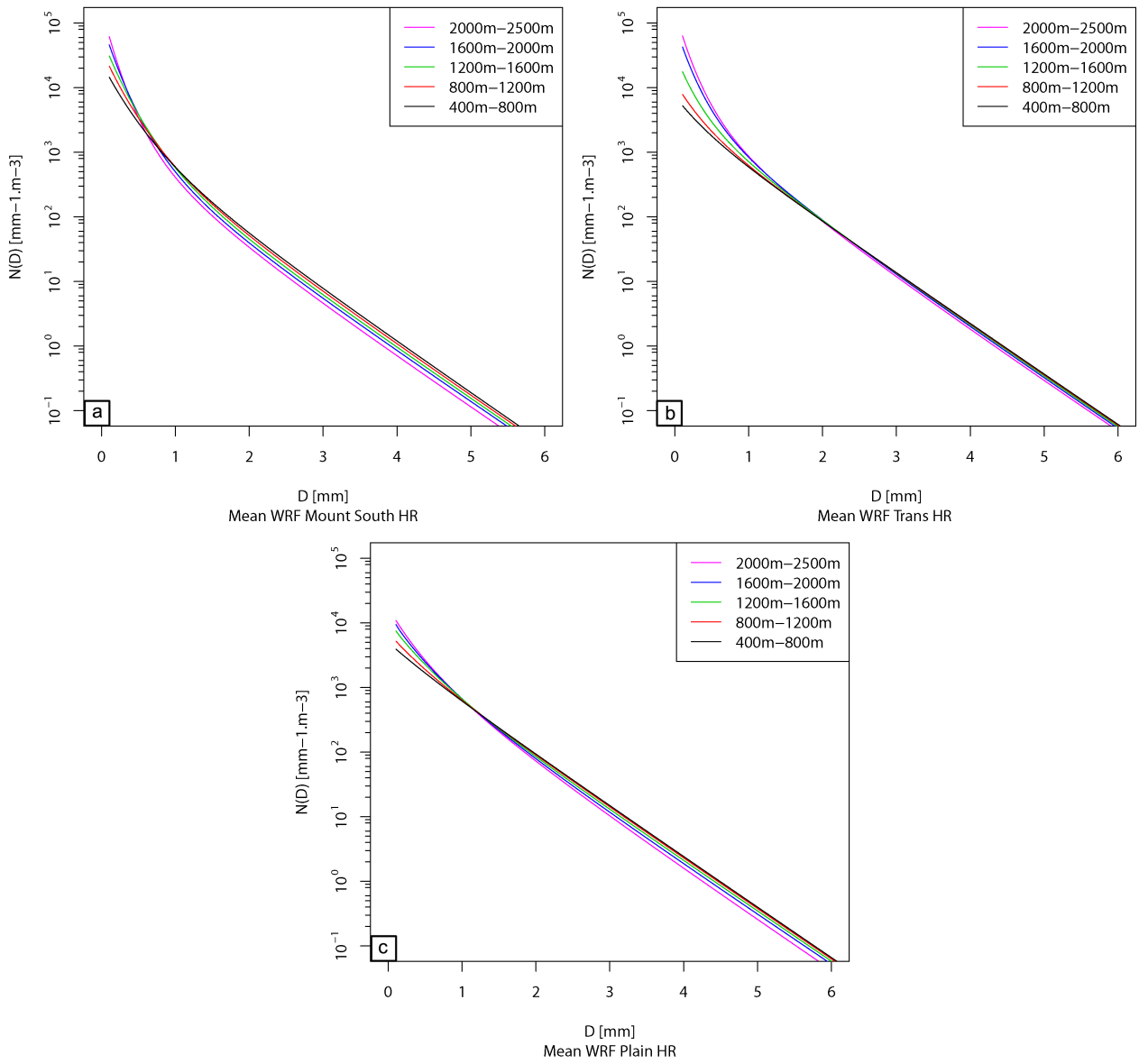


FIGURE E.2 – Evolution verticale de la DSD calculée à partir des variables simulées à différentes altitudes pour les pluies fortes sur la montagne (a), la transition (b) et la plaine (c).



Annexe F

Observations cas 2013

Dans cette annexe, nous présentons les profils verticaux de la DSD pour le cas d'octobre 2013, pour le régime de pluie faible (Fig.F.1) et pour le régime de pluie modérée (Fig.F.2). Ces figures permettent de mettre en regard l'évolution verticale de la DSD observée sur ce cas d'étude avec celle de la DSD calculée à partir des variables simulées (Fig.4.19 et Fig.E.1).

Pour les pluies faibles, la variabilité verticale de la DSD observée est beaucoup plus importante en comparaison avec la variabilité verticale de la DSD calculée. Sur le relief (Fig.F.1.a), l'évolution du nombre de petites gouttes reste faible et dans le même temps, la taille des grosses gouttes augmente. Sur la zone de transition (Fig.F.1.b), la concentration des petites gouttes diminue et dans le même temps, la taille des gouttes plus grosses augmente. En plaine (Fig.F.1.c), l'évolution verticale présente une diminution de du nombre de petites gouttes jusqu'à 800 m associée à légère augmentation de la taille des gouttes plus importantes. Entte 800 et 400 m d'altitude, la concentration des petites gouttes ainsi que les tailles des gouttes plus grosses augmentent. Ces observations permettent de vérifier les hypothèses sur les processus dominants obtenus à partir de la DSD calculée. En effet, bien que la variabilité verticale des spectres obtenus à partir des variables simulées ne soit que très peu marquée, les processus dominants associés à cette évolution verticale se retrouvent à partir de l'évolution verticale de la DSD observée.

Pour les pluies modérées, sur le relief (Fig.F.1.a), on observe le long du profil vertical une augmentation de la concentration des gouttes ainsi que de leur taille. Sur la zone de transition (Fig.F.1.b), pour les petites gouttes, la concentration des gouttes diminue et dans le même, la taille des grosses gouttes augmente. En plaine (Fig.F.1.c), l'évolution verticale de la DSD

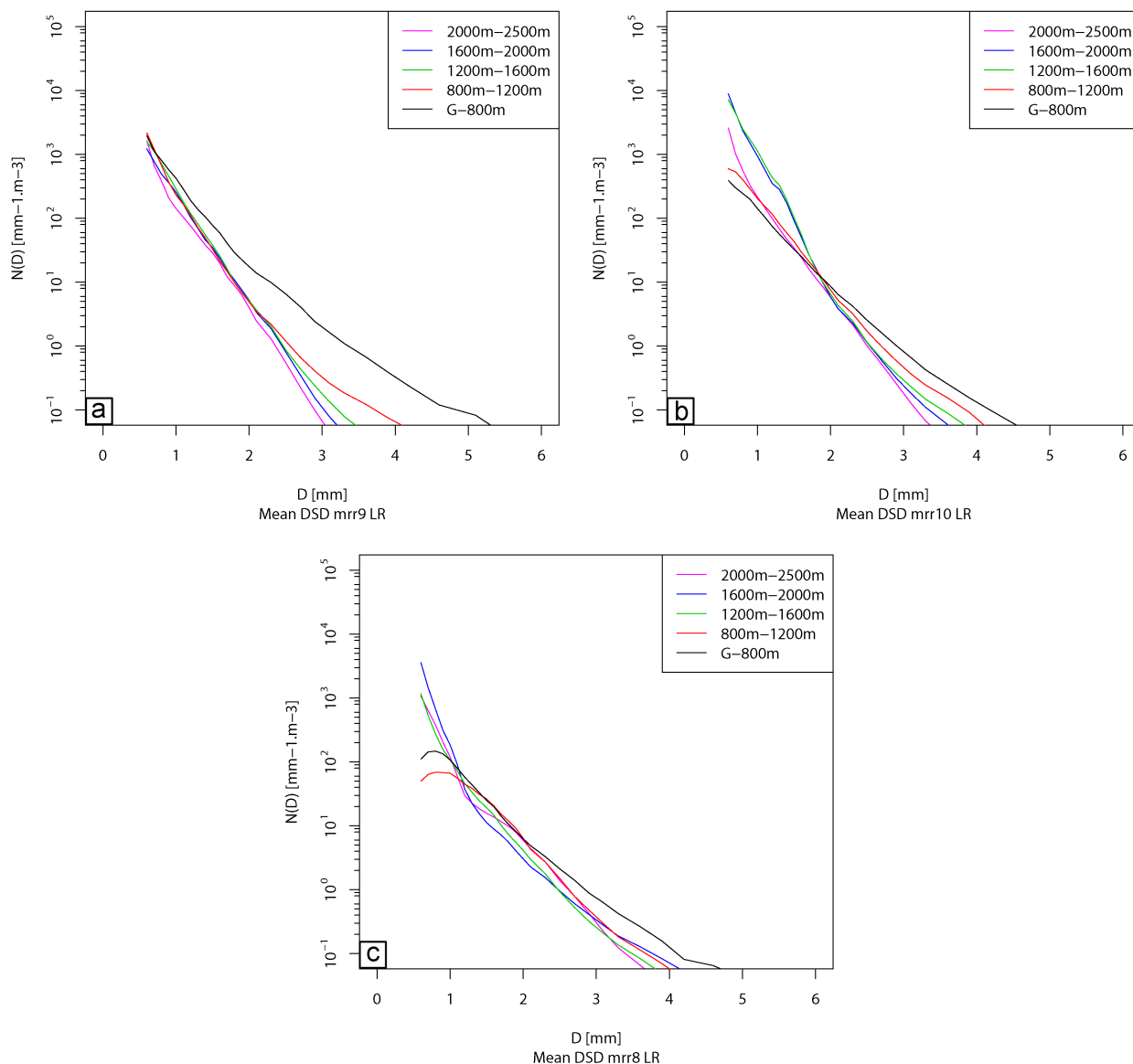


FIGURE F.1 – Evolution verticale de la DSD observée à différentes altitudes pour les pluies faibles sur la montagne (a), la transition (b) et la plaine (c).

est caractérisée par une forte diminution de la concentration des gouttes intermédiaires ($1 < D < 3$ mm) en se rapprochant du sol. Encore une fois, la variabilité verticale des observations est beaucoup plus importante que celle obtenus à partir des spectres calculés. Toutefois, les évolutions verticales de la DSD entraînent des hypothèses similaires quant à l'attribution des processus dominants.

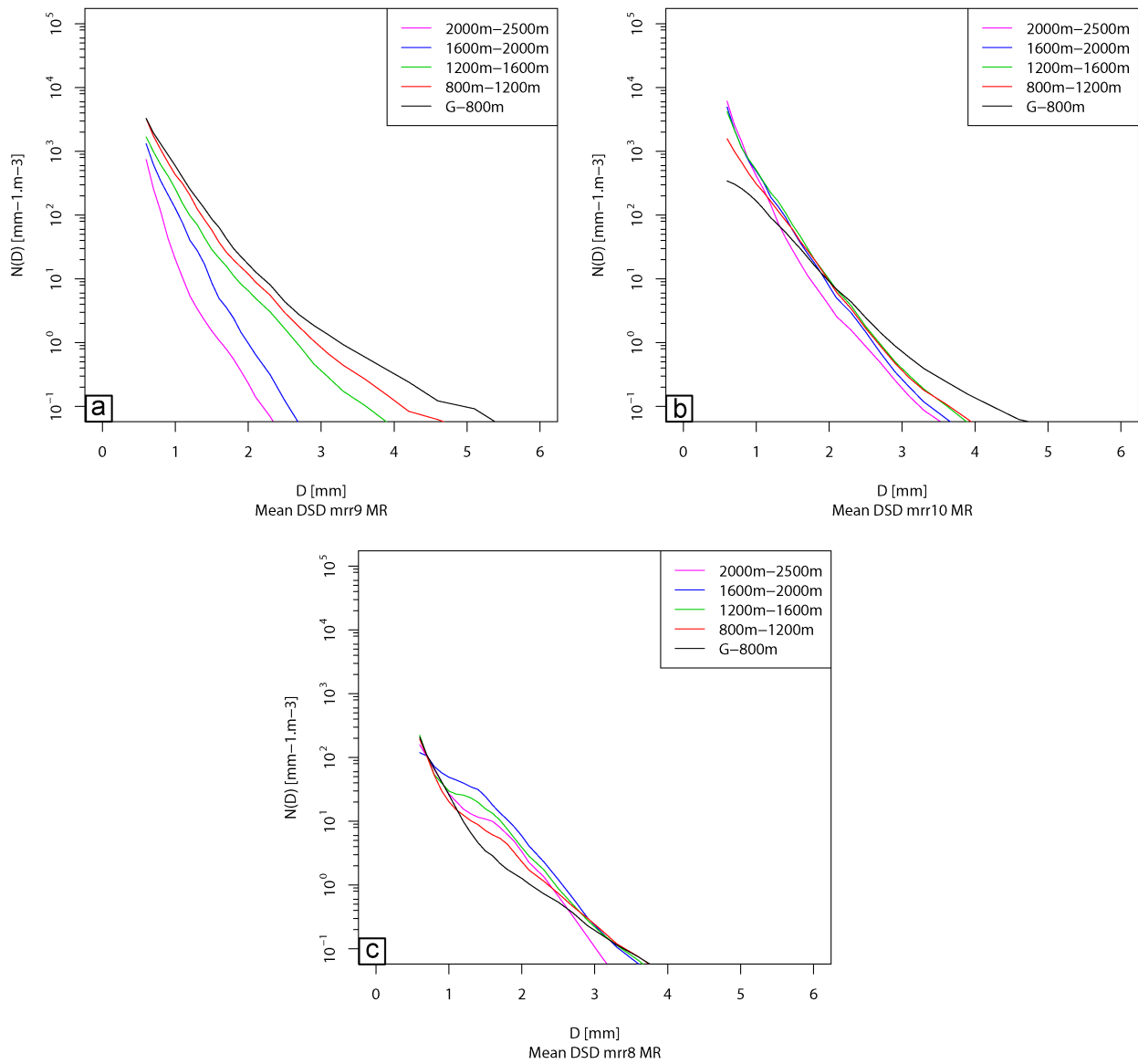


FIGURE F.2 – Evolution verticale de la DSD observée à différentes altitudes pour les pluies modérées sur la montagne (a), la transition (b) et la plaine (c).