

Transfert radiatif et radar pour l'atmosphère météorologique

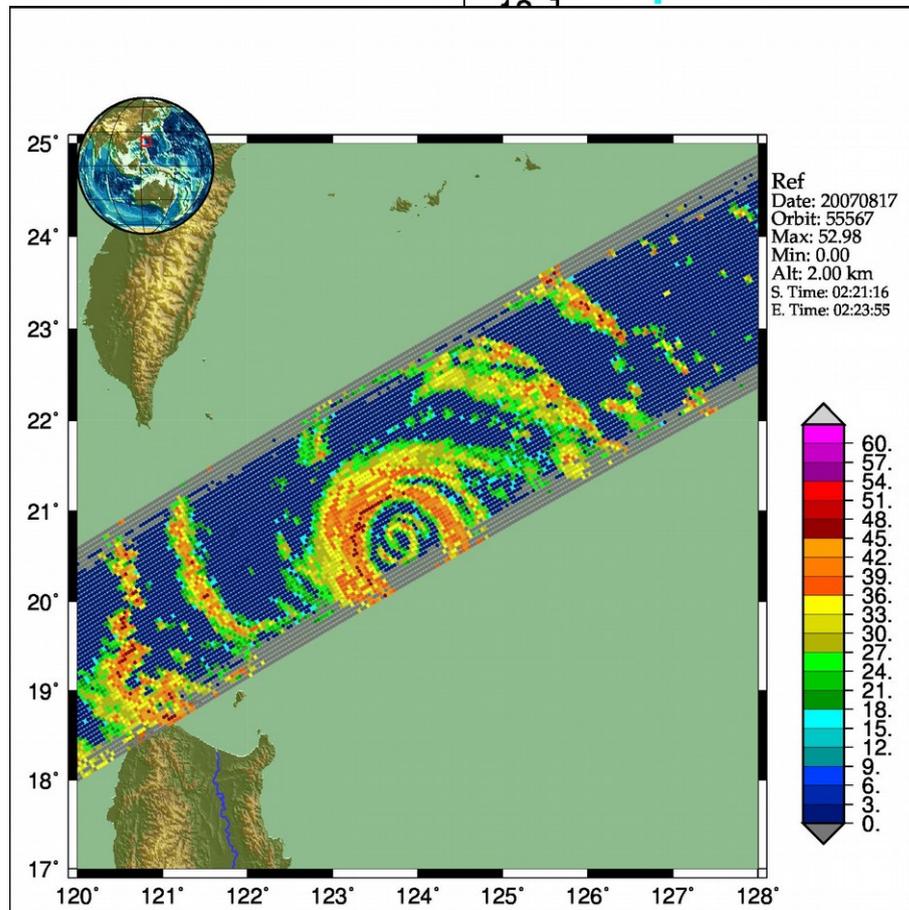
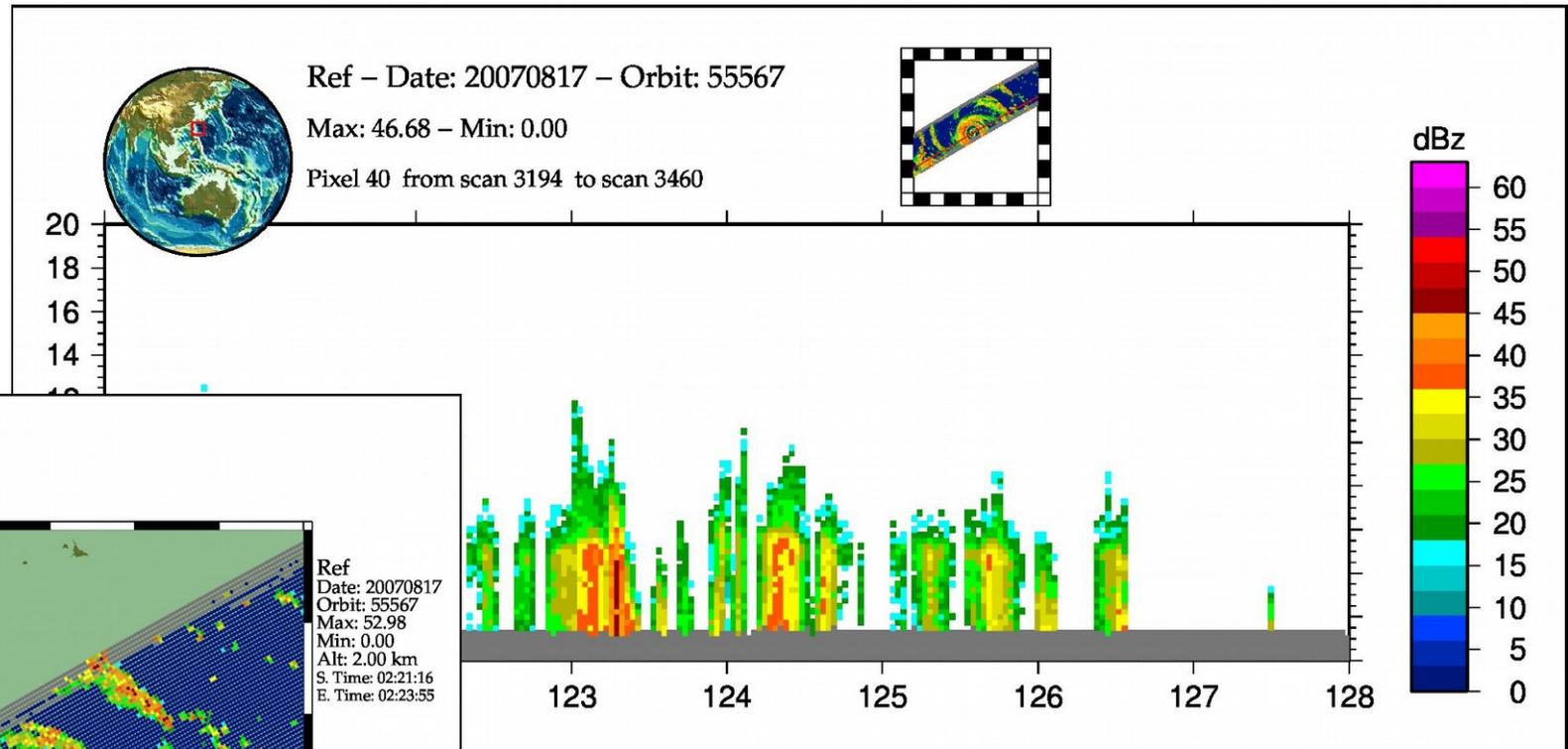
Nicolas Viltard
et contributeurs
LATMOS-IPSL
CNRS-UVSQ-UPMC

En guise d'introduction

Les radaristes ont tendance à penser qu'ils ne font pas de transfert radiatif !!

Pourtant, les radars fonctionnent en utilisant l'énergie rétro-diffusée par les constituants atmosphériques exactement comme les radiomètres passifs... les problèmes sont donc très similaires.

Typhon Sepat vu par le TRMM-Precipitation Radar



- Bande Ku (13.8 GHz)
- Réflectivité Z, en dBZ, proportionnelle à la puissance reçue
- Z=>R [mm.hr⁻¹] ou W [g.m⁻³]

Contexte général

Les applications

Bande	Fréquence	Longueur d'onde	Application
HF-VHF-UHF	3 MHz-1 GHz	100m-30 cm	Air-clair, profil vent
S	2-4 GHz	~10 cm	Météo
C	4-8 GHz	~5 cm	Météo
X	8-12 GHz	~3 cm	Météo/Hydro
Ku	12-18 GHz	~2 cm	Spatial
Ka	27-40 GHz	~1 cm	Météo/Spatial
W	95 GHz	~0.3 mm	Nuages/Spatial

En fonction des longueurs d'ondes => contraintes instrumentales différentes...

Contrainte liée à λ : faisceaux concordants S-PolKa du NCAR

Radar bande S



Radar bande Ka

Contexte général

Les régimes de diffusion

Bande	Fréquence	Longueur d'onde	Régime
S	2-4 GHz	~10 cm	Rayleigh
C	4-8 GHz	~5 cm	Rayleigh
X	8-12 GHz	~3 cm	Rayleigh/« Mie »
Ku	12-18 GHz	~2 cm	« Mie »/Rayleigh
Ka	27-40 GHz	~1 cm	« Mie » /Rayleigh
W	95 GHz	~0.3 mm	« Mie »

En fonction des cibles et des longueurs d'ondes =>
régimes différents...

Principe de mesure et lien avec le TR I

Équation générale du radar:

$$P_r = \frac{P_e G_e}{4\pi R^2} \frac{\sigma}{4\pi R^2} \frac{\lambda^2 G_r}{4\pi}$$

Si le radar est monostatique $G_e = G_r = G$:

$$P_r = \frac{P_e G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4}$$

P_x : puissance émise/rçue, G_x gain émission/réception, R distance,
 σ section efficace de rétrodiffusion de la cible

Principe de mesure et lien avec le TR II

σ en régime de Rayleigh ($D/\lambda \ll 1$)

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

$|K|^2$ constante diélectrique (eau 0.92, glace 0.18)

D diamètre physique de la cible

Pour des cibles dans un volume V suivant une distribution dimensionnelle de taille $N(D)$:

$$\eta = \sum_i \sigma_i / V = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \int_V N(D) D^6 dD = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 Z$$

η réflectivité [cm^{-1}], Z facteur de réflectivité [$\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$] ou [dBZ]

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D)$$

Principe de mesure et lien avec le TR III

- Le volume radar à la distance R est : $V = \left[\frac{c\tau}{2} \right] \left[\frac{\pi R^2 \theta^2}{4} \right]$
- En combinant les équations précédentes et en supposant un diagramme d'antenne Gaussien :

$$P_r = \underbrace{\left[\frac{P_e \tau G^2 \theta^2 c \pi^3}{512 (2 \ln 2) \lambda^2} \right]}_{C_{Radar}} \left[\frac{|K|^2}{R^2} \right] Z$$

- L'atténuation peut impacter sur la réflectivité mesurée :

$$P_r = \frac{C_{radar}}{R^2} Z_e A = \frac{C_{radar}}{R^2} Z_m$$

$$A(R) = e^{-q} \int_0^R k(s) ds$$

Conversion de la mesure à la grandeur géophysique

- La connaissance de Z permet en principe de restituer R [mm.hr^{-1}] ou W [g.m^{-3}]:
 - Relation Z-R ou Z-W : $R=aZ^b$ ou $W=\alpha Z^\beta$
- Mais a et b (ou α et β) sont très variables dans la nature !!! (région, régime, altitude, type de particules...)
- Comme les relations entre Z et W ou R sont fondées sur les moments 6, 3 et ~ 2 de $N(D)$:
 - La sensibilité est forte
 - Les gros hydrométéores jouent un rôle majeur

Normalisation des PSD/DSD

La grande variabilité « apparente » des PSD/DSD impacte fortement les relations Z-R et ou Z-W.

Des approches par normalisation ont été proposées :

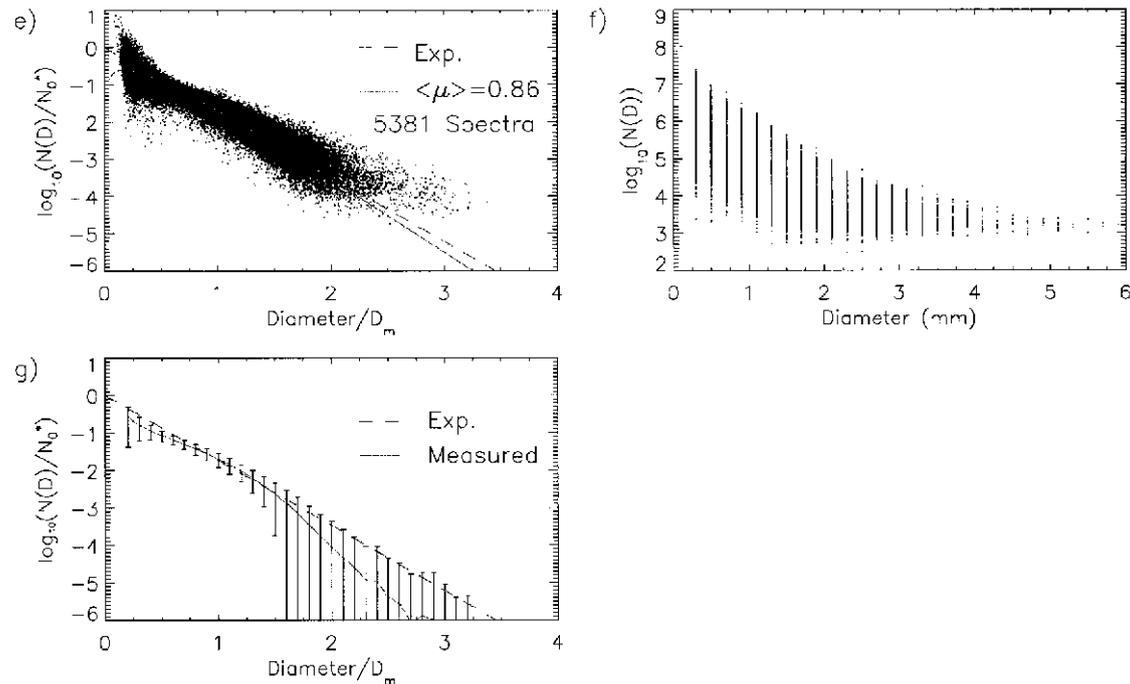


FIG. 3. Statistics for rain spectra classified as stratiform by the simple scheme. Histograms of (a) $\log(N_0^*)$, (b) D_m (mm), (c) R (mm h^{-1}), and (d) parameter μ of the best-fitting gamma distribution. (e) Overlay of all normalized spectra. (f) Overlay of all spectra without normalization. (g) Average and standard deviation of normalized spectra. In (e) and (g), the normalized shape for exponential DSD (dashed line) [and for gamma DSD (dotted line) in (e)] is shown for reference.

Testud et al. 2001, Heymsfield et al. 2010, Delanoë et al. 2014

Simulation de Z pour RASTA en « Mie » selon différentes hypothèses de densité pour la glace

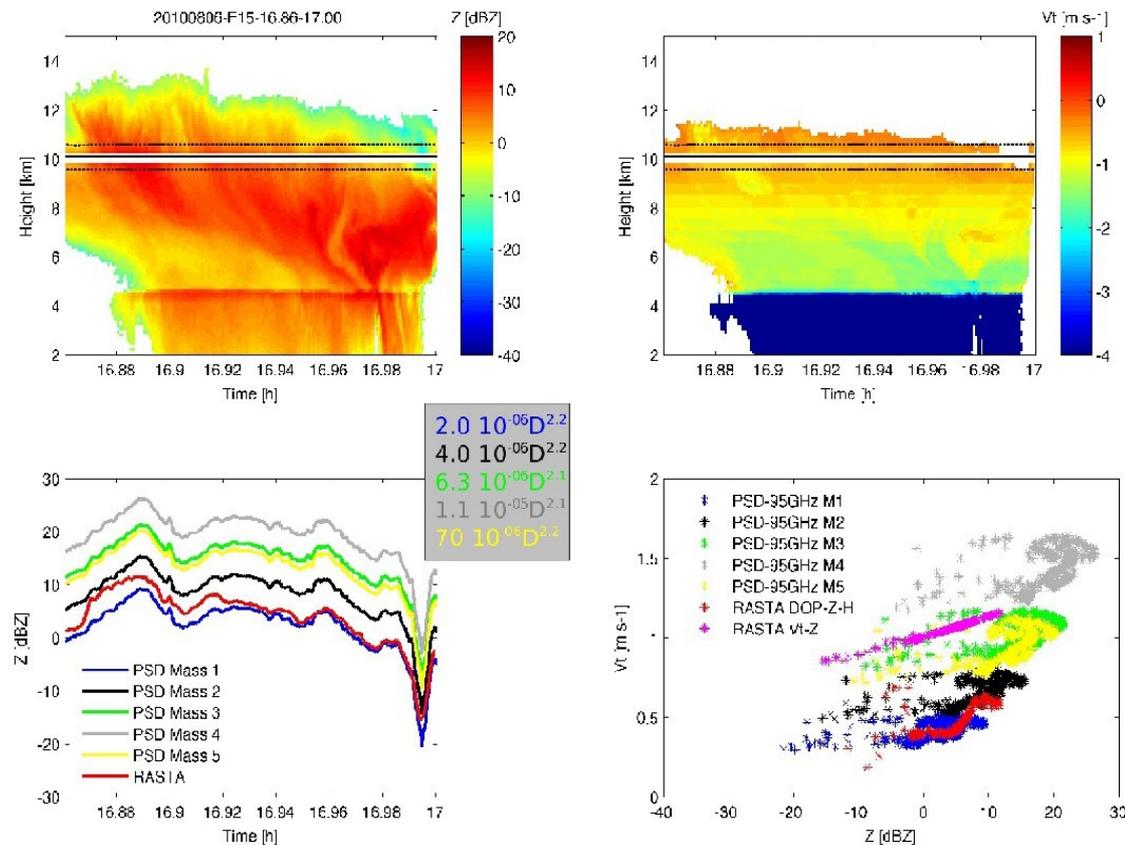
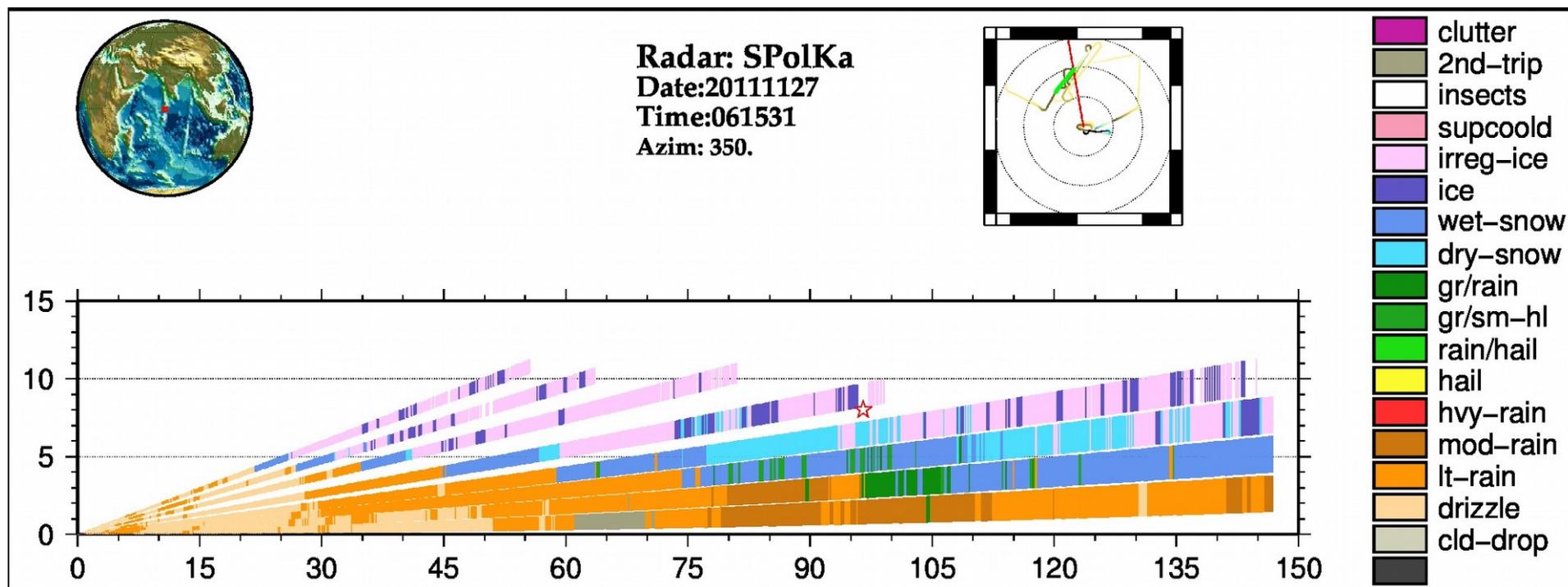


Figure 3: réflectivité RASTA calibrée (haut gauche) et vitesses de chute des hydrométéores après correction des mouvements de l'air (haut droite). Comparaison entre réflectivité RASTA et simulation de réflectivité (Mie) à partir des différentes paramétrisations (gauche bas). Relation statistique vitesse de chute-réflectivité pour RASTA pour les différentes hypothèses microphysiques et pour deux méthodes différentes d'extraction de la vitesse de chute (bas droite).

Évolutions récentes

- Depuis la décennie 90, le développement des radars en bande X a poussé le développement de la double-polarisation
 - Accès à $Z_{DR}=Z_H/Z_V$, ρ_{HV} , L_{DR} , ϕ_{DP} qui donnent des informations sur le type et la forme des hydrométéores
 - Correction de l'atténuation, sensible à partir de 10 GHz (ex. : Testud *et al.* 1999, Le Bouar *et al.* 2005)
 - Correction maintenant appliquée à (quasi) tous les radars polarimétriques...
- Développement de polarimétrie, Rayleigh et Mie ne sont plus adaptés :
 - T-matrice (Mishchenko, 1996): sphéroïdes de révolution
 - Discrete Dipole Approximation (Draine and Flatau, 2000)
 - Familles de particules complexes à partir de la DDA (Liu, 2008) :

Classification des particules



Martini et al. 2015, Atmos. Res.

Exemple de classification de particules à partir du S-PolKa dans l'Océan Indien le 27 novembre 2011.

Fonctions d'appartenances (Vivekanandan *et al.* 1991, 1999) calculées par T-Matrice.

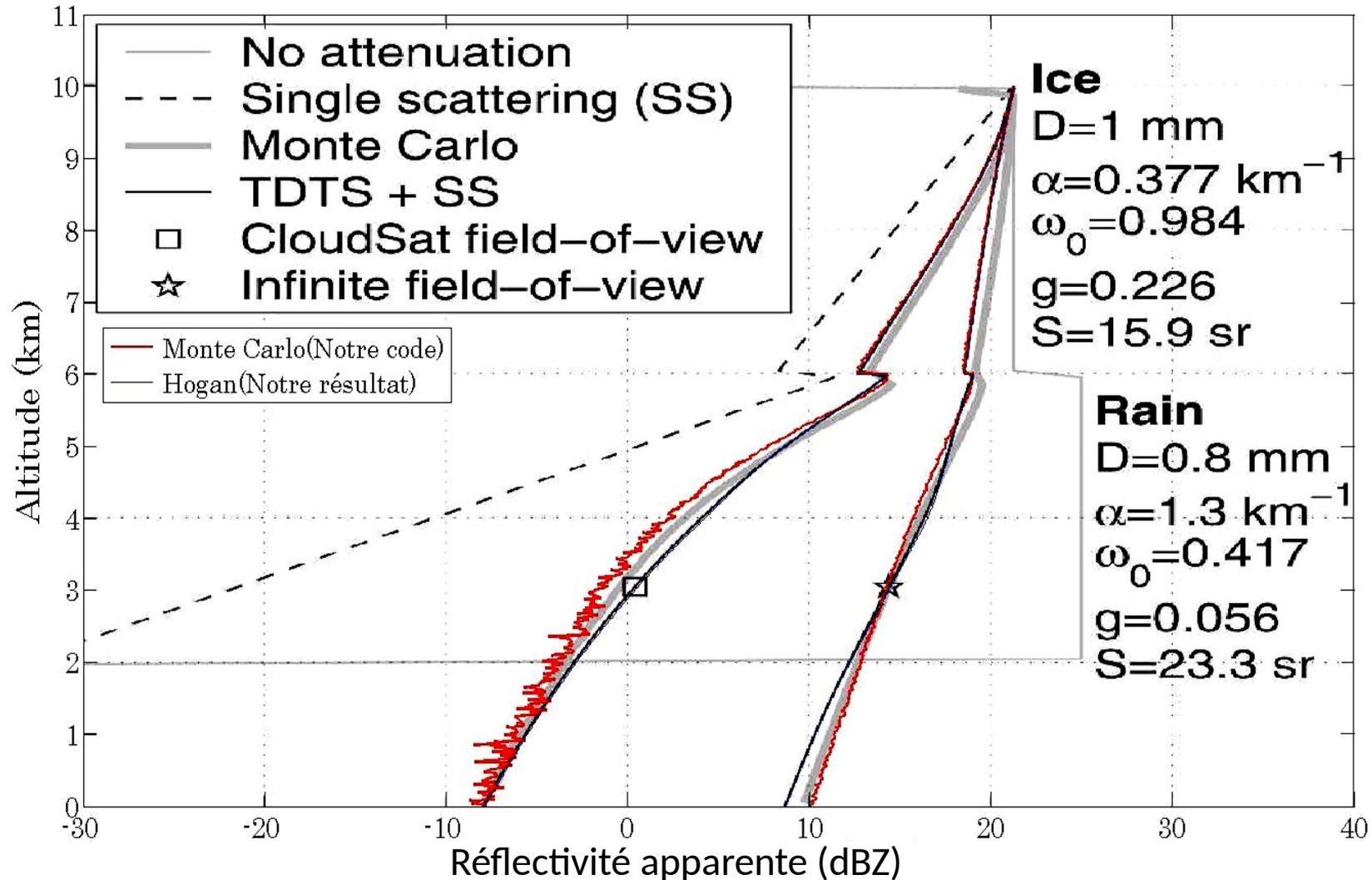
Problèmes spécifiques aux radars spatiaux

L'encombrement des antennes oblige à monter en fréquence (Ku, Ka et W) :

- L'atténuation devient critique \Rightarrow *Surface Reference Technique* (SRT) (Meneghini *et al.* 2000, 2004)
- L'ouverture de faisceau deviennent critique \Rightarrow hétérogénéité des volume
- Apparition de phénomènes de diffusions multiples (Hogan, 2008 et Hogan and Battaglia, 2008)
- La mesure Doppler est rendue difficile à cause du déplacement de la plateforme: 7 km.s^{-1} (Battaglia and Tanelli, 2011)

Exemple de simulation Monte-Carlo (Mie) prenant en compte la diffusion multiple

(Résultats préliminaires)

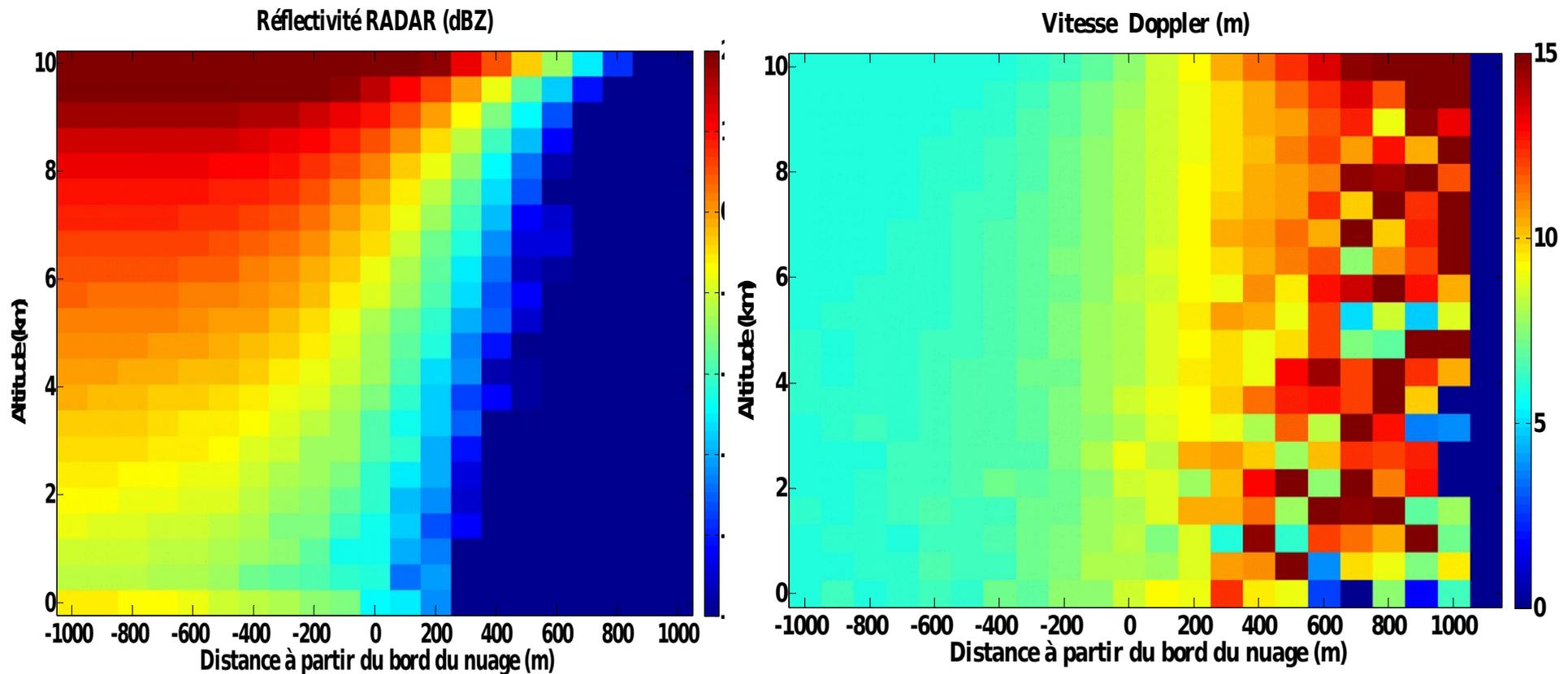


Exemple de l'effet des hétérogénéités sur le Doppler spatial

(Résultats préliminaires)

Nuage cubique (25 km × 25 km × 1 km) ; Sommet : 10 km

Épaisseur optique = 20 ; Fonction de phase (HG) : $g = 0,8$; Albédo de diffusion simple = 1,0



Szczap⁽¹⁾, Alkasem⁽¹⁾, Cornet⁽²⁾, Jourdan⁽¹⁾, et Shcherbakov⁽¹⁾ ((⁽¹⁾LaMP, (⁽²⁾LOA)

Projets spatiaux existants et prévus

- Tropical Rainfall Measuring Mission-Precipitation Radar 1997-2015
 - Ku, 17 dBZ, fauchée 220 km, inclinaison 40°, NASA-JAXA
- Global Precipitation Measurement-Dual frequency PR 2014-
 - Ku et Ka, 15 dBZ, fauchée 220 km et 120 km respectivement, inclinaison 65°, NASA-JAXA
- CloudSat-Cloud Profiling Radar 2006- (mais dégradé depuis 2011)
 - W, -30 dBZ, nadir, polaire, NASA
- EarthCare 2018...
 - W, Doppler, -35 dBZ, nadir, polaire, ESA-JAXA
- NIS, DYCECT, ACE... horizon 2025 : multifréquence, Doppler à balayage.

Conclusions

- Caractérisation des profils de précipitations et de nuages
- Indépendants aux conditions de surface mais affectés par la contamination aux incidences off-nadir
- Très sensibles aux hypothèses microphysiques \Rightarrow Normalisation ?
- Sensibles aux hétérogénéités du milieu \Rightarrow Monte-Carlo ?
- Sensibles à la diffusion multiple \Rightarrow Monte-Carlo ?
- Polarisation sensible à la forme des particules \Rightarrow DDA, T-Matrice ?

- Documenter les conditions microphysiques selon les régimes...
- Construire des LUT avec Liu ?
- Mieux coordonner la communauté...