

# Hauteurs de rugosité en Antarctique

**E. Vignon, C. Amory, H. Gallée, F. Naaim-Bouvet, C. Genthon, G. Picard, V. Favier,  
H. Barral, G. Casasanta, A. Trouvilliez, L. Piard, H. Bellot et S. Argentini**

# Introduction

Contrainte en surface :  $\tau = \rho u_*^2 = \rho C_d(z) U(z)^2$

$$C_d(z) = [\kappa / (\ln(z/z_0) - \psi_m)]^2$$

Flux sensible :  $H_s = -\rho c_p u_* t_* = -\rho C_h(z) U(z) [T(z) - T_s]$

$$C_h(z) = \kappa^2 / [(\ln(z/z_0) - \psi_m) (\ln(z/z_{0t}) - \psi_h)]$$

Flux latent :  $H_l = -\rho L_e u_* q_* = -\rho C_e(z) U(z) [q(z) - q_s]$

$$C_e(z) = \kappa^2 / [(\ln(z/z_0) - \psi_m) (\ln(z/z_{0q}) - \psi_q)]$$

Au dessus de l'Antarctique :

- IFS (ERA-I) :  $z_0 = 1.3 \text{ mm}$ ,  $z_{0t} = z_{0q} = 0.13 \text{ mm}$
- LMDZ :  $z_0 = z_{0t} = z_{0q} = 1 \text{ mm}$
- MAR : plus compliqué.....

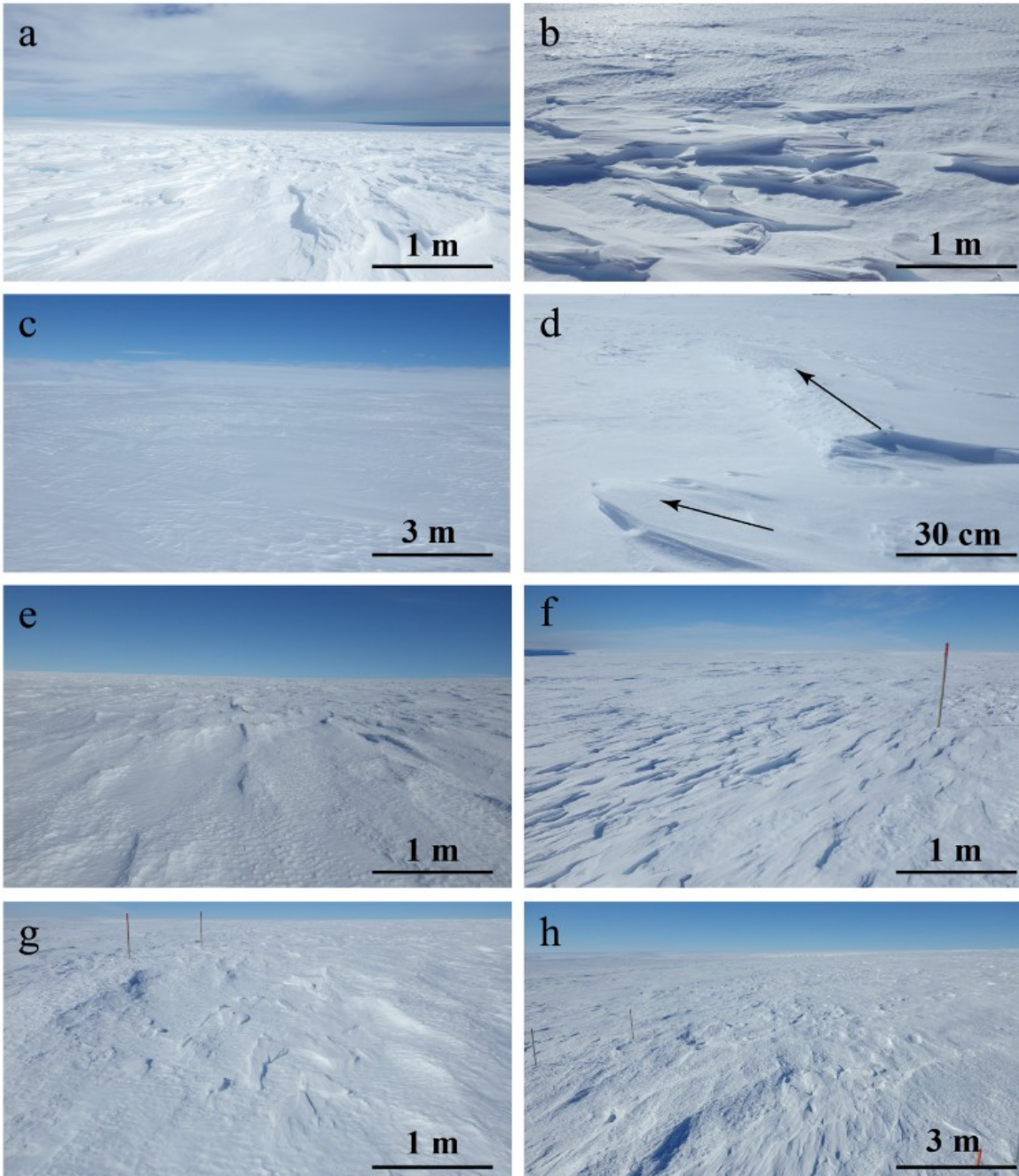
! hauteurs aérodynamiques, pas géométriques

# Motivations

- Échanges turbulent de chaleur, humidité et quantité de mouvement à la surface des calottes
- Neige soufflée et bilan de masse de surface

# Rugosité : des grains de neige aux sastrugi

*Amory et al, accepted*

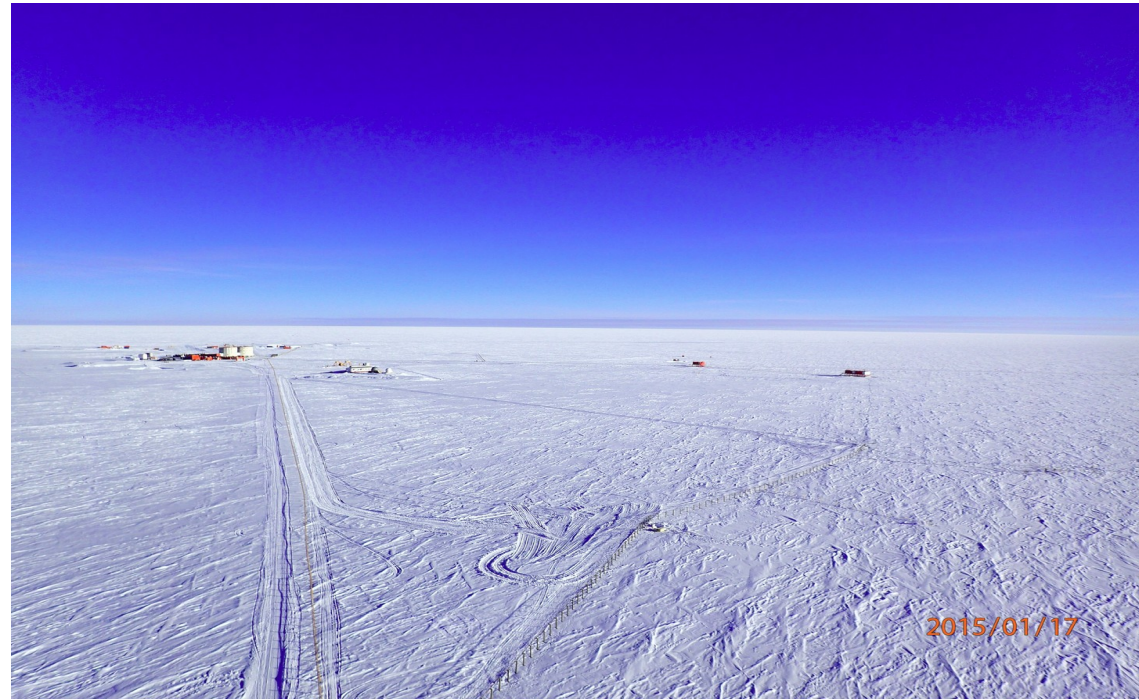


- Variations spatiales
- Variations temporelles
- Dynamique des sastrugi ?

# Stations d'observation



# Stations d'observation : Dome C



Eté :  $T_{2m} \sim -30^{\circ}\text{C}$ ,  $U_{10m} \sim 4 \text{ m.s}^{-1}$

Hiver  $T_{2m} \sim -65^{\circ}\text{C}$ ,  $U_{10m} \sim 6 \text{ m.s}^{-1}$

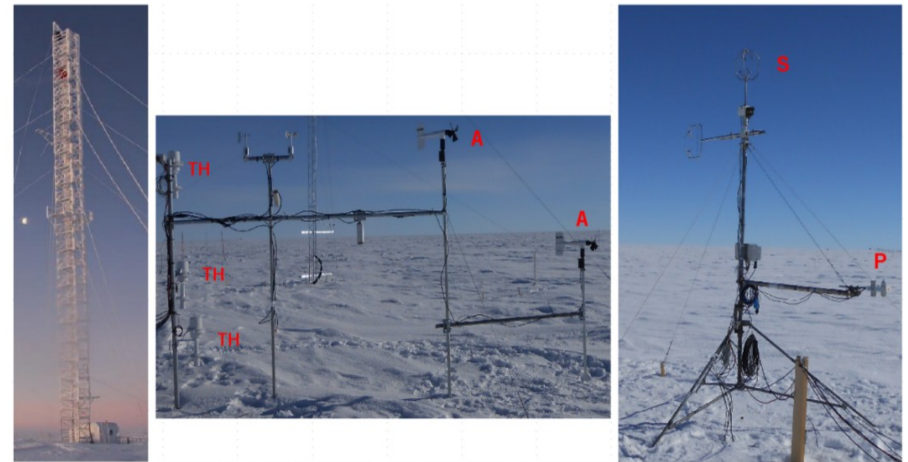


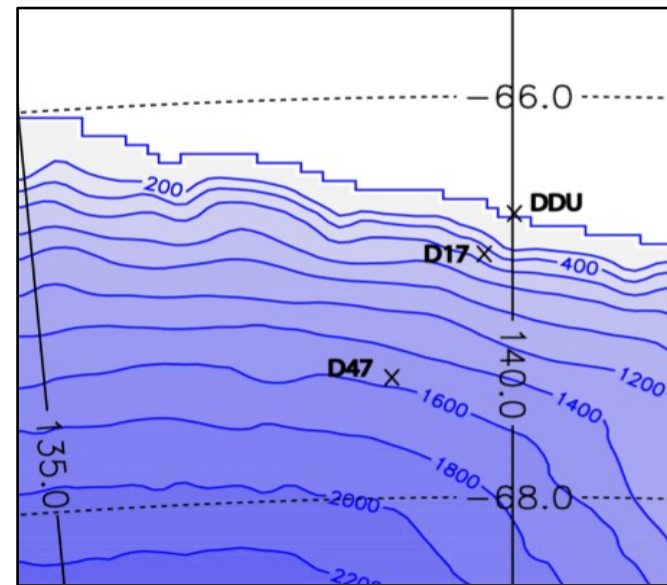
Fig. 1: Meteorological settings at Dome C. Left panel: 45 m tower. Middle panel: 2.5 m system. Right panel: 3.5 m mast. On the two latter, the instruments used in the study are indicated with red letters: A for aero-vanes, TH for the thermo-hygrometers, S for the sonic thermo-anemometer, P for the pyrgometer

# Stations d'observation : Terre Adélie

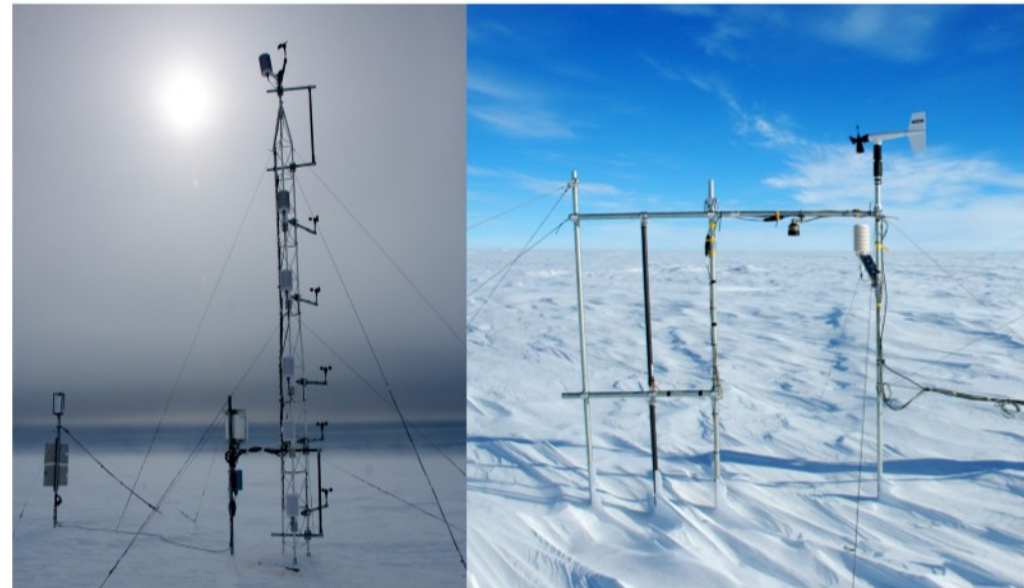


Eté :  $T_{2m} \sim -7^{\circ}\text{C}$ ,  $U_{10m} \sim 10 \text{ m.s}^{-1}$

Hiver  $T_{2m} \sim -20^{\circ}\text{C}$ ,  $U_{10m} \sim 15 \text{ m.s}^{-1}$



*Amory et al  
submitted*



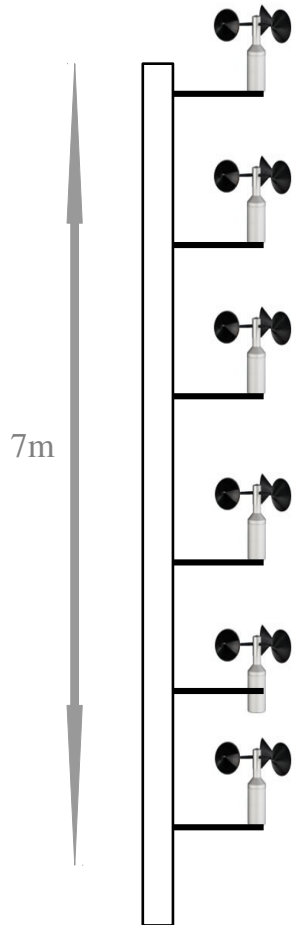
**Figure 2.** Left: the D17 7 m mast with one second-generation FlowCapt™ sensor. Right: the D47 automatic weather and snow station with two second-generation FlowCapt™ sensors.

$z_0$  pour la quantité de mouvement



# Méthodes de mesure du $z_0$

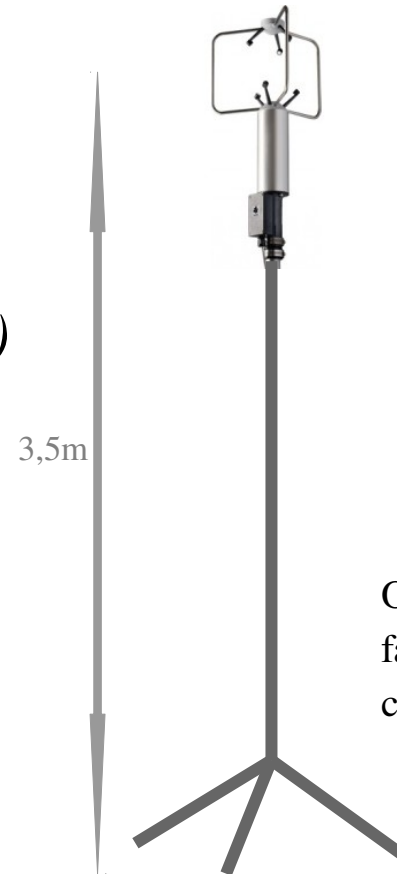
## Terre Adélie



En conditions neutres :  
Régression :

$$U(z) = u_* / (\kappa z) \ln(z/z_0)$$

## Dôme C

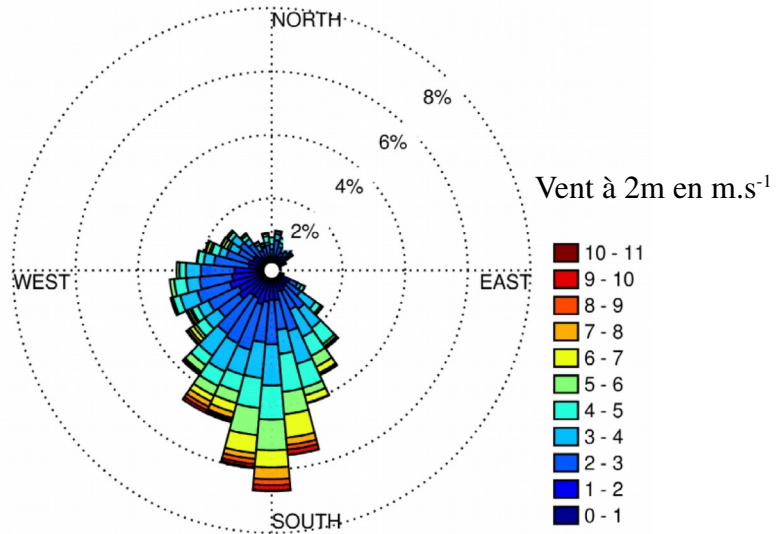
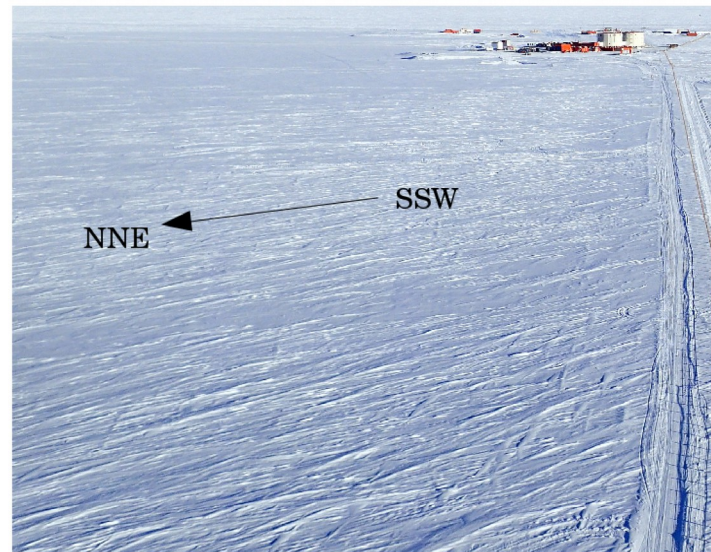


$$U(z) = u_* / (\kappa z) [\ln(z/z_0) - \psi_m]$$

On restreint le set de données aux cas  
faiblement stables → faible dépendance au  
choix de  $\psi_m$

# $z_0$ à Dome C

Vignon et al , in prep

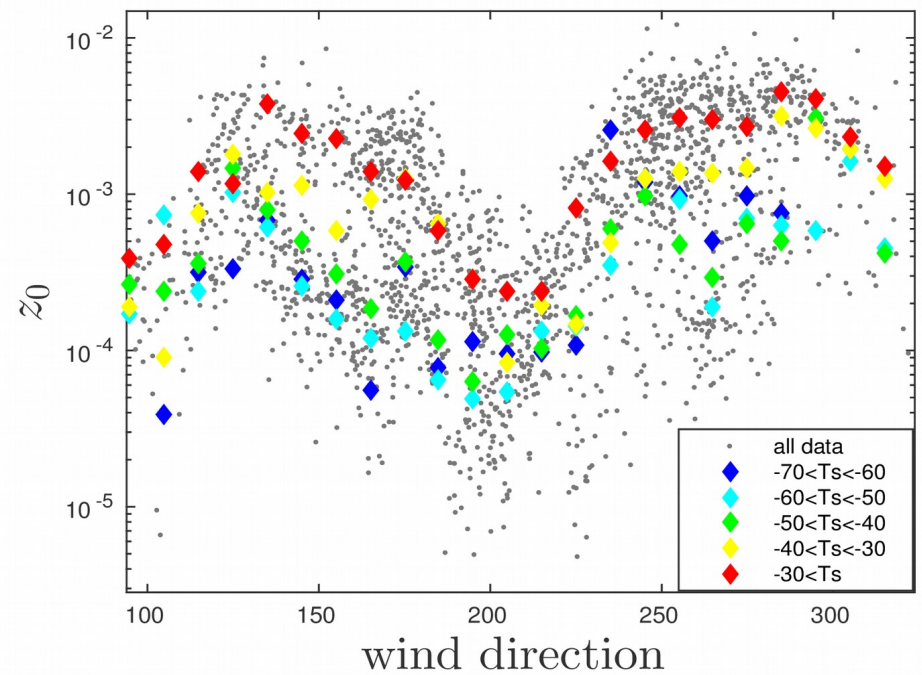


$$z_0 = f(\text{direction})$$

- En accord avec d'autres études sur le Plateau

$$z_0 = f(T_s)$$

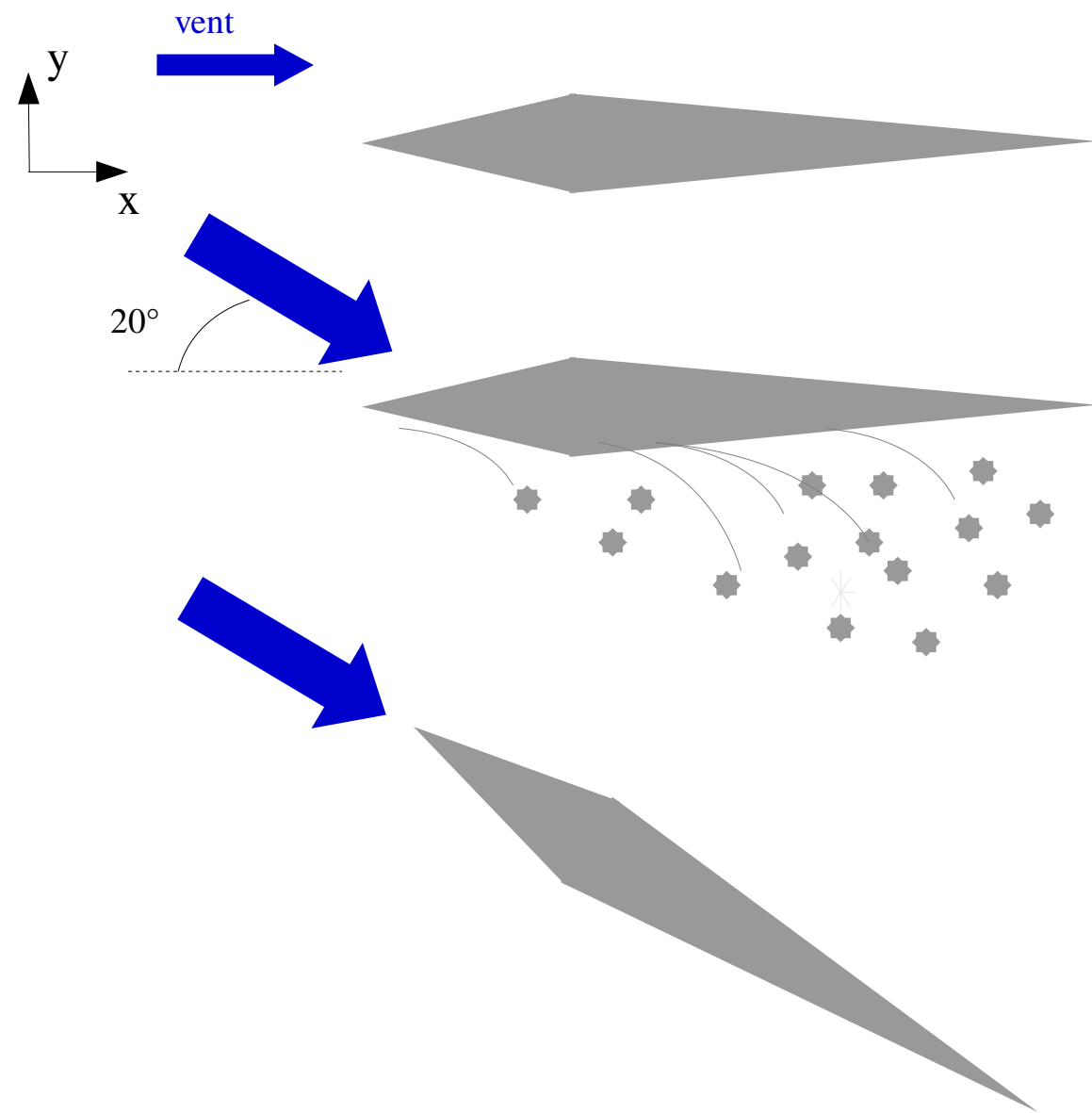
- Saisonnalité des sastrugi ?
- Givre ?



# $z_0$ en Terre Adélie

Vents + forts que sur le plateau (catabatiques)

Sastrugi dynamiques !



A1

B1

C1

2-m wind speed  
[m s<sup>-1</sup>]

wind direction  
[deg]

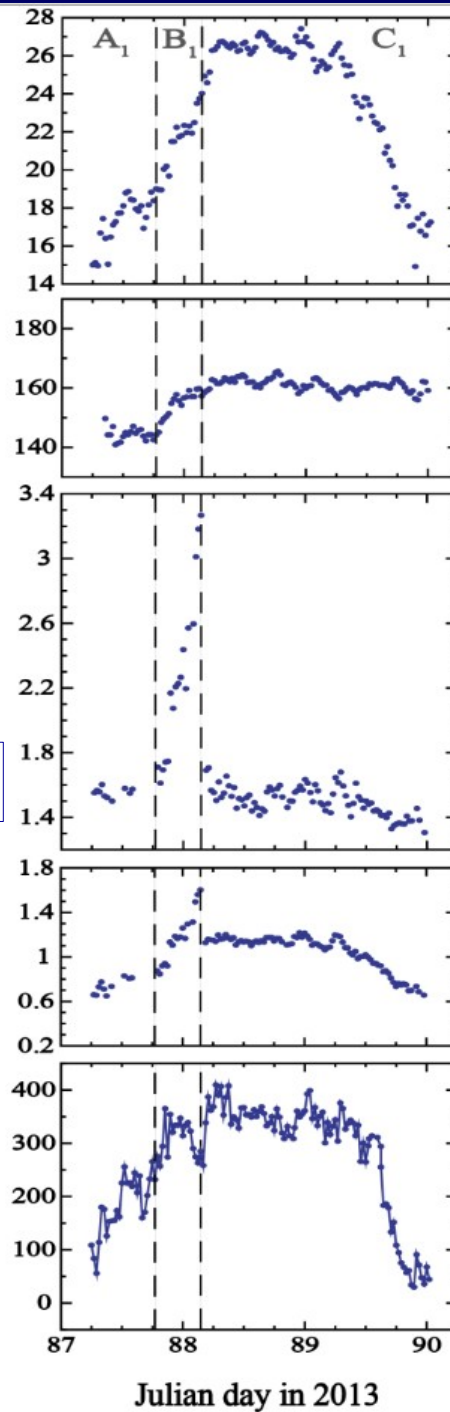
$10^3 C_{DN10}$

$$C_{dn10} = [\kappa / (\ln(10/z_0))]^2$$

$u_*$   
[m s<sup>-1</sup>]

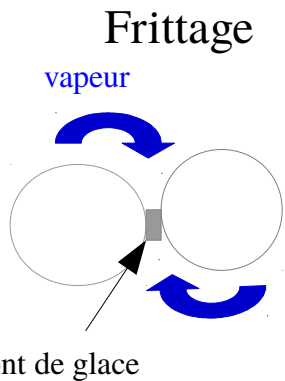
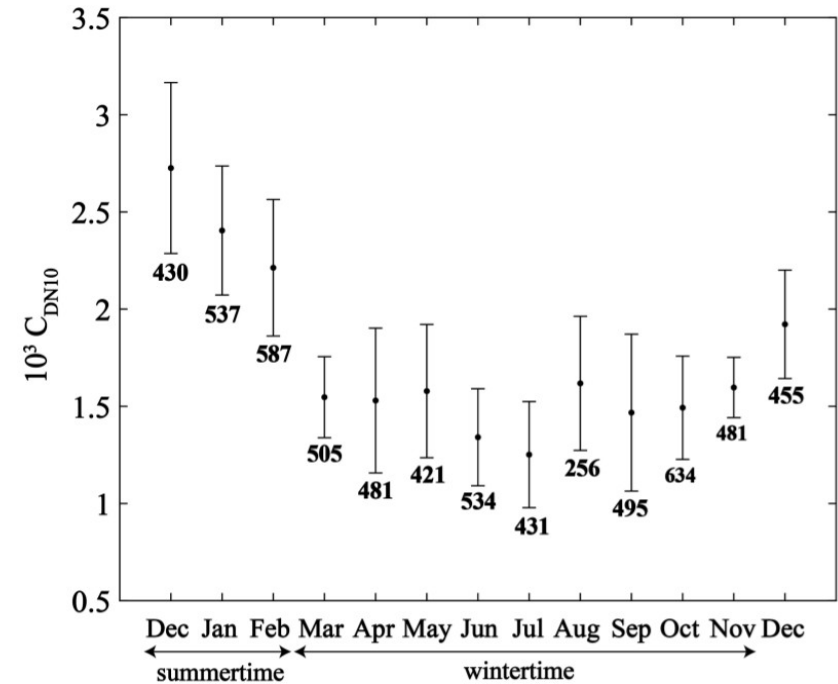
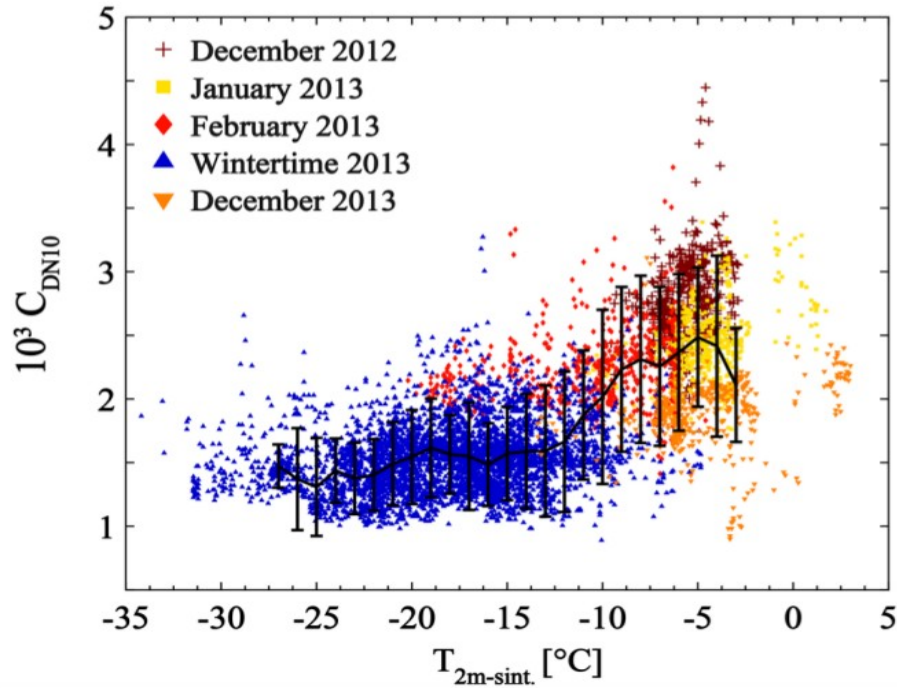
aeolian snow  
mass flux  
[g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>]

*Amory et al  
submitted*



# $z_0$ en Terre Adélie

$$C_{dn10} = [\kappa / (\ln(10/z_0))]^2$$



Température de frittage = température moyenne depuis le renouvellement de la neige de surface (précipitation ou événement de transport de neige par le vent)

# $z_0$ et neige soufflée dans le MAR

$$z_0^{\text{as.}} = (u_* - 0.2)\alpha \longrightarrow \alpha = \text{erosion intensity factor}$$

$$\frac{dz_{0R}}{dt} = \frac{z_0^{\text{as.}} - z_{0R}}{t_{\text{str.}}}$$

$t_{\text{str.}}$  = sastrugi adjustment timescale

---

	Obs. ( $\text{kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ )	$\alpha = \alpha_T$	$\alpha = 2 \cdot 10^{-3}$
été	$1.37 \cdot 10^5$	$1.64 \cdot 10^5$	$2.03 \cdot 10^5$
hiver	$1.41 \cdot 10^6$	$5.81 \cdot 10^5$	$2.61 \cdot 10^5$
été + hiver	$1.55 \cdot 10^6$	$7.45 \cdot 10^5$	$4.64 \cdot 10^5$

---

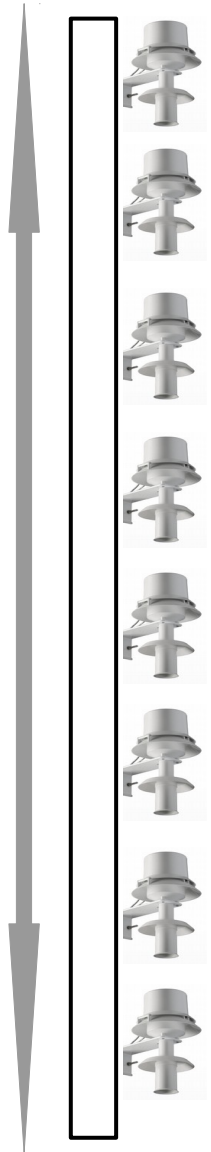
$z_{0t}$  et  $z_{0q}$

# $z_{0t}$ à Dôme C

$T(z)-T_s = t_*/(\kappa z)[\ln(z/z_{0t})-\psi_h]$  : ne marche pas, car en condition quasi neutre  $t_*$  petit

→ biais importants

42m



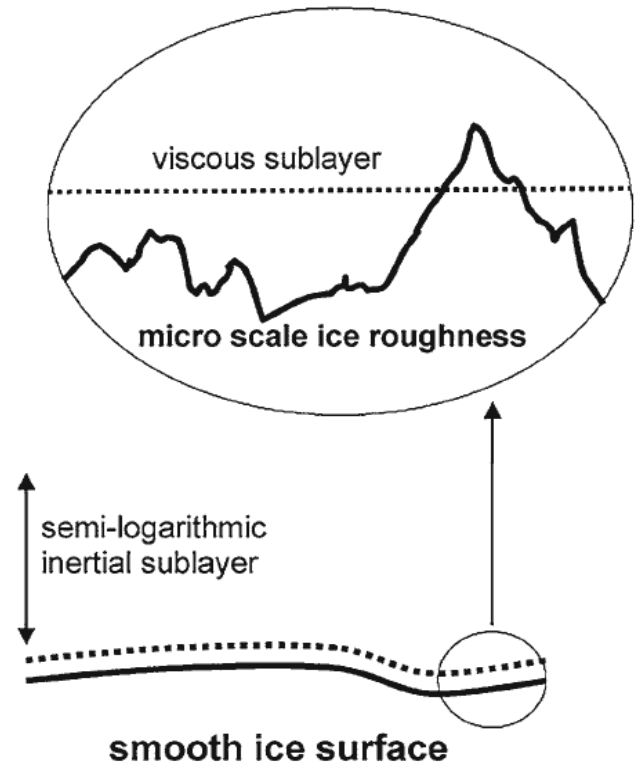
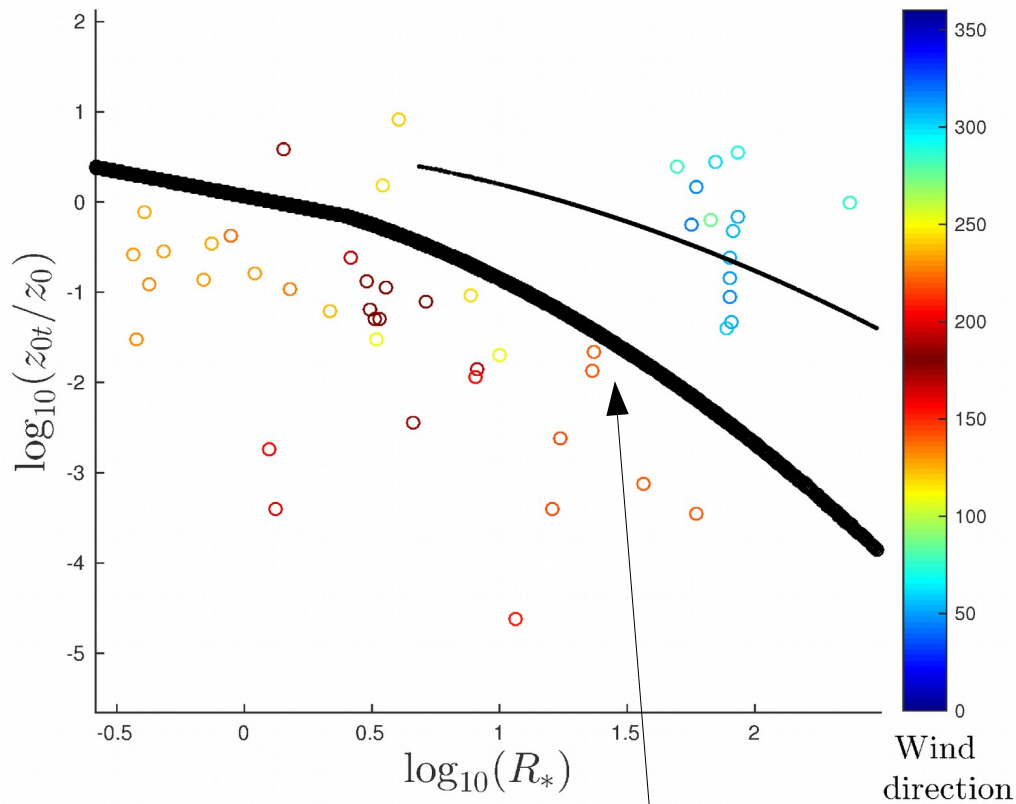
Régression en conditions neutres

$$T(z)-T_s = t_*/(\kappa z)[\ln(z/z_{0t})]$$



Peu de données

# $z_{0t}$ à Dôme C

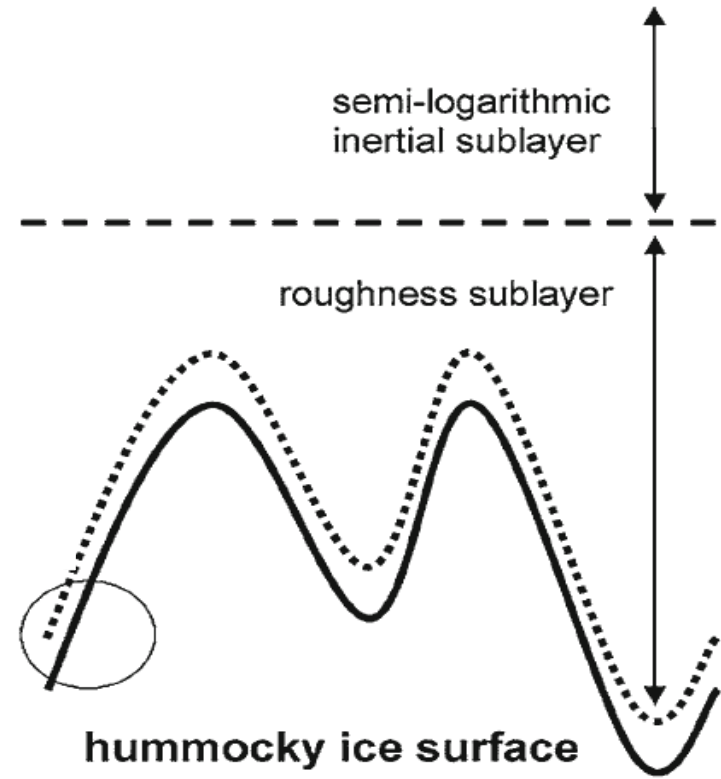
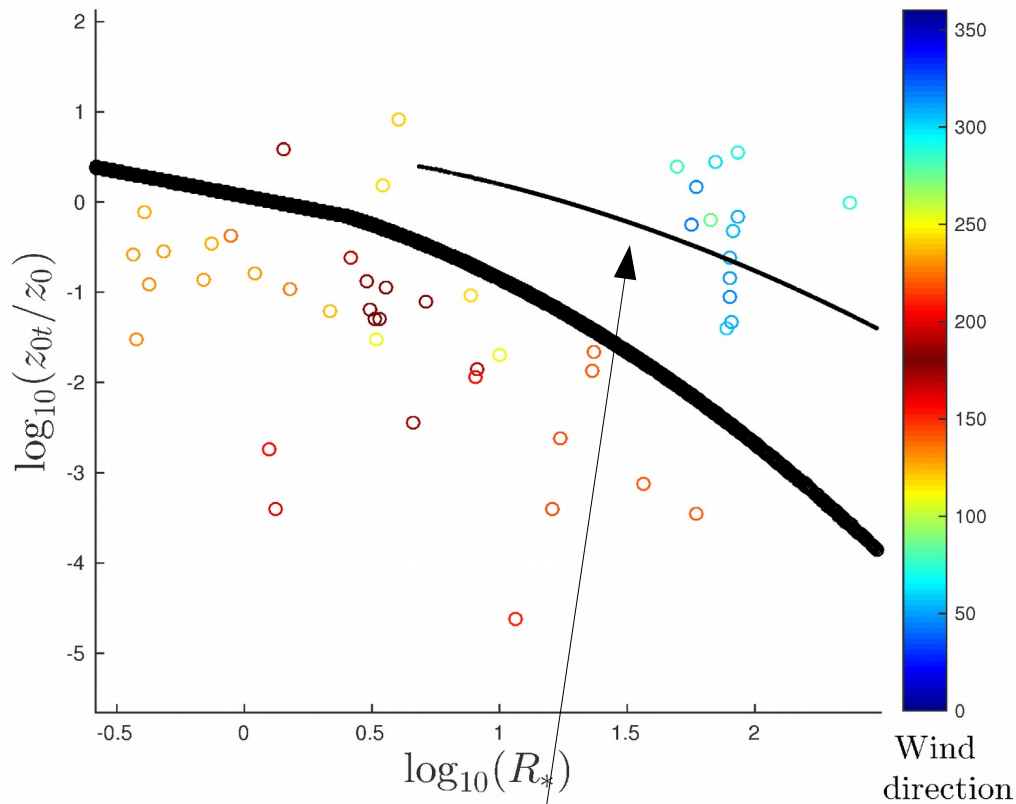


Andreas 1987 : 
$$\ln\left(\frac{z_{0t}}{z_0}\right) = b_0 + b_1(\ln(R_*)) + b_2(\ln(R_*))^2$$

$$R_* = \frac{u_* z_0}{\nu}$$



# $z_{0t}$ à Dôme C



*Smeets and Van den Broeke 2008*

# $z_{0q}$ en Antarctique

King et al 1994 à Halley:  $z_{0q} = 51$  mm

Bintanja 1995, Dronning Maud Land :  $z_{0q} = 0.07$  mm



# Conclusion

- ›  $z_0$  n'est pas une constante : variations spatiales, temporelles, dépendance à la direction du vent et aux propriétés de la neige de surface
- › Comparaison avec d'autres régions de l'Antarctique, lien rugosité géométrique et rugosité aérodynamique
- › Paramétrisation qui prenne en compte la direction du vent (tests à Irstea) + érodabilité
- › Nécessité d'une paramétrisation dynamique, crucial pour bien représenter la neige soufflée
- › Peu de mesures de  $z_{0t}$ , à Dôme C le modèle d'*Andreas 1987* semble raisonnable pour les surfaces enneigées pas trop rugueuses
- › Très peu de mesures de  $z_{0q}$ , utilisation du modèle d'*Andreas 1987* (manque de validation!)

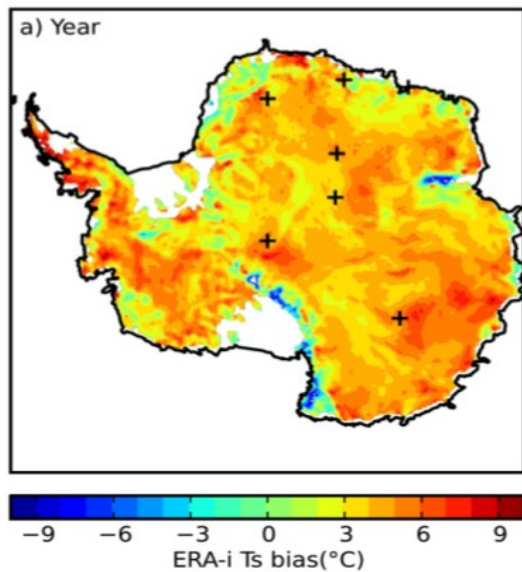
Merci pour votre attention



# Motivations

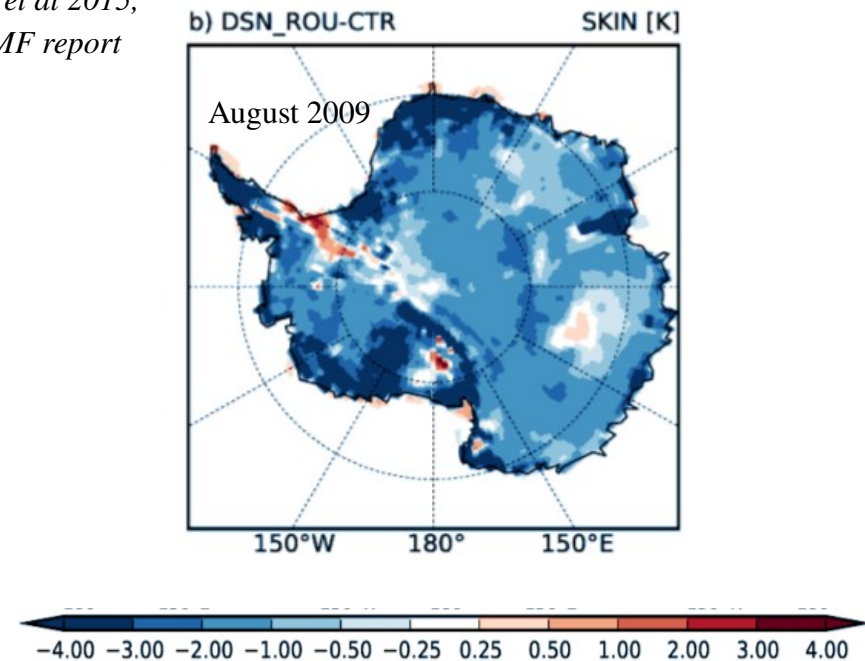
- Échanges turbulent de chaleur, humidité et quantité de mouvement à la surface des calottes

*Freville et al 2014*



Biais de  $T_s$  dans ERA-I

*Dutra et al 2015,  
ECWMF report*



Changement de  $T_s$  quand  
 $z_0 \rightarrow /10$  et  $z_{0t} \rightarrow /2$

- Neige soufflée et bilan de masse de surface

# $z_{0t}$ en Antarctique

Remarque :

Dans *Cassano et al 2001* et *King et al 1994*,  $z_{0t} \gg z_0$  à Halley (région côtière)

→ Artefact qui compense la non-représentation des ondes internes dans la couche limite stable par la théorie de Monin-Obukhov ?

# $u_*$ à Dôme C

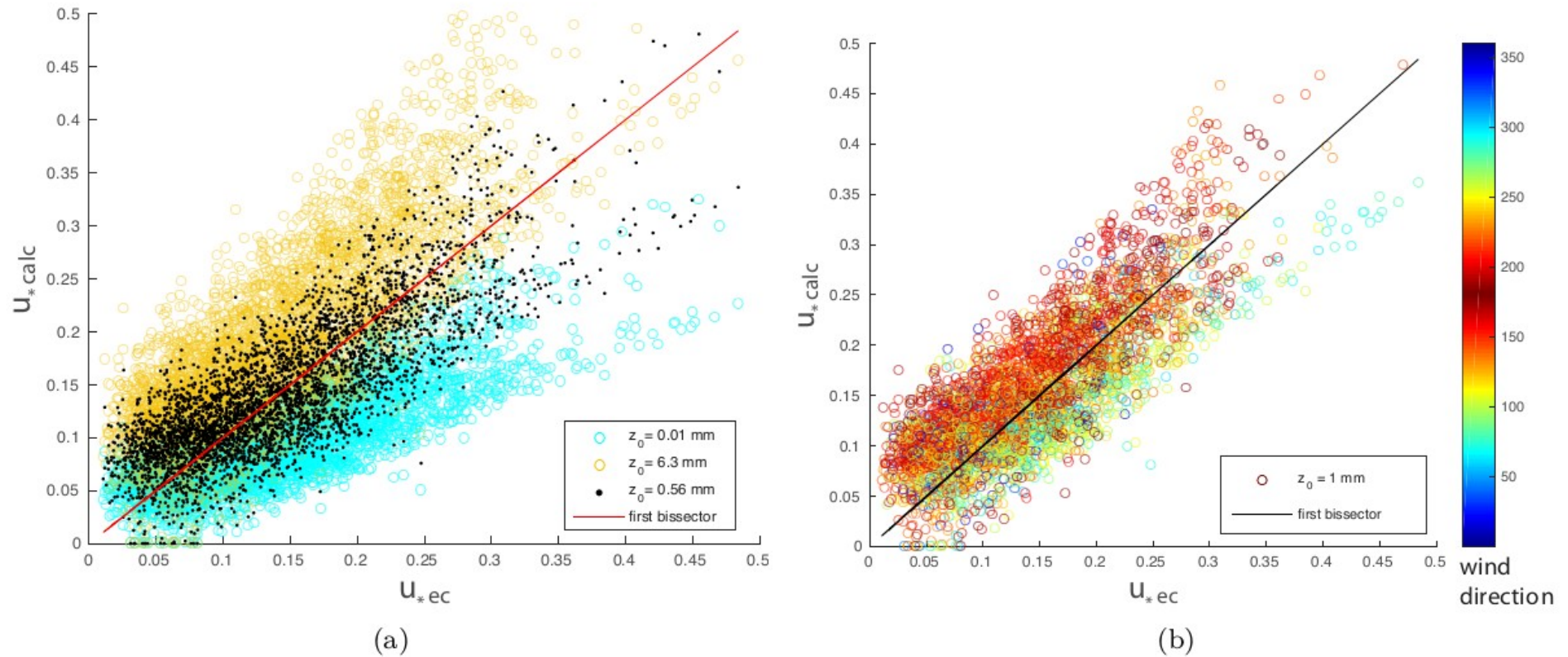


Fig. 6: (a):  $u_*$  calculated by the bulk method ( $u_{*calc}$ ) with different  $z_0$  versus  $u_*$  estimated by eddy-correlation ( $u_{*ec}$ ). (b):  $u_*$  calculated by the bulk method with  $z_0 = 1$  mm versus  $u_*$  estimated by eddy-correlation. The colors indicate the wind direction at 3.5 m (given by the sonic thermo-anemometer). The bulk method is applied in this case between the ground and 2.35 m for the wind and 2.58 m for the temperature.  $z_{0t}$  is estimated at each time step by the [Andreas \(1987\)](#) formula. The dataset used here contains all the data between January 2014 and February 2015 which respect the selection criteria (see part [2.2](#)) and for which the stability parameter  $|z/L|$  does not exceed 0.1.