

# Météorologie antarctique : inversions de température au site D17

ZARPAS Paul, ESPCI-LMD  
Supervisé par : GENTHON Christophe & AMORY Charles

---



**Rapport de projet de recherche de 3e année**  
Juin - Juillet 2022

## Remerciements

*Ce fut un réel plaisir de réaliser mon projet de recherche de 3e année au sein du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) au site Jussieu, qui m'aura permis de découvrir le monde de la météorologie et de consolider ma formation dans le domaine de la recherche. J'en garderai le souvenir d'une expérience enrichissante et d'une période heureuse.*

*Ainsi je remercie tout d'abord M. Phillippe Dobrinski, directeur de recherche au LMD, pour m'avoir permis d'effectuer ce stage au sein de ce laboratoire.*

*Je remercie chaleureusement mes encadrants M. Christophe Genthon et M. Charles Amory pour leur bienveillance et leur encadrement. Ils m'auront permis au cours de ce stage, grâce à leur implication, de travailler dans un cadre rigoureux tout en me laissant la liberté de prendre des initiatives.*

*Je tiens aussi à remercier M. Valentin Wiener pour le regard bienveillant qu'il a porté sur mon travail, et l'aide qu'il a pu m'offrir.*

*Je tiens également à remercier Mme. Marie Ausseresse, pour l'agrément de sa compagnie.*

## Résumé

*Les inversions de température sont des phénomènes bien connus en Antarctique. Cependant, dans les régions balayées par les vents catabatiques, leur existence n'a rien d'évident. En s'appuyant sur des mesures effectuées à la station de météorologie au site D17 en Terre Adélie et des simulations fournies par le modèle MAR, nous étudions ici la question de leur existence. Les inversions sont détectées à D17, mais à faible fréquence (~ 5% du temps), et sont prédites dans des proportions similaires par le modèle. Les observations et la simulation donnent également les mêmes tendances pour l'influence des paramètres température et vent : les inversions sont favorisées par un vent faible et une température basse. Les fortes intensités d'inversions sont corrélées aux faibles valeurs de vent. L'étude des directions du vent est cohérente avec les analyses précédentes : les vents catabatiques, plus forts, ont une fréquence d'apparition moindre lors des événements d'inversion.*

## Table des matières

<b>I</b>	<b>Introduction</b>	<b>4</b>
<b>II</b>	<b>Site D17, mesures et simulation</b>	<b>5</b>
<b>III</b>	<b>Sélection des données</b>	<b>6</b>
<b>IV</b>	<b>Inversion de température</b>	<b>8</b>
A	Détection d'inversion . . . . .	8
B	Caractérisation des inversions . . . . .	9
C	Relation entre paramètres météorologiques et inversions . . . . .	11
C.1	Le vent . . . . .	11
C.2	La température . . . . .	11
D	Inversion et vitesse du vent . . . . .	12
<b>V</b>	<b>Direction du vent</b>	<b>13</b>
<b>VI</b>	<b>Discussion et conclusion</b>	<b>16</b>

# I Introduction

L'Antarctique, le 'continent blanc', est un continent désertique de 14 107 637 km<sup>2</sup>, à 98% recouvert par une épaisse couche de glace, dont l'épaisseur peut atteindre 4 000m. A la fois le continent le plus froid, le plus sec, le plus venteux, à l'altitude moyenne la plus élevée, l'Antarctique est également fortement isolé du reste du monde. C'est ainsi une terre particulièrement inhospitalière.

En raison de son inaccessibilité et de son climat extrême, l'Antarctique est une terre encore mal connue et notamment des météorologues.

La connaissance précise de la fonte des glaces antarctiques pourrait avoir une influence majeure sur notre anticipation de l'élévation du niveau de la mer. En effet, les modèles médians actuels prévoient une contribution de l'Antarctique à l'élévation du niveau des mers de 1m en 2100 et plus de 15m en 2500 [1]. Au vu de la gigantesque quantité d'eau emprisonnée dans l'inlandsis de l'Antarctique- capable de faire monter le niveau des mers de 57,9m à elle seule [2], la compréhension de la météorologie et de la climatologie antarctique est un enjeu important.

Un facteur important de la météorologie antarctique est la présence de neige soufflée. En effet, les régions proches des côtes sont balayées par des vents *catabatiques* qui atteignent des vitesses conséquentes, avec des pointes souvent supérieures à 100km.h<sup>-1</sup> [3]. Cela induit fréquemment, entre autres, une quantité importante de neige remobilisée depuis la surface, nommée neige soufflée. La prise en compte de cette dernière est intéressante pour l'étude de l'accumulation de neige, du bilan de masse et du niveau des mers. C'est dans le but d'étudier l'impact de la neige soufflée sur ces points, puis de se demander si les modèles pouvaient le prendre en compte, qu'un mat de mesure a été érigé au site D17 en Terre Adélie, Figure 1(a) [4][5].

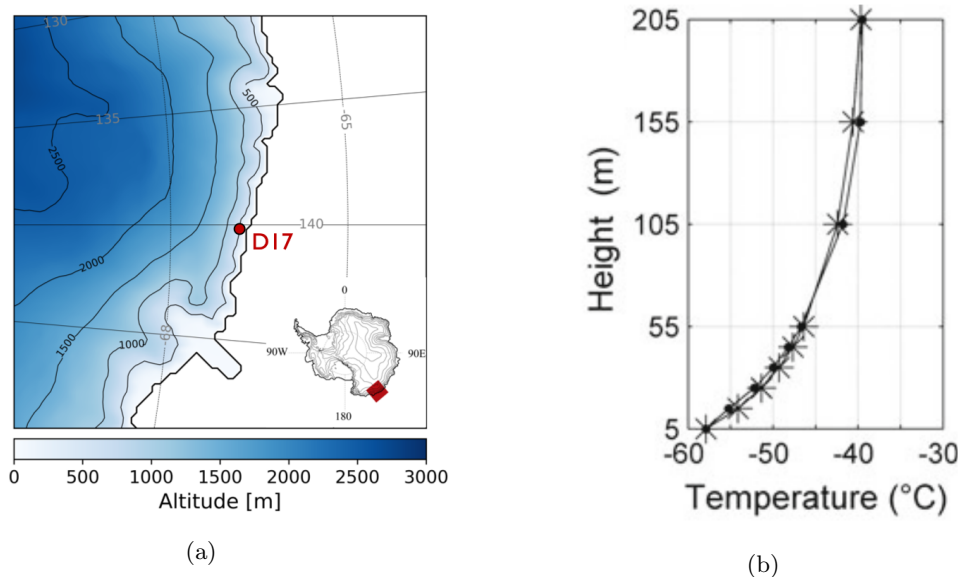


FIGURE 1 – (a) Position du site D17, Terre Adélie et domaine d'intégration pour les simulations étudiées dans ce rapport; (b) Profil moyen sur l'année 2005 des inversions de température mesurées au site Dome C [6].

Les mesures alors réalisées permettent également d'étudier un phénomène connu en Antarctique : les inversions de température. Ce phénomène consiste à une inversion de température dans l'atmosphère. Du fait d'une faible émissivité de l'atmosphère ( $< 0,85$ ), jusqu'à une certaine altitude, la température de l'atmosphère augmente avec l'altitude et on peut observer un gradient positif de température vers le haut, qui définit la situation d'inversion. [7]. Dans les régions hautes et sans vent ces inversions sont fréquentes et bien documentées. Ainsi, à Dome C, lors de l'année 2005, ces inversions de température à la surface étaient présentes 92,4% du temps, et atteignaient des écarts de température de plus de 20°C sur des hauteurs de l'ordre de 200m [6]. Les inversions mesurées ont un profil logarithmique comme montré Figure 1(b), sur le plateau antarctique.

Il y a, à ce jour, très peu de documentation sur les inversions sur les pentes ventées de l'Antarctique, où se trouve D17- qui est situé dans une région où les vents sont particulièrement forts, Figure 2. Ce vent est d'origine *catabatique*, et comme on peut le voir Figure 3, la direction du vent est fortement polarisée autour de 150°, direction de la pente, le long de laquelle s'écoulent ces vents.

Le but de cette étude sera alors de se demander si ces inversions existent aussi dans une région ventée comme celle de D17.

Pour cela on va étudier les données expérimentales acquises à D17, et les comparer à des données simulées par le modèle MAR (Modèle Atmosphérique Régional). Nous nous intéresserons, tout d'abord, à la fréquence des inversions.

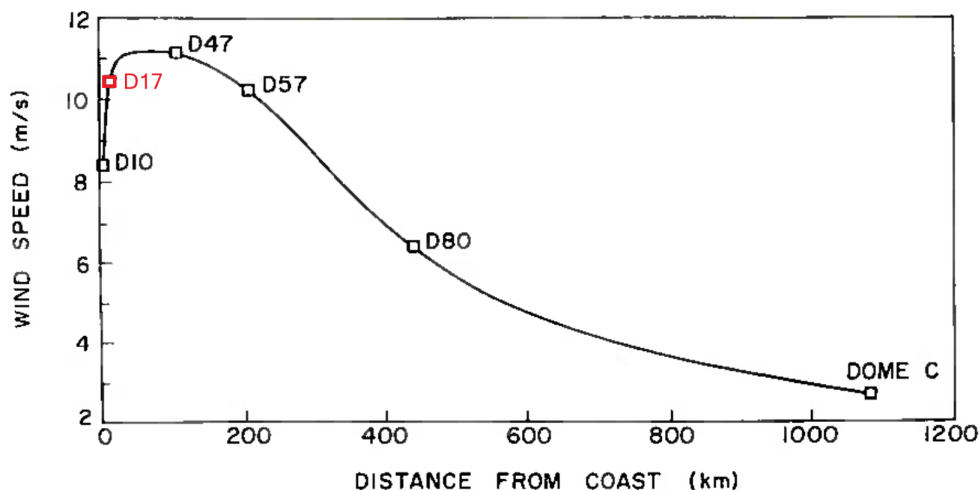


FIGURE 2 – Vitesse moyenne du vent sur l’année en fonction de la localisation. [8]

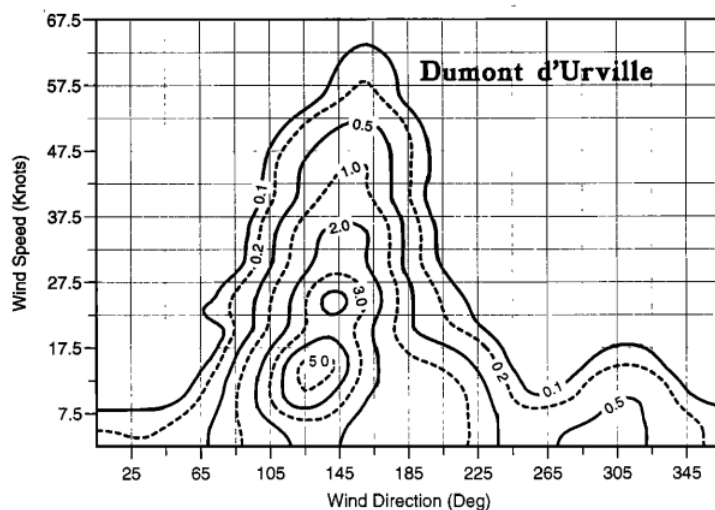


FIGURE 3 – Vitesse et direction du vent à la station Dumont D’Urville, en pourcentage des observations (occurrence) [9]

Après les avoir caractérisées, nous étudierons les paramètres influençant la présence d’inversions. Nous nous pencherons finalement sur le plus important, le vent, et sa relation avec l’intensité des inversions, et sa direction.

## II Site D17, mesures et simulation

Au site D17, situé à 12km des côtes et à 17km de la station Dumont d’Urville, dans le cadre du projet IPEV CALVA (données in situ pour la CALibration et VALIDation des modèles météorologiques et du climat et de la télédétection satellitale), est installé un mat, d’une hauteur de 7m, possédant six étages de mesures, à  $z = 0,8 \text{ m}, 1,3 \text{ m}, 2 \text{ m}, 3,2 \text{ m}, 5 \text{ m}$  et  $7 \text{ m}$ . Ce dernier est représenté Figure 4.

Les six niveaux mesurent : la températures, la vitesse du vent et l’humidité relative de l’air. Le dernier niveau mesure également la direction du vent. Chaque appareil effectue une mesure toutes les 15s. Par intervalle de 10min, la valeur maximale, minimale, moyenne et l’écart type sont calculés, puis enregistrés, toutes les autres valeurs sont supprimées. Dans le cadre de cette étude on va numériquement transformer les résultats expérimentaux pour obtenir des pas de temps de 30 minutes, en vue de comparer avec un modèle.

On étudie ici les valeurs relevées au cours de l’année 2013.

En parallèle, on utilise des simulations de l’année 2013 au site D17 grâce au modèle MAR, un modèle de climat régional adapté aux régions polaires, qui contient notamment une représentation détaillée des processus de neige soufflée [11]. La prise en compte de la neige soufflée est importante dans la mesure où cette dernière, par des processus de sublimation, va refroidir l’atmosphère, et son absence induit un biais chaud dans le modèle et donc une erreur dans le régime de température local [12]. Le domaine d’intégration est présenté Figure 1(a). Le modèle a été mis en œuvre sur un domaine de  $80 \times 80$  points de grille à une résolution horizontale de 10 km. Ce modèle décrit les écoulements

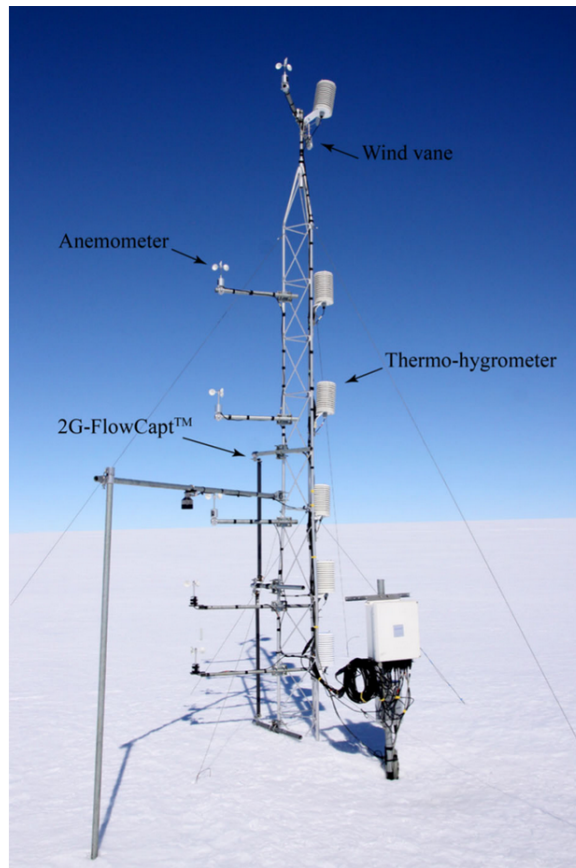


FIGURE 4 – Mat de mesure météorologique, site D17, Terre Adélie [10]

dans l’atmosphère, en posant, entre autres, l’hypothèse hydrostatique dans les équations de Navier-Stokes. Il comporte notamment un modèle de rayonnement, un modèle de microphysique nuageuse pronostique et un modèle de la turbulence atmosphérique [13]. Ce modèle est à aire limitée, et est contraint au bord par des analyses météorologiques. Les simulations ont été évaluées avec les données de D17 et la comparaison montre une bonne capacité du modèle à reproduire le climat de surface et le bilan de masse de surface locaux [11]. Ce modèle sera donc considéré comme pertinent pour effectuer une étude comme la nôtre.

On utilise les données moyennes de 30 min extraites du point de grille contenant l’emplacement de D17, de la température, la vitesse du vent et l’humidité relative, au cinq premiers niveaux du modèle :  $z = 1$  m, 2 m, 3,2 m, 5,6 m et 10 m.

On va étudier les inversions de température et comparer les résultats expérimentaux avec les prédictions du modèle.

### III Sélection des données

Il s’agit dans un premier temps de trier les données expérimentales, en écartant les valeurs que l’on jugera non crédibles, dues à un mal-fonctionnement de l’appareil de mesure par exemple [14].

On notera  $M_i$  la mesure moyenne de  $M$  correspondant au  $i$ -ème intervalle de temps. On notera  $\sigma(X)$  l’écart type de la série  $X$  et en particulier  $\sigma_i$  l’écart-type relevé sur la mesure  $M_i$ . La moyenne d’une série  $X$  est quant à elle notée  $\bar{X}$ .

La sélection des données va s’effectuer selon trois critères :

— **L’écart-type au sein d’un intervalle de 10 min**

On jugera que la mesure correspondant à un intervalle de 10 min où l’écart-type enregistré est trop important n’est pas crédible et sera écartée. Dans la pratique, pour une grandeur  $M$ , on va considérer  $\Sigma$  la série des différents  $\{\sigma_i\}$ .

La condition pour exclure une valeur sera :

$$\sigma_i > \bar{\Sigma} + c\sigma(\Sigma) \quad (1)$$

où  $c$  sera un paramètre permettant de moduler notre critère d’exclusion. Dans le cadre de ce travail nous travaillerons avec  $c = 3$ , ce qui peut potentiellement nous priver des événements les plus rares.

On trace Figure 5, la série des écarts-types pour la température, pour illustrer le processus de sélection.

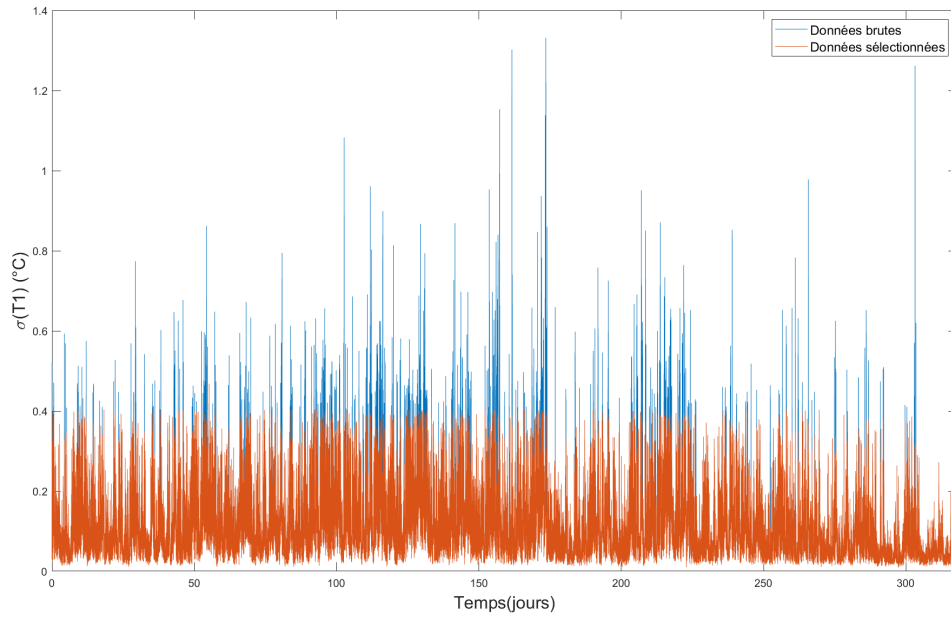


FIGURE 5 – Série temporelle des écarts-types de température au premier niveau pour les données brutes et les données conservées, mettant en valeur l'élimination des intervalles où l'écart-type est trop important. 1,7% des intervalles de temps sont écartés.

— **La variation d'un intervalle de 10min à un autre**

Dans une hypothèse de pseudo continuité, on va étudier les variations d'un intervalle à un autre. On notera  $\delta_i = |M_i - M_{i-1}|$  la variation de la grandeur  $M$  de l'intervalle  $i - 1$  à l'intervalle  $i$ . Plus précisément, pour chaque intervalle  $i$  on va étudier  $\Delta_i = \frac{1}{2}(\delta_i + \delta_{i+1})$ , ce qui permet d'éviter qu'un point soit complètement détaché de la courbe. Le critère d'exclusion sera alors :

$$\Delta_i > \bar{\Delta} + c\sigma(\Delta) \quad (2)$$

De même que précédemment, on choisi  $c = 3$ . On illustre cette sélection Figure 6.

— **L'écart entre la valeur maximum et la valeur minimum**

Les intervalles où l'écart entre la valeur maximum et la valeur minimum est trop important seront écartés. Ce critère peut être contenu dans les deux précédents, mais il permet d'exclure les intervalles où un événement parasite a perturbé ponctuellement l'appareil. En notant cet écart  $\mu_i = \text{Max}_i - \text{min}_i$ , on définit le critère de sélection suivant :

$$\mu_i > \bar{\mu} + c\sigma(\mu) \quad (3)$$

Comme précédemment, on prendra  $c = 3$ .

Les critères évoqués permettent donc de trier les données. Les critères sont appliqués aux six niveaux, pour la température et la vitesse du vent. Cependant, si un intervalle de temps voit les six niveaux l'exclure pour le même critère, on considèrera que l'on a affaire à un événement rare, et l'intervalle est réintégré.

Au total des 45 793 lignes du fichier brut, on en garde 42 378, ainsi 7.46% des valeurs ont été écartées.

On trace, Figure 7, le profil final des trois grandeurs- ici au niveau 6.

Il est intéressant d'effectuer ce contrôle dans le cadre de la météorologie antarctique, car les instruments sont soumis à des conditions extrêmes, parfois proches de leur limite, et sont très rarement contrôlés, le site étant peu accessible.

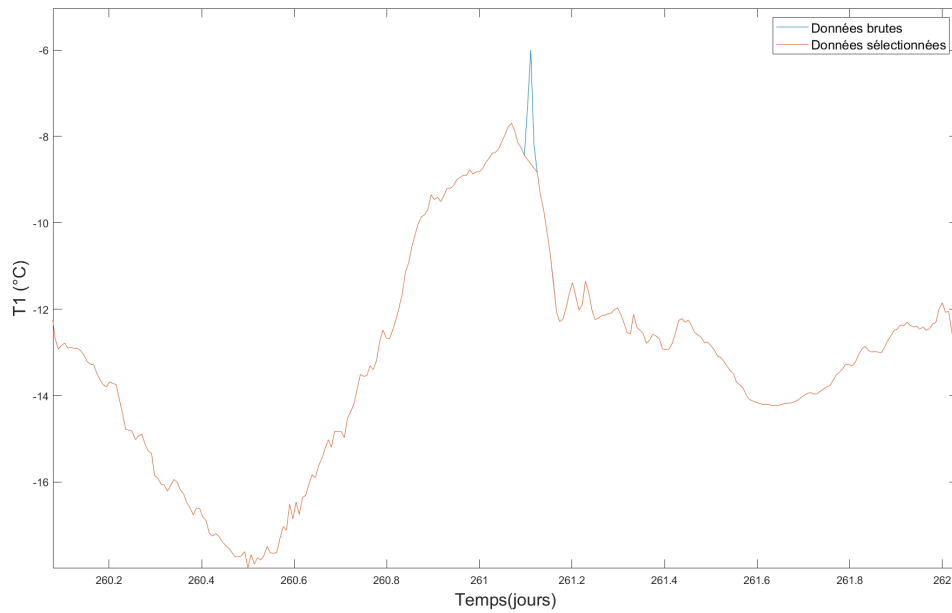


FIGURE 6 – Série temporelle des écarts-types de température au premier niveau pour les données brutes et les données conservées, mettant en valeur l'élimination des intervalles où les variations de valeurs moyenne sont trop brutales, ici un zoom sur un exemple de variation brutale.

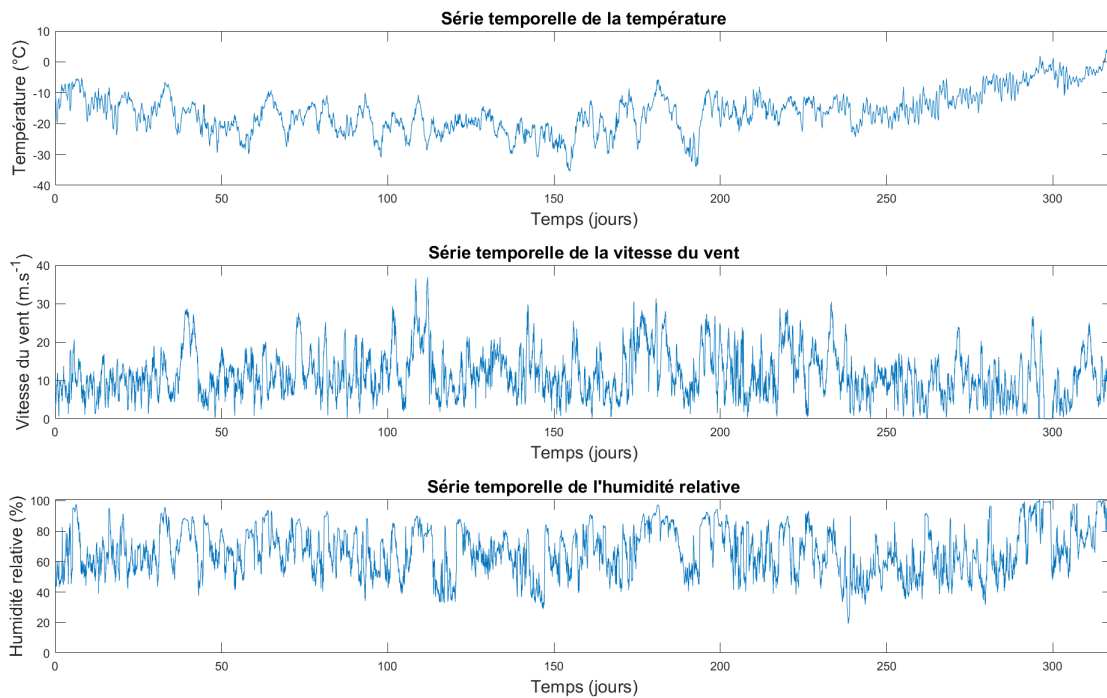


FIGURE 7 – Série temporelle de la température, de la vitesse du vent et de l'humidité relative au niveau 6.

## IV Inversion de température

### A Détection d'inversion

Pour décréter qu'il y un gradient vertical de température pendant un intervalle de 30min, on va donner la condition suivante :



$$s(T_2 - T_1) = s(T_3 - T_2) = s(T_4 - T_3) = s(T_5 - T_4) = s^{exp}(T_6 - T_5) \quad (4)$$

où  $s$  est la fonction définie par :  $s(x) = \begin{cases} 1 & \text{si } x > 0 \\ 0 & \text{si } x = 0 \\ -1 & \text{si } x < 0 \end{cases}$ .

La notation  $s^{exp}$  indiquant que cette condition ne s'applique que pour les données expérimentales, puisque la simulation ne propose que cinq niveaux. On notera  $X_M$  la valeur de la grandeur  $X$ , la température ou le vent ici, au niveau le plus élevé, ainsi  $M$  vaudra 6 pour les données expérimentales et 5 pour les données simulées.

Dans le cas des données expérimentales il peut y avoir des erreurs liées aux incertitudes de mesure. Certains des gradients détectés vont donc être rejetés car non discernables du bruit. La condition imposée sera la suivante :  $\frac{T_6 - T_1}{\sigma(T_1)} > 10$ , où  $\sigma$  est l'écart type mesuré.

On cherche les inversions c'est à dire les intervalles de temps où  $T_M - T_1 > 0$ .

On trace Figure 8  $T_M - T_1 = f(t)$ , pour les données expérimentales et simulées.

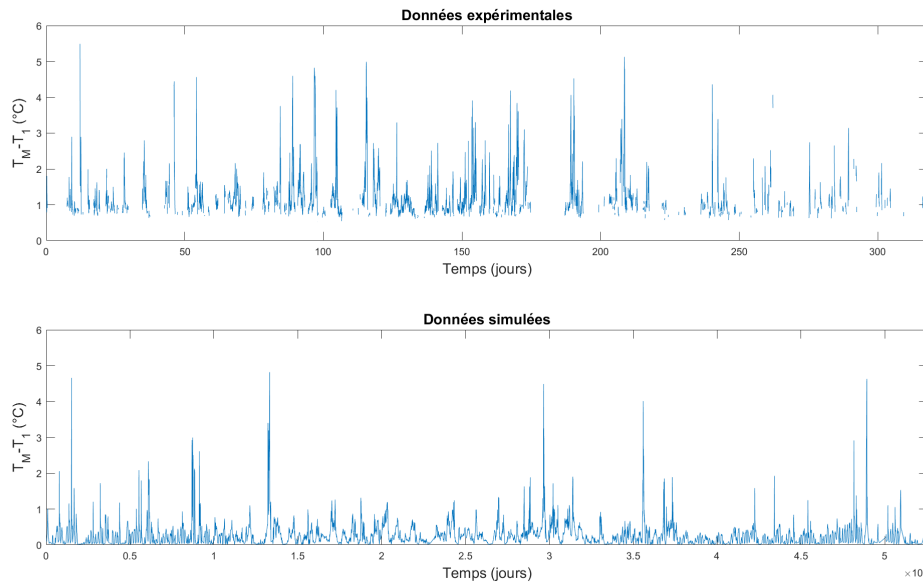


FIGURE 8 – Écart de température entre les niveaux M et 1 en fonction du temps. Les intervalles ne présentant pas d'inversions ne sont pas représentés sur la figure.

On remarque, tout d'abord, que les inversions se situent dans la même gamme d'écart de température. Mais il ne faut pas oublier que le cinquième niveau simulé correspond à 10 m contre 7 m pour le sixième niveau mesuré : la simulation sous-estime légèrement l'intensité des inversions.

On voit cependant qu'il y a beaucoup plus d'inversions de température dans les données simulées, et que cela correspond à des faibles valeurs d'inversions de température.

Pour pouvoir comparer correctement les deux échantillons, on va tenter de ne conserver que les inversions qui ne pourraient pas être considérées expérimentalement comme du bruit. Pour faire ce tri on va tout d'abord travailler à caractériser les inversions.

## B Caractérisation des inversions

Nous allons maintenant tenter de caractériser les inversions détectées. Pour cela nous allons commencer par tracer le profil moyen de la température, Figure 9. On remarque dans un premier temps que le modèle surestime la température.

Ce tracé ne permet pas d'identifier avec certitude une expression empirique du gradient de température. Néanmoins, la Figure 9 suggère de tenter dans un premier temps un profil linéaire. La théorie de Monin-Obukhov indiquerait plutôt une fonction logarithmique. Cependant, cette prédiction théorique est faite dans le cadre d'une couche limite d'une hauteur de l'ordre de la centaine de mètres. Ainsi aux hauteurs auxquels on travaille, une approximation linéaire du logarithme est justifiée. Cela permettra donc de quantifier l'intensité de l'inversion. On va donc réaliser une régression linéaire sur l'ensemble des gradients détectés. On utilise donc le modèle simple suivant :

$$T(x) = ax + b \quad (5)$$

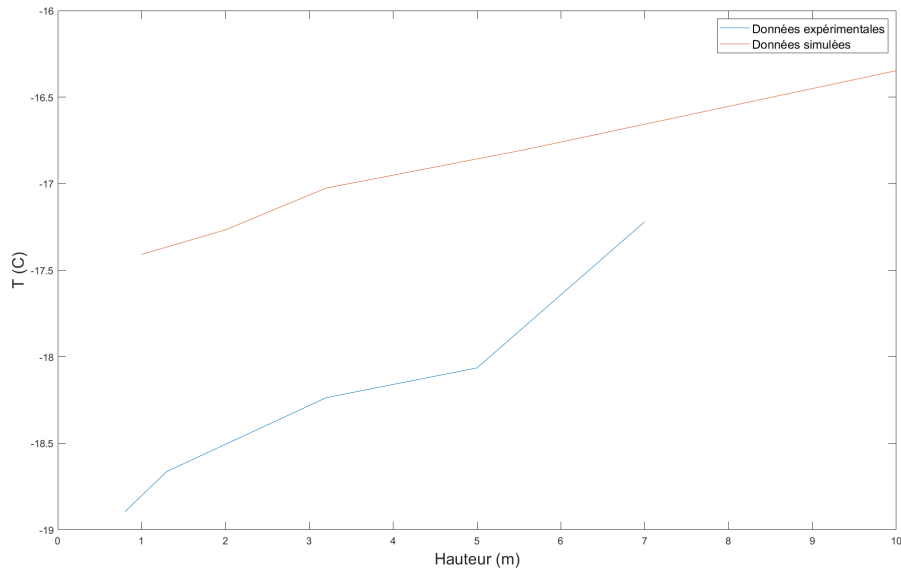


FIGURE 9 – Profil moyen de la température en fonction de la hauteur, données simulées et expérimentales, lors des événements d'inversions

Les coefficients des données simulées sont très bons, la distribution étant centrée sur 0,95 . Elle est, en revanche plus asymétrique, avec plus de valeurs faibles, pour les données expérimentales. Bien que cela ne soit pas exceptionnel, cela nous montre que le modèle linéaire est une première approximation acceptable, et permettra de quantifier l'intensité des gradients de température. Par intensité du gradient de température  $\nabla T$ , on désignera maintenant le coefficient  $a$  de la régression linéaire. On trace Figure 10, l'histogramme des intensités de gradient.

La Figure 10 met à nouveau et fortement en lumière que la simulation prédit des inversions avec des valeurs

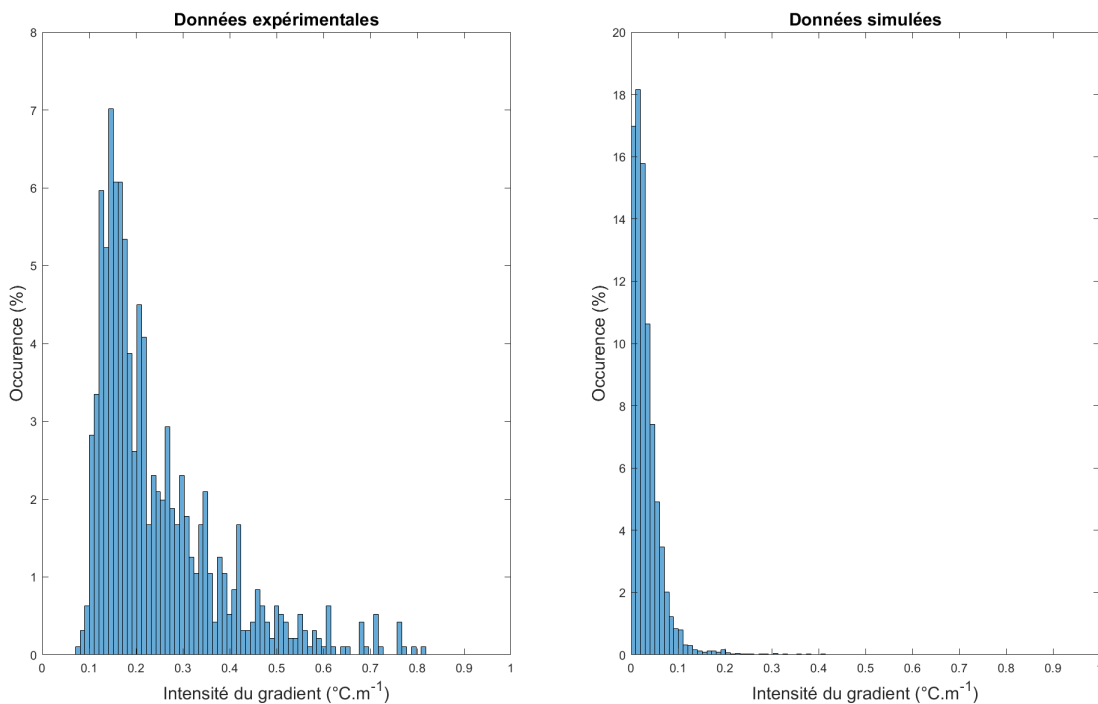


FIGURE 10 – Répartition des différentes intensités de gradients de température, pour les données expérimentales et simulées

extrêmement faibles. Pour pouvoir trier les inversions simulées et retirer celles qui auraient été confondues avec le bruit lors de mesures expérimentales, on va donc conserver les inversions telles que :

$$\nabla T^{sim} > \min(\{\nabla T^{exp}(t)\}) \quad (6)$$

Dans ces conditions, dans les valeurs mesurées on détecte 946 inversions de gradient de température, ce qui représente 5,3% des intervalles, contre 1046 dans les valeurs simulées, soit 6,8% des intervalles. Les valeurs sont proches : il s'agit d'un premier accord intéressant entre les données expérimentales et simulées.

Cependant il est important de noter que le critère pour conserver les inversions simulées est totalement arbitraire. Or le nombre d'inversions conservées est très sensible à ce critère. Ici  $\min(\{\nabla T^{exp}(t)\})$  vaut 0,0716, et des variations de  $\pm 0,01$  font varier le nombre d'inversions entre 756 et 1565. Cependant, la proximité du nombre d'inversions simulées et mesurées n'est pas sensible à la valeur de l'écart type. Ceci a été vérifié grâce à une erreur initiale de la prise en compte de l'écart type, devenant une expérience de sérendipité.

## C Relation entre paramètres météorologiques et inversions

On va chercher à s'intéresser aux variables météorologiques qui influencent la présence ou non des inversions, pour les données expérimentales et simulées. On obtient les mêmes tendances avec tous les niveaux, on va ici s'intéresser au niveau 1, le plus bas, pour illustrer.

### C.1 Le vent

On va s'intéresser à la distribution de vent lors de l'année 2013 et lors des situations d'inversions, Figure 11.

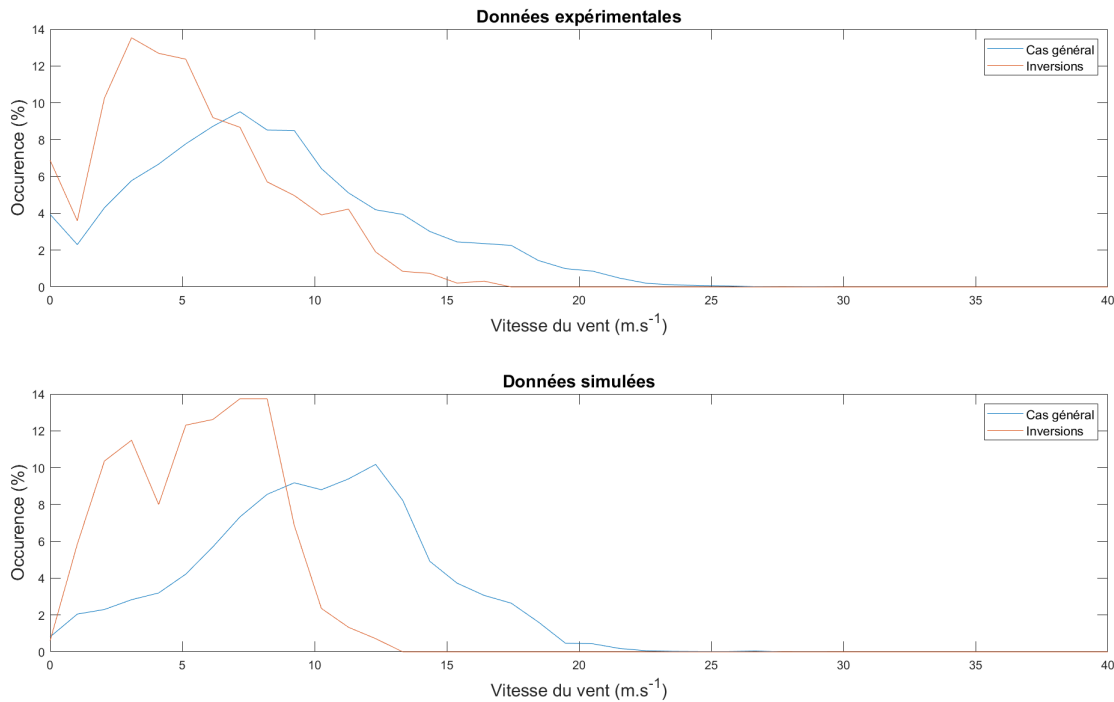


FIGURE 11 – Distribution de la vitesse du vent durant l'année et durant les épisodes d'inversions, pour les données simulées et expérimentales au niveau 1

On remarque que la distribution du vent est plus étroite lorsqu'il y a des inversions, mais surtout que la distribution est centrée sur des valeurs significativement plus faibles lors des inversions, pour les données simulées et expérimentales. En effet, la vitesse moyenne du vent est lors des inversions  $\bar{V}_{exp}^{inv} = 5,41 \text{ m.s}^{-1}$  et  $\bar{V}_{sim}^{inv} = 4,60 \text{ m.s}^{-1}$ , contre  $\bar{V}_{exp} = 8,65 \text{ m.s}^{-1}$  et  $\bar{V}_{sim} = 10,2 \text{ m.s}^{-1}$  dans le cas général.

On en conclut alors que des fortes vitesses de vent défavorisent la formation de gradient de température.

### C.2 La température

On va s'intéresser à la distribution de température lors de l'année et lors des situations d'inversions, Figure 12.

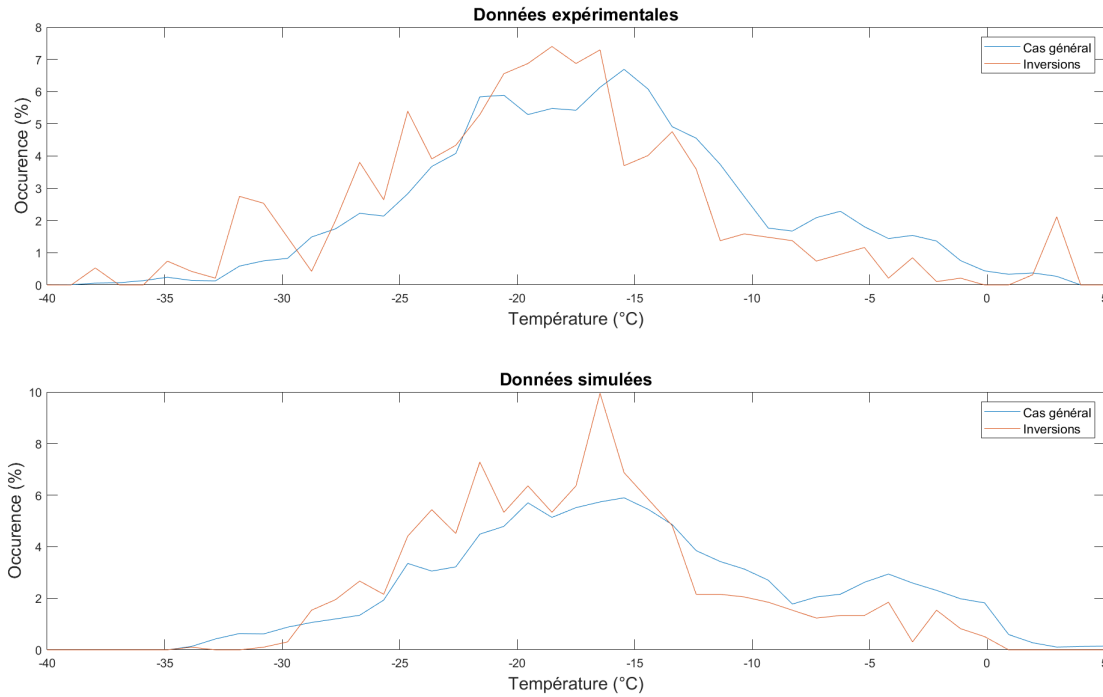


FIGURE 12 – Distribution de la température durant l’année et durant les épisodes d’inversions, au niveau 1, données simulées et expérimentales

On remarque que la distribution de la température est légèrement décalée vers les températures plus basses lors des inversions, et en effet, la température moyenne est lors des inversions  $\bar{T}_{exp}^{inv} = -19,73 \text{ }^\circ\text{C}$  et  $\bar{T}_{sim}^{inv} = -16,09 \text{ }^\circ\text{C}$ , contre  $\bar{T}_{exp} = -16,6 \text{ }^\circ\text{C}$  et  $\bar{T}_{sim} = -15,2 \text{ }^\circ\text{C}$  dans le cas général.

On peut donc voir dans les données simulées et expérimentales une relation entre une faible température et l’apparition d’une inversion.

## D Inversion et vitesse du vent

On va chercher un lien entre la vitesse du vent et l’intensité du gradient. Tout d’abord, on va essayer de visualiser par un nuage de points (Figure 13) nos jeux de données.

On remarque que les forts gradients de température ne sont présents qu’à faible valeur de vent, et que la tendance est la même pour les données simulées et expérimentales. Cependant on ne peut pas caractériser la nature de cette tendance pour les données simulées alors que pour les données expérimentales on obtient une relation de type :

$$V(\nabla T) = Ae^{-b\nabla T} + C \quad (7)$$

Pour expliciter cette relation entre les deux, on moyenne la vitesse de vent par tranche d’intensité de gradient de température. En traçant la vitesse du vent moyennée en fonction de l’intensité du gradient température on obtient la courbe Figure 14.

Le ‘fit’ obtenu est de bonne qualité.

Cependant, il y a peu de données sur les fortes intensités de gradient de température. Il faudrait sans doute étudier d’autres années pour avoir une base de données conséquente. Cela dit même si ils sont peu nombreux, ces points correspondent au moyennage de beaucoup de points (voir Figure 14), et sont donc assez fiables.

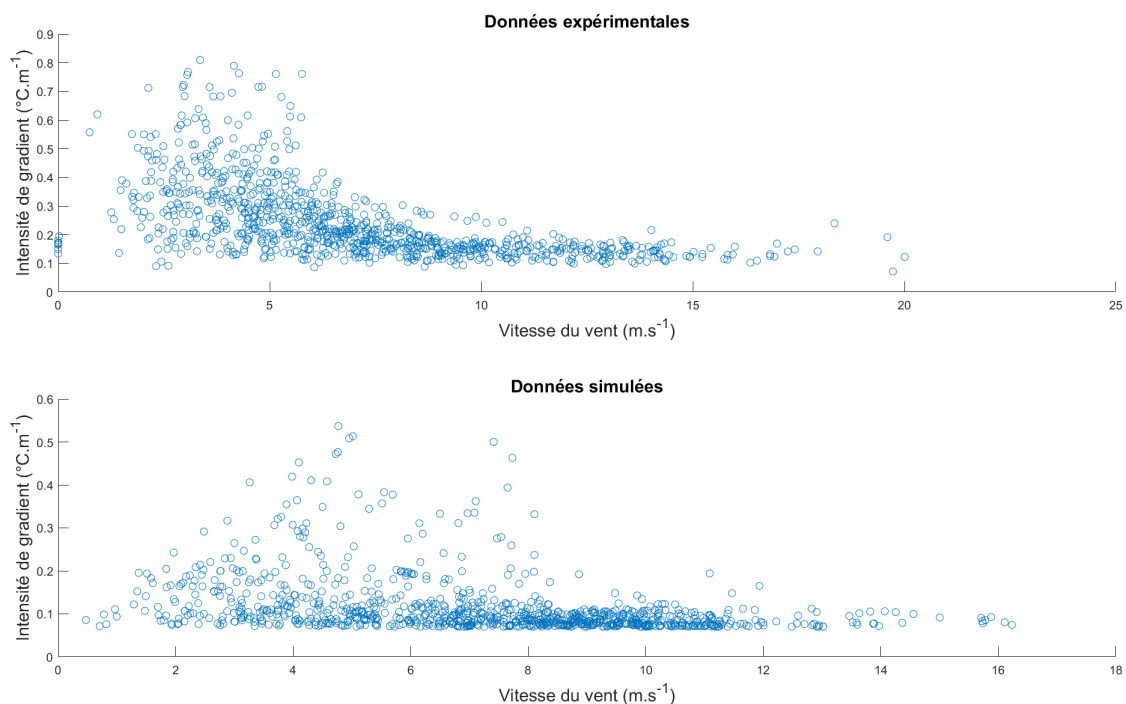


FIGURE 13 – Répartition des intensités de gradient de température en fonction des vitesses de vent

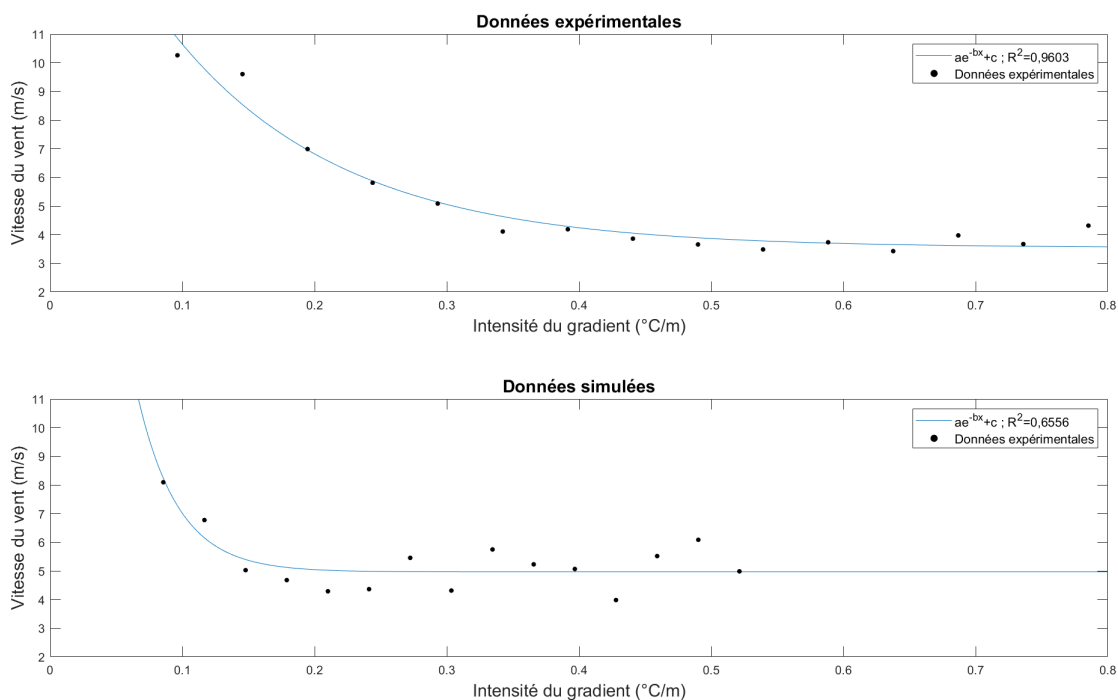


FIGURE 14 – Relation entre vitesse du vent et intensité du gradient de température, pour les données simulées et expérimentales

## V Direction du vent

On va étudier la direction du vent, pour tenter d'identifier les régimes *synoptique* et *catabatique*, et leur rôle dans la formation des inversions de température. Pour cela on trace Figure 15 les distributions angulaires.

Dans un premier temps on remarque la présence de vent *catabatique* vers 120 – 180° pour les données expérimentales et vers 150 – 180° pour les données simulées, ce qui correspond à la direction de la plus grande pente. On remarque

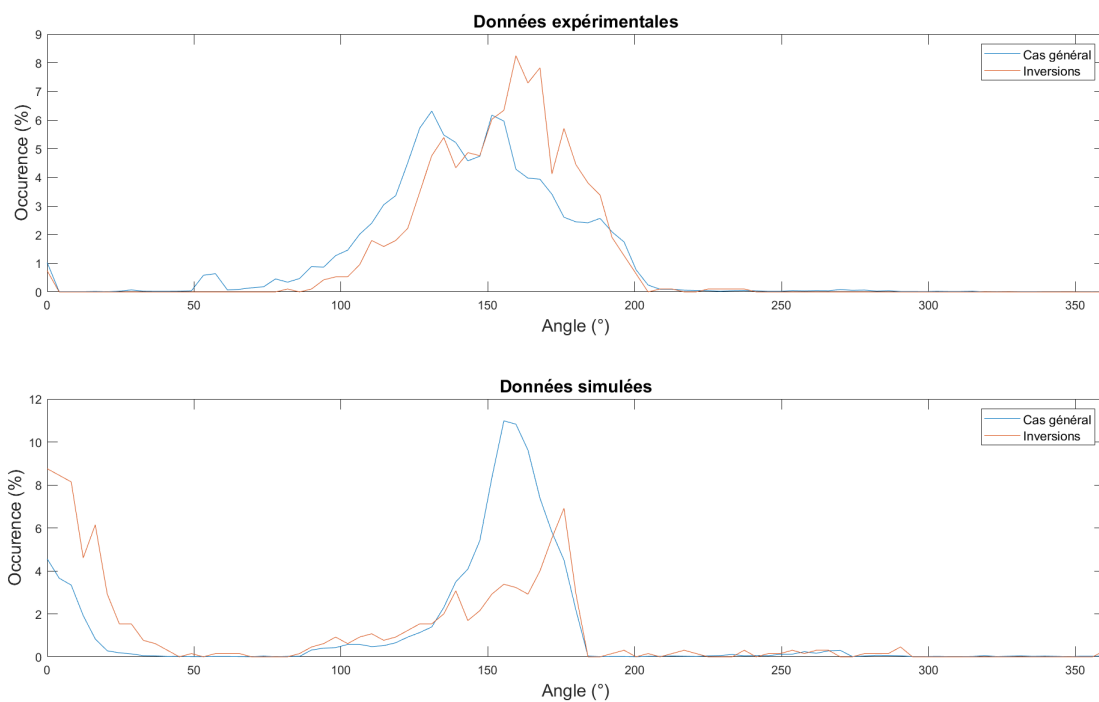


FIGURE 15 – Distribution angulaire dans le cas général et lors des inversions, pour les données expérimentales et simulées, calculée avec des "bins" de  $4^\circ$ .

ensuite la présence de vent *synoptique* avec notamment un pôle vers  $0^\circ$ , pour les données simulées et expérimentales.

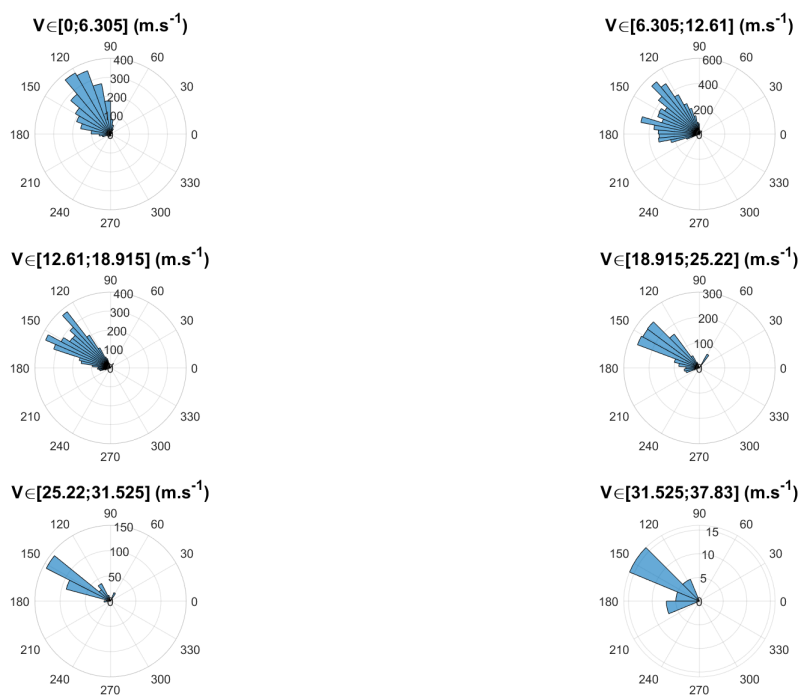


FIGURE 16 – Répartition angulaire des vents, en fonction de la vitesse

On vérifie Figure 16, que les vents dans les directions  $120 - 180^\circ$  sont bien les plus forts et donc bien des vents *catabatiques*.

On s'intéresse également à la répartition temporelle de la direction des vent- notamment ceux à  $180^\circ$ . Aucun cycle,

ou tendance, journalier ou annuel, n'a été trouvé.

On notera que la moyenne glissante de la direction du vent mesurée, Figure 17 diminue progressivement au long de l'année.

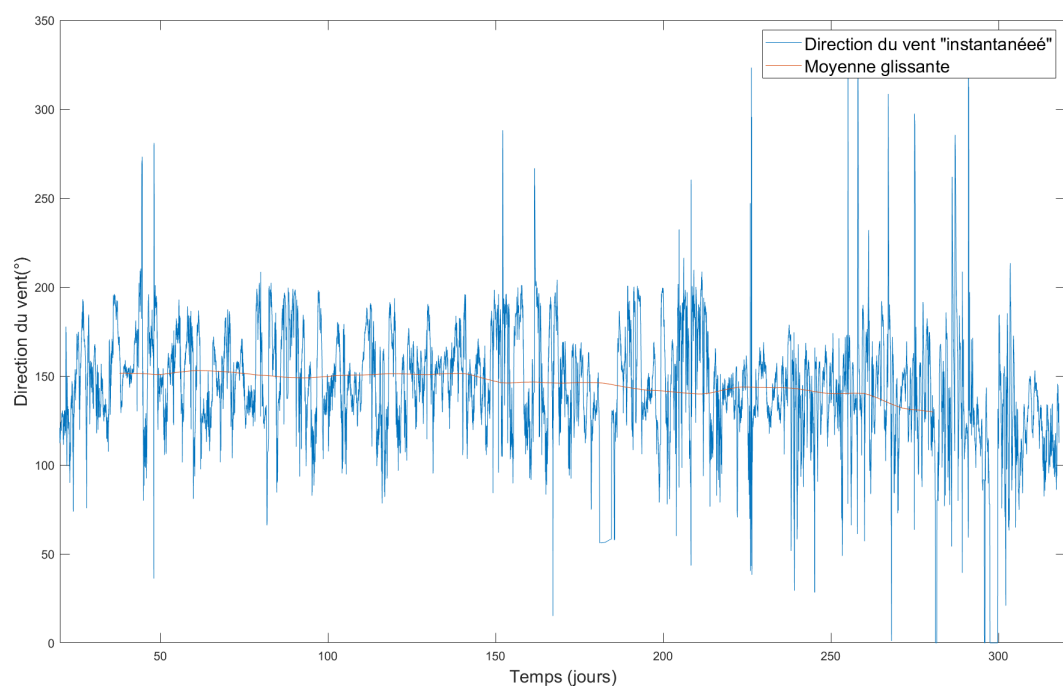


FIGURE 17 – Série temporelle de la direction du vent et de la moyenne glissante de la direction du vent, effectuée sur la valeur de direction instantanée.

## VI Discussion et conclusion

Du fait à leur fréquence d'apparition élevée sur le plateau Antarctique où les vents sont moins intenses et les températures plus basses, comme Dome C, c'est dans ces lieux que les phénomènes d'inversion sont étudiés : aucune étude du sujet sur les pentes balayées par le vent n'a été trouvée. Cette étude, exploratoire donc, apporte des résultats cohérents avec les attentes mais permet de montrer l'existence d'inversion de température dans les données expérimentales, ce qui est également prédit par le modèle. Comme on pouvait s'y attendre, la présence de vent tend à mélanger l'air et à empêcher la formation d'inversion, ce que le modèle prévoit également. Il est clair que ce phénomène n'est pas fréquent ( $\sim 5\%$  des mesures contre  $\sim 90\%$  à Dome C), en raison des forts vents *catabatiques* et également de températures plus élevées, mais il est néanmoins détectable sur une faible proportion du temps.

Il est cependant surprenant que la relation mathématique explicite trouvée entre l'intensité du gradient et la vitesse du vent soit bien mieux vérifiée dans les données expérimentales que dans les données simulées. Il serait intéressant d'étudier des données sur des périodes plus longues, afin de mieux étudier ces relation entre vitesse du vent et intensité de l'inversion. Néanmoins il peut être conclu que le modèle est performant dans sa prise en compte des inversions.

Il pourrait être intéressant d'avoir des données sur la température et le vent à plus haute altitude, afin d'étudier ce phénomène sur une plus grande portion de la couche limite atmosphérique. En outre, obtenir des mesures de meilleure qualité permettrait d'affiner l'étude.

L'étude de la direction du vent est quant à elle cohérente avec la direction à  $\sim 155^\circ$  du vent *catabatique* qui est donnée par la littérature et permet également de mettre en valeur le fait que les inversions soient présentes pour des gammes de direction éloignées de celle des vents *catabatiques*. Cependant la fiabilité des mesures expérimentales est à remettre en question - on observe une dérive de la valeur moyenne de la direction dans les données expérimentales d'environ  $20^\circ$  et non dans les données simulées. L'hypothèse considérée comme la plus crédible est que la girouette, mal fixée à son support, a dévié. Cela peut expliquer la présence des deux pics dans la distribution angulaire des données expérimentales, à  $\sim 132^\circ$  et  $\sim 155^\circ$  contre un seul pic à  $\sim 157^\circ$ . D'autant que la littérature ne prévoit pas une quantité importante de vent *catabatique* aux alentours de  $130^\circ$ . Le pôle à  $0^\circ$  est bien plus faible dans les données mesurées que celles simulées. L'explication la plus crédible est que, ayant une vitesse faible, les vents dans cette direction ne sont pas nécessairement suffisamment forts pour permettre à la girouette de mesurer leur direction.

On peut observer en outre que lors des phénomènes d'inversions, le modèle prédit que le vent sera principalement du vent *synoptique* et du vent *catabatique* dans ses composantes à  $\sim 180^\circ$ , alors que les données expérimentales montrent principalement du vent *catabatique*, dans ses composantes aux alentours de  $150 \sim 180^\circ$ , avec un pic esseulé à  $0^\circ$ . Il pourrait être intéressant de comprendre pourquoi cette composante à  $180^\circ$  est favorisée. Aucune corrélation temporelle ou avec la vitesse du vent n'a été trouvée. Néanmoins il est satisfaisant de constater que les résultats sont cohérents avec notre attente : les vents *catabatiques*, vents potentiellement trop forts pour la formation de gradient, sont ceux qui sont moins représentés dans les inversions que dans le cas général, à l'inverse des vents *synoptiques*.



## Références

- [1] R.M. DeConto, D. Pollard. Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature*, 2016.
- [2] R.M. DeConto, D. Pollard et al. The Paris Climate Agreement and future sea-level rise from Antarctica. *Nature*, 2021.
- [3] T.R. Parish, D.H. Bromwich. Reexamination of the Near-Surface Airflow over the Antarctic Continent and Implications on Atmospheric Circulations at High Southern Latitudes. *Monthly Weather Review*, 2006.
- [4] C. Amory. Drifting-snow statistics from multiple-year autonomous measurements in Adélie Land, East Antarctica. *The Cryosphere*, 2019.
- [5] H. Barral, C. Amory et al. Blowing snow in coastal Adélie Land, Antarctica : three atmospheric-moisture issues. *The Cryosphere*, 2014.
- [6] I. Pietroni, S. Argentin et al. One Year of Surface-Based Temperature Inversions at Dome C, Antarctica. *Boundary-Layer Meteorology*, 2013.
- [7] S.R. Hudson, R.E. Brandt. A Look at the Surface-Based Temperature Inversion on the Antarctic Plateau. *Journal of Climate*, 2004.
- [8] G. Wendler, J.C. André et al. Katabatic winds in Adélie Coast. *Antarctic Research Series*, 1993.
- [9] G. König-Lang, J.C. King, et al. . Climatology of the three coastal Antarctic stations Dumont d'Urville, Neumayer, and Halley. *Journal Of Geophysical Research*, 1998.
- [10] C. Amory, et al. Performance of MAR (v3.11) in simulating the drifting-snow climate and surface mass balance of Adélie Land, East Antarctica. *Geoscientific Model Development*, 2021.
- [11] C. Amory et al. Comparison between observed and simulated aeolian snow mass fluxes in Adélie Land, East Antarctica. *The Cryosphere*, 2015.
- [12] L. Le Toumelin, C. Amory et al. Sensitivity of the surface energy budget to drifting snow as simulated by MAR in coastal Adélie Land, Antarctica. *The Cryosphere*, 2021.
- [13] C. Agosta, et al. Estimation of the Antarctic surface mass balance using the regional climate model MAR (1979–2015) and identification of dominant processes. *The Cryosphere*, 2019.
- [14] P.F. Abbott. Guidelines on the Quality Control of Surface Climatological Data. *World Climate Programme*, 1986.