

## CIRCULATIONS ATMOSPHÉRIQUES ET ANOMALIES DE FONTE À LA SURFACE DE LA CALOTTE GLACIAIRE DU GROENLAND

Xavier FETTWEIS, Georges MABILLE et Michel ERPICUM

### Résumé

Pour étudier les impacts de la circulation atmosphérique à 500hPa sur la fonte estivale à la surface de la calotte du Groenland simulée par le modèle du climat MAR, nous avons mis au point une nouvelle classification automatique des types de circulations atmosphériques appliquée à la période qui s'étend de 1958 à 2007. Cette classification, basée sur la hauteur géopotentielle à 500hPa issue des (ré)analyses du Centre Européen, permet de montrer que le mode dominant de la variabilité atmosphérique au Groenland est lié à l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) et que la fonte à la surface de la calotte est hautement corrélée à la circulation générale. Cette classification explique pourquoi une fonte record fut enregistrée durant l'été 2007. De même, le caractère exceptionnel du 27 août 2003, où la température moyenne au Groenland était près de 10°C supérieure à la moyenne 1958-2007, est clairement une conséquence d'une circulation à 500hPa presque unique durant les 50 dernières années de l'histoire climatique du Groenland.

### Mots-clés

Circulation atmosphérique, Groenland, fonte, modélisation

### Abstract

*With the aim to study the impact of the 500hPa general circulation on the Greenland ice sheet surface melt simulated by the regional climate model MAR, we developed a new Circulation Type Classification (CTC) based on the 500hPa geopotential height from the ECMWF (re)analysis over the period 1958-2007. This CTC shows that the dominant mode of the regional atmospheric variability around the Greenland is linked to the North Atlantic Oscillation (NAO) and that the surface anomalies are highly correlated to the general circulation. It explains also why a record surface melt was observed during the summer 2007. The 27<sup>th</sup> August of 2003, where the temperature was 10°C higher than the normal, is the consequence of an almost unique 500 hPa circulation in the 50 last years.*

### Keywords

*Atmospheric circulation, Greenland, surface melt, modelisation*

## INTRODUCTION

Dans son quatrième rapport (Solomon *et al.*, 2007), le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) confirme que la Terre se réchauffe actuellement et que ce réchauffement ne peut que s'amplifier dans les décennies futures si l'homme ne diminue pas ses rejets de gaz à effet de serre. Ce réchauffement, déjà perceptible actuellement dans nos régions, est encore plus remarquable dans les hautes latitudes et notamment au Groenland (Chylek *et al.*, 2006) où les températures moyennes en surface ont augmenté près de deux fois plus que la moyenne mondiale (+ 0.74°C ± 0.18°C) au cours des cent dernières années (Chylek & Lohmann, 2005).

La calotte du Groenland gagne de la masse en surface en hiver, grâce aux précipitations neigeuses (en moyenne ~600 km<sup>3</sup>/an) qui s'accumulent. Elle perd une partie de celle-ci en été, suite à la fonte de cette neige/glacé

(~300 km<sup>3</sup>/an) et via les flux de vapeur d'eau (~50 km<sup>3</sup>/an) associés à l'évaporation, la sublimation, etc. La somme annuelle de ces masses perdues et gagnées définit le bilan de masse en surface (*BMS*). Si les chutes de neige en hiver ont été suffisamment abondantes et que l'été n'a pas été trop chaud, la neige ne fond pas complètement durant l'été, s'accumule, se tasse et, couche après couche, se transforme en glace au fil des ans pour former une calotte. On dit dans ce cas que le bilan de masse en surface est positif. Cette glace de l'inlandsis groenlandais est alors en partie évacuée par le vêlage des glaciers sous forme d'iceberg (~250 km<sup>3</sup>/an). On considère que la calotte est à l'équilibre lorsque le bilan de masse total (*BMT*) est égal à zéro :

$$BMT = BMS - IB = NE - FO - FL - IB \sim 0$$

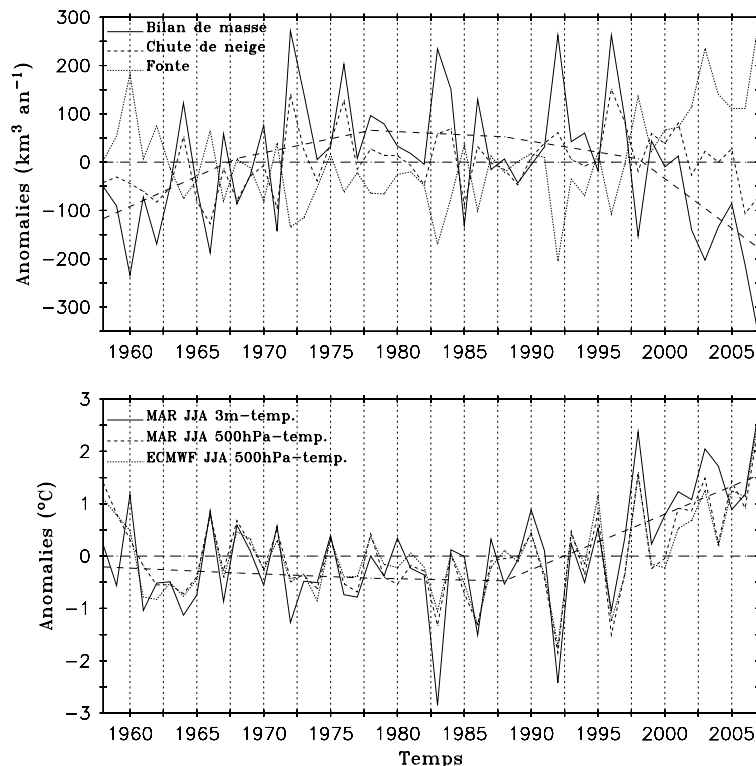
où *NE* est la masse gagnée par les chutes de neige, *FO* est la masse perdue par la fonte en surface, *FL* est la masse perdue par les flux de vapeur d'eau et *IB* est la masse perdue par la décharge des icebergs.

L'impact d'une augmentation de la température globale sur le bilan de masse du Groenland serait double : d'une part, les chutes de neige seraient plus abondantes en hiver, et d'autre part, la fonte de cette neige/glace serait accrue en été. Les modèles globaux (typiquement d'une résolution spatiale de l'ordre de 200km) utilisés dans le dernier rapport du GIEC projettent que la fonte l'emportera sur l'augmentation des chutes de neige, sans toutefois savoir dans quelle proportion (Solomon *et al.*, 2007). Or la fonte, même partielle, de la calotte groenlandaise élèverait le niveau des mers avec les conséquences que l'on connaît pour des pays comme les Pays-Bas, le Bangladesh... et même la Belgique. Un important apport d'eau de fonte (eau douce) dans l'océan aurait aussi tendance à perturber fortement la circulation océanique dans l'Atlantique Nord en réduisant le contraste de densité qui la dirige et en allant même jusqu'à freiner le courant du Gulfstream qui tempère notre climat.

Des simulations, réalisées avec le modèle régional du climat MAR (pour *Modèle Atmosphérique Régional*) couplé à un modèle de neige (Gallée & Schayes, 1994), ont mis en évidence une augmentation significative de la fonte en été depuis les années 80, alors que les chutes de neige n'ont pratiquement pas changé depuis lors (Fettweis, 2007) (Figure 1). Cette tendance à l'augmentation de la fonte en surface est aussi confirmée par des observations satellitaires (Fettweis *et al.*, 2006 ; Fettweis *et al.*, 2007 ; Tedesco, 2007 ; Mote, 2007). Or,

en première approximation (Fettweis *et al.*, 2008), la variabilité inter-annuelle du bilan de masse en surface est dictée par la variabilité des chutes de neige et de la fonte en surface ( $\Delta BMS \approx \Delta NE - \Delta FO$ ). Et donc, en moyenne depuis les années 80, la calotte du Groenland perd de la masse en surface chaque année (Fettweis, 2007 ; Hanna *et al.*, 2008a). À cette perte de masse en surface, il faut rajouter en plus une augmentation significative depuis quelques années de la décharge d'icebergs dans l'océan par les glaciers groenlandais (Rignot & Kanagaratnam, 2006). Cette accélération de la vitesse d'écoulement des glaciers résulterait de l'excès en eau de fonte qui lubrifie l'interface socle rocheux/base du glacier et donc facilite son écoulement (Zwally *et al.*, 2002). Ceci ne fait que confirmer que la calotte du Groenland est en train de perdre de la masse significativement depuis les années 80.

Comme le montre Fettweis *et al.* (2008), cette augmentation de la fonte en surface est une conséquence directe de l'augmentation des températures estivales au Groenland (moyenne juin-juillet-août=JJA) corrélée à près de 90% avec la quantité d'eau de fonte provenant de la calotte du Groenland comme on peut le voir sur la figure 1. Ce réchauffement est estimé par le modèle MAR à plus de 2°C depuis les années 80 alors que la température mondiale n'a augmenté que de 0.5°C (Solomon *et al.*, 2007). L'amplification du réchauffement global dans



**Figure 1.** a) Évolution temporelle du bilan annuel de masse en surface, de la fonte et des chutes de neige simulées par le modèle MAR pour la calotte du Groenland. Les données sont exprimées en fonction de la moyenne 1958-2007 en  $\text{km}^3$  par an. b) Idem mais pour la température moyenne à 3m (et à 500hPa) au Groenland en été (Juin-Juillet-Août, JJA). La température estivale moyenne à 500hPa simulée par les (ré)analyses du Centre Européen de Prévision (<http://www.ecmwf.int>) au Groenland est aussi affichée

les régions polaires est une conséquence directe de ce qu'on appelle la « rétroaction positive de l'albédo ». En effet, avec l'augmentation de la température, de moins en moins de surfaces continentales sont recouvertes par des névés en été au détriment de la toundra au pouvoir réflecteur beaucoup moins grand que celui de la neige/glace. De même, sur l'océan, la glace de mer qui réfléchit une part importante du rayonnement solaire, laisse la place à l'océan libre qui capte et emmagasine une part importante de l'énergie reçue du soleil.

Une fonte record, résultat d'un été de près de 4°C au-dessus de la moyenne, a été observée en 2007 au Groenland (Mote, 2007 ; Hanna *et al.*, 2008b ; Tedesco *et al.*, 2008). Cet été exceptionnellement chaud peut en partie être attribué au réchauffement global, mais la circulation atmosphérique fut tout à fait anormale en favorisant l'advection de masses d'air chaud du sud, responsables de l'importante fonte à la surface de la calotte. C'est ce que nous allons étudier ici en mettant au point, au chapitre II, une classification des types de circulations atmosphériques au Groenland. Nous profiterons de cette classification pour étudier dans le chapitre III les autres étés où la fonte a été importante comme en 1995, 2003... Enfin, le chapitre I est consacré à la description des données utilisées.

## I. DONNÉES

Pour notre classification, nous utilisons exclusivement les données provenant des réanalyses ERA-40 (pour la période 1958-2002) et des analyses opérationnelles (pour la période 2002-2007) du Centre Européen de Prévision ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). Ces données sont disponibles toutes les 6 heures à une résolution de 1,125° (~100km). Elles sont aussi utilisées pour forcer le modèle régional du climat MAR, que l'on peut considérer d'une certaine façon comme un désagrégateur physique des champs des réanalyses (Georgi & Mearns, 1999). L'intérêt d'un modèle régional (ou modèle à aire limitée) pour modéliser le bilan de masse à la surface du Groenland est :

1. une résolution spatiale plus fine (25 km ici) sans surcoût énorme en temps de calcul, permettant ainsi une meilleure prise en compte de la topographie et de représenter explicitement dans le modèle la zone d'ablation d'une largeur de 100 km au plus sur la calotte ;
2. une physique (de surface) plus détaillée et adaptée aux régions polaires, nécessaire pour pouvoir modéliser explicitement les vents catabatiques ou les différents processus intervenant aussi bien en surface qu'à l'intérieur du manteau neigeux.

À la surface de la calotte, les sorties des réanalyses et du modèle MAR diffèrent. Par contre, plus on monte en altitude, plus les résultats des deux modèles convergent. C'est pourquoi, bien que la fonte au Groenland soit modélisée par le modèle MAR, nous étudierons les anomalies de circulation atmosphérique au Groenland uniquement avec les réanalyses.

Enfin, il est aussi important de noter que les (ré)analyses du Centre Européen, bien qu'elles soient plus fiables que les réanalyses NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) dans les régions polaires (Fettweis *et al.*, 2005), présentent des inhomogénéités à partir de juillet 2002 avec le passage aux analyses opérationnelles pour compléter la série homogène des ERA-40 (1958-2002). L'impact de ces inhomogénéités dans la modélisation au Groenland est notamment discuté par Hanna *et al.* (2005). Néanmoins, on peut supposer ici que la variabilité de la circulation atmosphérique à 500 hPa est moins affectée par ce changement de set de données à partir de 2002. En effet, les principaux changements entre les ERA-40 et les analyses opérationnelles ont lieu à la surface.

## II. CLASSIFICATION DES TYPES DE CIRCULATIONS

### A. Algorithme

Bien que la pression de surface réduite au niveau de la mer soit habituellement utilisée pour classifier les types de circulations (Lund, 1963), nous avons choisi de baser notre classification sur la surface des hauteurs géopotentielles à 500 hPa (appelées Z500), vu le relief élevé de la calotte du Groenland (d'une altitude moyenne de 2000m avec des sommets dépassant 3000m). Notre but étant de mettre en relation les types de circulations atmosphériques au Groenland avec les anomalies de fonte en surface, nous limitons notre classification aux 92 jours d'été JJA (du 1<sup>er</sup> juin au 31 août) de 1958 à 2007 (ce qui fait 4600 jours au total) en classifiant pour chacun de ces jours le champ Z500 à 00h TU extrait des réanalyses du Centre Européen. Ces champs étant donnés sur une grille en degrés de latitude et de longitude géographiques, nous avons interpolé ces données sur une grille régulière de 100km de résolution (de dimension 1400km x 2700km) centrée sur le Groenland, à une latitude de 70°N et une longitude de 40°W, à l'aide de la projection de Lambert afin de donner le même « poids » à tous les points de la grille.

Notre algorithme de classification est similaire à celui introduit par Lund en 1963, à savoir que chaque couple de jours est caractérisé par un indice de similitude variant habituellement de -1 à 1 et que cet indice est utilisé ensuite pour regrouper les jours qui présentent des situations semblables dans une même classe. La principale différence avec la méthode de Lund (1963) est la définition de l'indice de similitude comme nous le verrons plus bas.

Notre algorithme fonctionne comme suit.

1. Définissons tout d'abord Z500, la matrice à 3 dimensions [2 dimensions spatiales (N x M) et une dimension temporelle (nombres de jours d'été de 1958 à 2007)] contenant l'ensemble des surfaces géopotentielles à 500 hPa pour un domaine choisi de dimension N x M centré sur le Groenland. Pour chaque jour de l'échantillon (4600

jours), nous avons donc une surface Z500. Pour donner le même « poids » à tous les points de la grille du domaine dans le calcul de l'indice de similitude, nous normalisons tout d'abord Z500 tel que son écart type ( $STDEV_{Z500}$ ) selon sa dimension temporelle soit égal à 1 pour tous les points de la grille, c'est-à-dire que :

$$\forall i \in [1, N], \forall j \in [1, M] : STDEV_{Z500}(i, j) = 1$$

où  $N$  et  $M$  sont les dimensions du domaine selon  $X$  et  $Y$ .

2. Pour chaque couple de jours (et donc de surfaces Z500), nous calculons ensuite un indice de similitude  $i$  basé sur la différence absolue entre deux surfaces de Z500 préalablement normalisées (voir point 1) à savoir :

$$i = \frac{\sum_{j=1}^M |Z_{500}(i, j) - Z_{500}(i', j)|}{\sum_{j=1}^M |Z_{500}(i, j)| + \sum_{j=1}^M |Z_{500}(i', j)|}$$

où  $c = 2$  (le choix de  $c$  est discuté dans la Section 3). Cet indice vaut au maximum 1 si une surface Z500 est comparée à elle-même ( $jour_1 = jour_2$  dans la formule ci-dessus) et peut devenir négatif si les deux surfaces Z500 sont très différentes. Ainsi, au plus cet indice est proche de 1, au plus les deux surfaces Z500 sont semblables.

3. Pour un critère  $i_c$  de classification donné inférieur à 1, nous calculons pour chaque surface de Z500 (et donc chaque jour), le nombre de surfaces de Z500 qui lui sont similaires (c'est-à-dire tel que  $i > i_c$ ). La première classe contient alors la surface Z500 (appelée la surface de référence) qui a le plus grand nombre de surfaces similaires ainsi que toutes les surfaces Z500 qui lui sont semblables. Les jours classés sont retirés de l'échantillon et la même opération est répétée pour former la seconde classe, et ainsi de suite jusqu'à ce que tous les jours soient classés. En résumé, la classe  $k$  contiendra l'ensemble des jours  $jour_2$  tel que :

$$i(jour_k, jour_2) > i_c$$

où  $jour_k$  est le jour de référence de la classe  $k$ .

Soit le critère  $i_c$  est fixé par l'utilisateur - et le nombre de classes sera d'autant plus grand que  $i_c$  est proche de 1 -, soit le nombre  $K$  de classes est fixé par l'utilisateur (ce sera toujours le cas ici) et le critère  $i_c$  sera progressivement décrémenté par l'algorithme (à partir de 1 avec un incrément de -0.01) jusqu'à ce que tous les jours soient classés. Plus le nombre de classes fixé est petit, plus le critère  $i_c$  s'écartera de 1. Si le nombre de classes est fixé à 10, une valeur de 0.5 pour  $i_c$  suffit dans la plupart des cas pour classer tous les jours.

4. Si le nombre de classes (appelé  $K$ ) est fixé par l'utilisateur, nous basons notre classification sur un indice de classification légèrement différent de celui introduit précédemment (cf. 3) pour éviter, comme nous le verrons, que presque tous les éléments soient classés dans les premières classes. Ce nouveau critère  $i'_c$  de classification est tel que :

$$i'_c(k) = i_c - \epsilon \cdot (k - 1), k \in [1, K]$$

où  $k$  est le numéro de la classe et  $\epsilon$  est un décrément fixe (qu'on discutera au point suivant). Ce qui veut dire que le critère de classification pour la deuxième classe est légèrement plus faible que celui qui est utilisé pour former la première classe et ainsi de suite jusqu'à la dernière classe (c'est-à-dire  $k=K$ ) où le critère de classification est souvent proche de 0.5.

5. Pour une classe donnée  $k$ , nous appelons  $\sigma_k$  l'écart type moyen (selon la dimension temporelle) des surfaces Z500 qui appartiennent à la classe  $k$ , c'est-à-dire :

$$\sigma_k = \frac{\sum_{i \in \text{classe } k} |Z_{500}(i) - \bar{Z}_{500}(k)|}{\sqrt{n_k}}$$

Plus  $\sigma_k$  est petit, plus les éléments de la classe  $k$  sont semblables entre eux. Nous appellerons  $\sigma$  la somme pondérée des  $\sigma_k$  :

$$\sigma = \frac{\sum_{k=1}^K \sigma_k}{K}$$

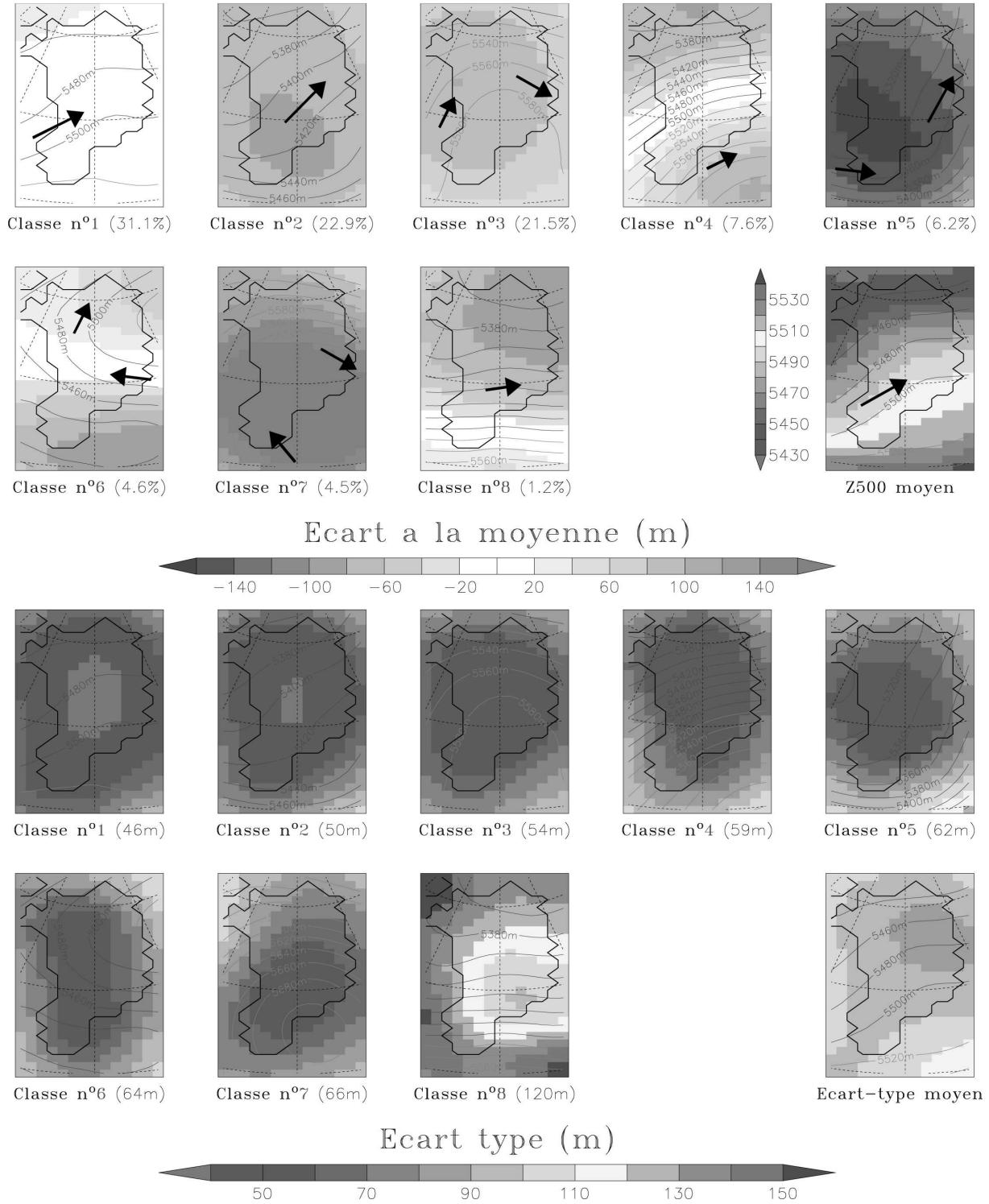
où  $n_k$  est le nombre d'éléments dans la classe  $k$  et  $N$  et le nombre d'éléments total, à savoir 4600 dans notre cas. Plus  $\sigma$  sera petit, meilleure sera la classification (Brinkmann, 2000). La valeur de  $\sigma$  nous permettra de comparer les classifications et donc de montrer la pertinence de tels ou tels paramètres/indices de similitude sur la classification ; le but étant évidemment d'avoir  $\sigma$  le plus petit possible, c'est-à-dire de regrouper au sein d'une même classe, les éléments qui sont les plus semblables. La valeur de  $\epsilon$  utilisée dans  $i'_c(k)$  est fixée par l'algorithme pour minimiser  $\sigma$ . Pour ce faire, l'algorithme prendra tout d'abord la valeur zéro pour  $\epsilon$  et fera le classement pour calculer le  $\sigma$  correspondant. Il incrémentera ensuite petit à petit  $\epsilon$  (de +0.005) jusqu'à ce que le minimum absolu pour  $\sigma$  soit atteint. C'est la valeur de  $\epsilon$  correspondant à ce minimum qui sera utilisée pour construire la classification finale. Cette étape prend énormément de temps de calcul car pour chaque valeur « test » de  $\epsilon$ , il faut en plus décrémenter  $i_c$  jusqu'à ce que tous les jours soient classés. Rappelons que le nombre de classes  $K$  est fixé au début par l'utilisateur.

## B. Résultats

La figure 2 présente les résultats de notre classification (le nombre de classes étant fixé ici à 8 sur un domaine centré sur le Groenland. La circulation estivale moyenne à 500 hPa au Groenland (représentée sur le 9<sup>e</sup> graphique de la figure 2) est une circulation du sud-ouest caractérisée par une dépression au Nord et un anticyclone au Sud. Les jours dont la circulation est semblable à la circulation moyenne sont classés dans la classe n°1. Les classes n°3 et n°7 regroupent les jours où le Z500 favorise l'advection d'air chaud du Sud. Les classes n°2 et n°5 sont plutôt associées aux évènements froids.

L'écart-type affiché en figure 2 indique le degré d'homogénéité d'une classe. Comme on peut le voir, étant donné que le critère de similitude décroît avec le numéro de la classe (voir étape 4 de notre algorithme), plus ce numéro est petit, plus l'écart-type  $\sigma_k$  est faible dans la

classe. Il est de 46m en moyenne pour la classe n°1 alors qu'il est de 120m pour la classe n°9. L'écart-type moyen de l'ensemble des jours d'été de 1958 à 2007 (c'est-à-dire 4600 jours), représenté sur le 18<sup>e</sup> graphique de la figure 2, est de 95m. Dès lors, excepté la dernière classe

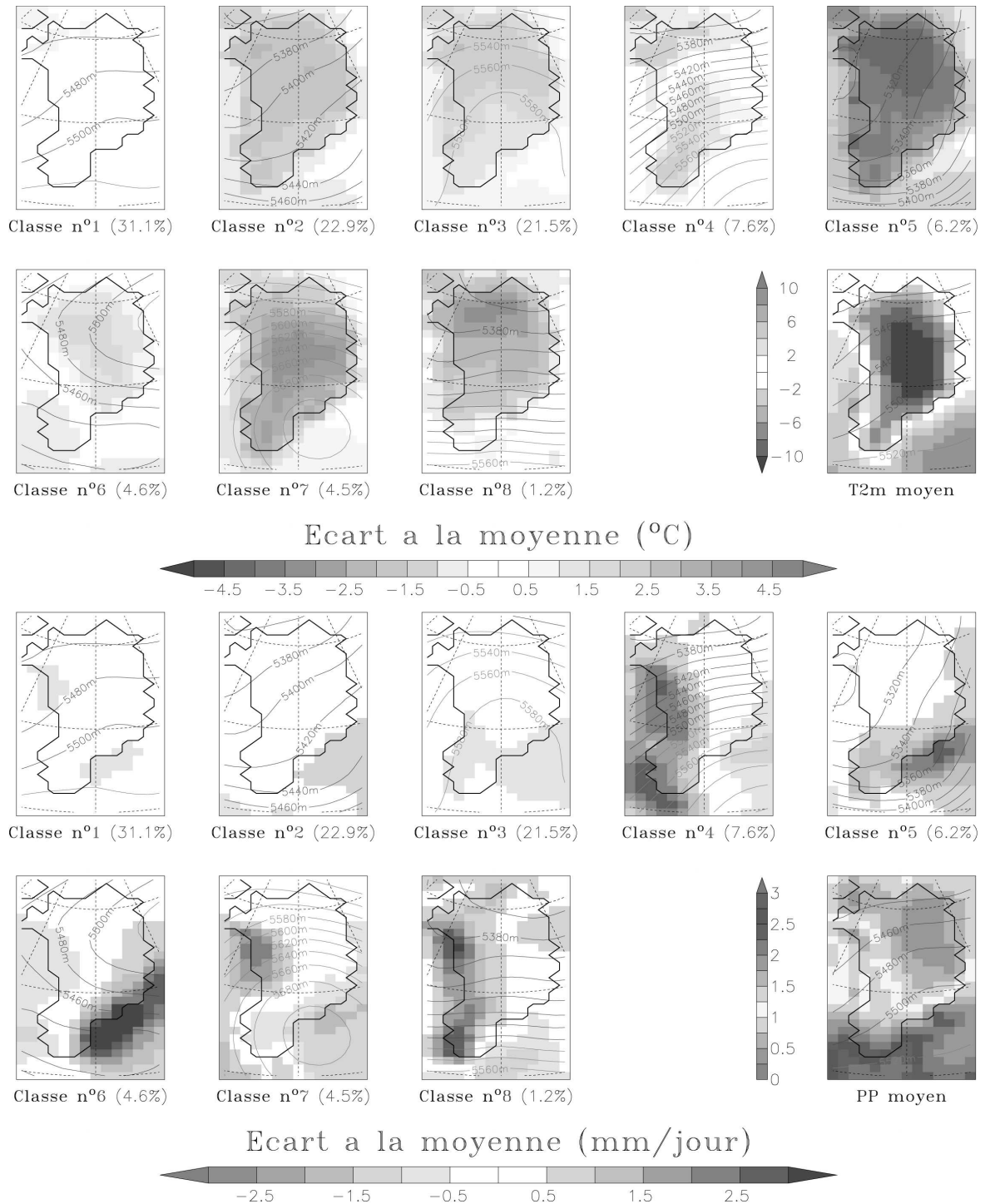


**Figure 2.** a) Pour chaque classe (de 1 à 8), les lignes bleues (Z500<5500m) et rouges (Z500>5500m) en arrière plan représentent le Z500 moyen des jours contenus dans la classe (le nombre de jours dans chaque classe est indiqué en % dans la légende). Quant à l'échelle des couleurs, elle indique l'écart (en m) par rapport au Z500 moyen estival représenté sur le 9<sup>e</sup> graphique. b) Idem que a) mais pour l'écart-type de l'ensemble des jours contenus dans une classe. La moyenne de cet écart-type sur les points de la grille (notée  $\sigma_k$ ) est indiquée entre parenthèse dans la légende. Plus cet écart-type est faible, plus la classe est homogène (c'est-à-dire plus elle regroupe des jours semblables) (version couleur, p. 165)

(la classe n°9) qui regroupe les jours « inclassables », toutes les autres classes ont un écart-type  $\sigma_k$  plus faible que 95m et donc apportent un réel intérêt par rapport à une classification où l'on aurait regroupé tous les jours dans une seule et même classe (c-à-d  $K=1$ ). L'écart-type pondéré  $\sigma$  est ici de 54m.

différentes. Cependant, si pour chaque classe, on compare la moyenne de la température et des précipitations des jours de la classe avec la moyenne totale sur les 4600 jours d'été de 1958 à 2007, on observe que les anomalies de température à 2m et de précipitations simulées par les réanalyses sont fortement corrélées à la circulation à 500hPa associée à la classe (Figure 3). En effet, comme on pouvait le supposer, les classes n°3 et n°7 induisent en moyenne une température en

Il est évident que pour une même circulation à 500hPa, les conditions à la surface de la calotte peuvent être fort



**Figure 3.** Idem que la figure 2a mais pour la température à 2m et les précipitations (neige et pluie) simulées par les réanalyses du Centre Européen. De nouveau, l'échelle des couleurs indique l'écart (en °C et en mm/jour) par rapport à la moyenne estivale représentée sur le 9<sup>e</sup> graphique (version couleur, p. 166)

surface plus élevée que la moyenne alors que les classes n°2, n°5 et n°8 induisent plutôt des températures plus basses. Les classes n°4 et n°7 favorisent de plus fortes précipitations que la normale sur la côte ouest alors que la circulation associée à la classe n°3 a plutôt tendance à réduire les précipitations.

Ci-après, la sensibilité de notre classification est étudiée pour divers paramètres.

**C. Tests de sensibilité**

**1. Nombres de classes**

Toujours pour le même domaine centré sur le Groenland (Figure 2), la figure 4 affiche l'évolution de  $\sigma$  en fonction du nombre de classes K fixé dans notre algorithme. Plus le nombre K de classes permises est grand, plus petit est  $\sigma$ . Néanmoins on observe dans notre cas, qu'après K=7,  $\sigma$  diminue très lentement pour tendre vers 35m pour K supérieur à 100. C'est pourquoi nous avons choisi K=8

dans cette étude. Enfin, rappelons que pour K=1,  $\sigma$  est égale à 95m.

**2. Domaine d'intégration**

Nous allons tester ici la sensibilité de  $\sigma$  à la dimension du domaine. Faut-il réduire notre domaine d'intégration à la zone étudiée, ou au contraire, l'étendre aux zones voisines ?

Pour ce faire, les réanalyses ont préalablement été interpolées sur une grille régulière 100 km x 100 km comme précédemment. Pour que les différents domaines soient comparables entre eux, le  $\sigma$  est uniquement calculé sur les points de la grille couvrant le Groenland et la projection de Lambert a chaque fois été centrée sur le même point (lat=70°N, long=40°W). Seule la dimension de ces domaines (présentés sur la figure 5) est différente.

À la lecture du tableau 1, on constate que plus le domaine est grand, plus l'écart type pondéré  $\sigma$  est grand,

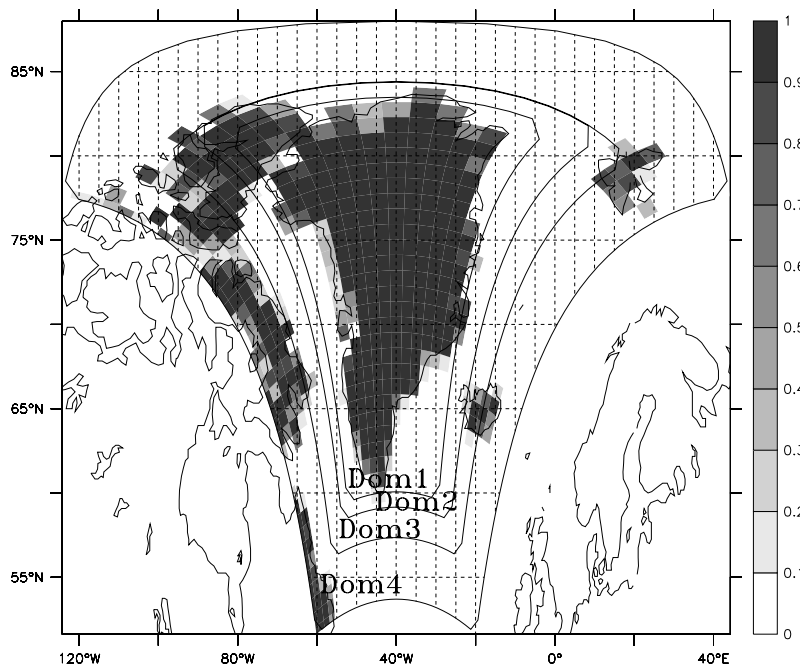


Figure 5. Les 4 domaines d'intégration testés ici sont montrés sur une grille en latitude/longitude. Le masque terre/mer des réanalyses est également dessiné

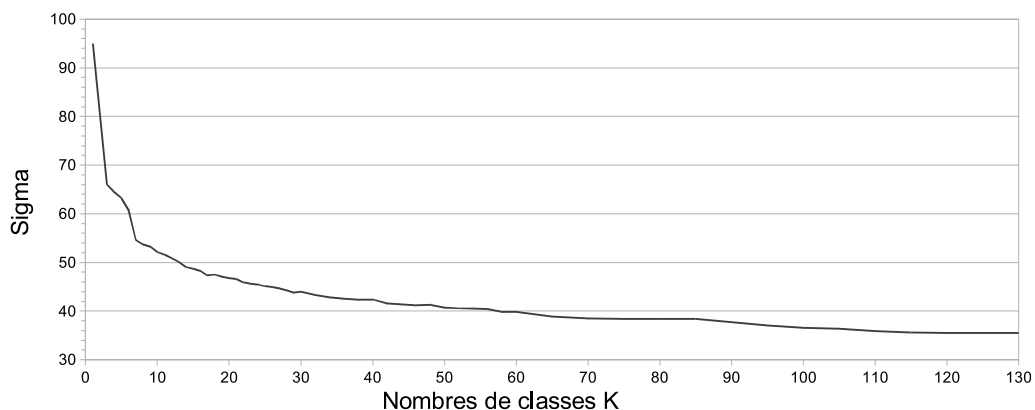


Figure 4. Écart type pondéré  $\sigma$  en fonction du nombre de classes K pour le domaine présenté à la figure 2

**Tableau 1.** Écart type pondéré  $\sigma$  en fonction du nombre de classes  $K$  pour les différents domaines présentés sur la figure 5

Nom	Taille	$\sigma$ pour 8 classes	$\sigma$ pour 10 classes	$\sigma$ pour 20 classes	$\sigma$ pour 50 classes
Domaine n°1	1400km x 2700km	53.70	52.12	46.82	40.72
Domaine n°2	1700km x 2900km	54.86	54.10	49.38	42.62
Domaine n°3	2100km x 3100km	58.27	56.18	51.48	45.71
Domaine n°4	2900km x 3900km	65.63	63.89	59.12	54.09

et donc moins les classes regroupent des types de circulations « semblables » au-dessus du Groenland. Dès lors, cela démontre que dans notre cas, le domaine doit se limiter au maximum à la zone étudiée. En effet, plus le domaine est grand, plus les zones à l'extérieur de notre zone d'étude (*a priori* influençant très peu celle-ci) auront du poids dans le calcul de l'indice de similitude étant donné que celui-ci est calculé sur tous les points de la grille du domaine.

**3. Indices de similitude**

Lund (1963) est le premier à avoir mis au point une classification automatique du type de circulation à l'aide d'un indice de similitude. Son indice de similitude est basé sur la corrélation spatiale entre 2 cartes de Z500 c-à-d :

$$i_{Lund}(jour_1, jour_2) = \frac{\sum_{j \in \Omega} (Z_{500}(j, jour_1) - \bar{Z}_{500}(j)) (Z_{500}(j, jour_2) - \bar{Z}_{500}(j))}{\sqrt{\sum_{j \in \Omega} (Z_{500}(j, jour_1) - \bar{Z}_{500}(j))^2} \sqrt{\sum_{j \in \Omega} (Z_{500}(j, jour_2) - \bar{Z}_{500}(j))^2}}$$

où  $\bar{Z}_{500}(j)$  est la moyenne de Z500 le jour  $jour_j$  sur tous les points de grilles. L'indice introduit par Kirchhofer en 1973 est un dérivé de l'indice de Lund (1963).

Le tableau 2 indique clairement que dans le cadre de cette étude, notre indice est plus pertinent que celui introduit par Lund en 1963. Brinkmann (2000) a également utilisé un équivalent du paramètre  $\sigma$  pour améliorer les résultats de sa classification. Le choix de 2 pour la constante  $c$  est aussi justifié.

Enfin, si on utilise le même indice  $i_c$  pour toutes les classes à la place de prendre un indice  $i_c'$  qui diminue avec le numéro des classes, la classification sera moins efficace. En effet, pour que tous les éléments soient classés, l'al-

gorithme est obligé de choisir un indice plus petit qui va regrouper tous les éléments dans les premières classes. Seuls les jours qui sont vraiment différents (c'est-à-dire exceptionnels) seront classés dans les autres classes. Par exemple, pour  $K=8$ , plus de 96% des jours sont classés dans les 3 premières classes (Tableau 3). Si le nombre d'éléments restant après que les  $K$  classes soient formées est inférieur à 0.5% du nombre total de jours à classer (4600 jours ici), alors l'algorithme prend -1 comme indice de classification pour regrouper ces derniers (c'est-à-dire les jours associés à des circulations exceptionnelles). C'est la raison pour laquelle la 8<sup>e</sup> classe a systématiquement un indice égal à -1, dans le but de ne pas devoir diminuer trop l'indice de classification pour pouvoir classer tous les éléments. Bien que le choix du 0.5% soit empirique (0.5% correspond en moyenne à 1 jour tous les 2 étés), il n'influence cependant pas significativement les résultats de notre classification.

**III. ANOMALIES DE LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE ET FONTE**

**A. Variabilité inter-annuelle**

La figure 6 nous montre l'évolution inter-annuelle du nombre de jours classés dans les classes n°2 et n°5 (favorisant l'advection d'air froid) et dans les classes n°3 et n°7 (favorisant l'advection d'air chaud). L'été 2007 apparaît comme un été exceptionnel avec un minimum d'éléments dans les classes dites « froides » et un maximum dans les classes dites « chaudes ». Ce fut le cas aussi des étés 1998 et 2003 durant lesquels la fonte modélisée par le MAR était nettement au-dessus de la normale. Cependant, l'écart-type étant de 10 jours, seules les anomalies de l'année 2007 sont statistiquement significatives car supérieures à 20 jours. Dès lors, l'été 2007 a bien été caractérisé par un nombre exceptionnel

**Tableau 2.** Écart type pondéré  $\sigma$  en fonction de l'indice de similitude

Nom	$\sigma$ pour 8 classes	$\sigma$ pour 10 classes	$\sigma$ pour 20 classes	$\sigma$ pour 50 classes
Notre indice $i_c'$ avec $c = 2$	53.70	52.12	46.82	40.72
Indice de Lund (1963), Kirchhofer (1973)	85.53	84.89	83.60	81.59
Notre indice $i_c'$ avec $c = 1$	62.99	64.11	52.80	42.70
Notre indice $i_c'$ avec $c = 1.5$	54.41	52.66	46.54	40.86
Notre indice $i_c'$ avec $c = 2.5$	53.54	52.06	47.37	41.15
Notre indice $i_c'$ avec $c = 3$	54.19	52.63	48.47	43.02
Indice $i_c$ fixe pour toutes les classes	62.65	60.22	54.75	49.09

**Tableau 3.** Résultats de la classification pour  $K=8$  avec l'indice  $i_c'$  diminuant avec le numéro des classes et l'indice  $i_c$  fixe pour toutes les classes. Pour les deux classifications, le tableau donne pour les 8 classes le nombre d'éléments dans la classe, l'écart-type  $\sigma_k$  de cette classe et la valeur de l'indice de classification utilisé pour regrouper les éléments de cette classe.

		Cla. n°1	Cla. n°2	Cla. n°3	Cla. n°4	Cla. n°5	Cla. n°6	Cla. n°7	Cla. n°8
Indice $i_c'$	% d'éléments	31.20	23.00	21.50	7.70	6.20	4.60	4.50	1.30
	Ecart-type $\sigma_k$	46.16	50.51	54.34	59.15	62.97	64.77	66.55	120.81
	Indice $i_c'$	0.70	0.66	0.62	0.58	0.54	0.50	0.46	-1.00
Indice $i_c$	% d'éléments	66.1	16.8	12.8	1.4	0.8	0.5	0.4	1.0
	Ecart-type $\sigma_k$	63.75	57.62	57.43	63.67	57.03	49.98	55.00	151.11
	Indice $i_c$	0.58	0.58	0.58	0.58	0.58	0.58	0.58	-1.0

de circulations à 500hPa favorisant l'advection d'air chaud et une quasi absence de circulations favorisant des événements froids, ce qui explique en grande partie la fonte record simulée par le modèle MAR en 2007.

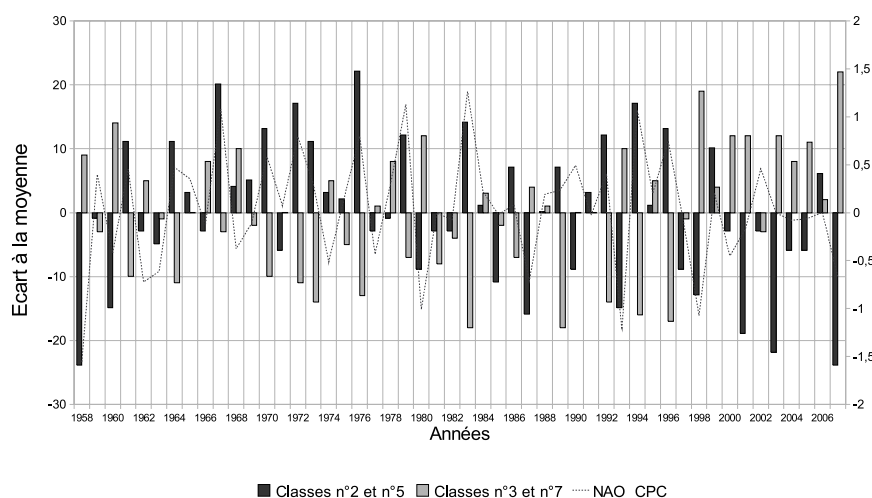
Sur ces 50 derniers étés, on observe une légère augmentation (+0.15 jour/an) du nombre de jours par été qui appartiennent aux classes n°3 et n°7 et une petite diminution (-0.18 jour/an) du nombre de jours classés dans les classes n°2 et n°5. Néanmoins, ces tendances sont non significatives.

Enfin, la corrélation entre la température moyenne à 2m JJA simulée par le modèle MAR sur la calotte (respectivement la quantité totale d'eau de fonte) et le nombre d'éléments dans les classes n°3 et n°7 est de 0.78 (respectivement 0.72).

La figure 6 montre aussi l'indice NAO (North Atlantic Oscillation) provenant du *Climate Prediction Center*. Cet indice est basé sur l'anomalie de la hauteur géopotentielle à 500hPa au dessus de l'hémisphère Nord (pour plus de

détails sur sa construction, voir <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>). L'Oscillation Nord-Atlantique, quantifiée par l'indice NAO, est reconnue comme étant le mode dominant de la variabilité atmosphérique au Groenland (Rogers, 1997 ; Bromwich *et al.*, 1999).

Une phase de NAO est positive si la haute pression subtropicale (l'anticyclone des Açores) est plus forte que d'habitude et que la dépression islandaise est plus profonde que la normale. Cette différence de pression accentuée entre les deux centres barométriques induit un déplacement plus au nord des perturbations qui circulent sur l'océan Atlantique. Il en résulte un temps plus chaud et plus humide en Europe, et plus froid et plus sec dans le nord du Canada et sur le Groenland. Lors d'une phase négative de NAO, le temps est plus chaud et plus humide au Groenland. Les classes n°3 et n°7 sont associées à une phase de NAO positive tandis que l'indice NAO est négatif la plupart des jours des classes n°2 et n°5. Si on additionne le nombre d'éléments par été dans les classes n°3 et n°7 auxquels on soustrait le nombre d'éléments



**Figure 6.** Évolution temporelle des anomalies du nombre de jours classés par an dans les classes n°2 et n°5 (dites « froides ») et dans les classes n°3 et n°7 (dites « chaudes »). Le numéro des classes fait référence à la figure 2. Pour une meilleure lisibilité, le nombre d'éléments dans chaque groupe de classes est donné sur l'axe des Y à gauche par rapport à la moyenne sur les 50 ans. En trait interrompu, l'indice NAO pour JJA référencé sur l'axe des Y à droite est dessiné

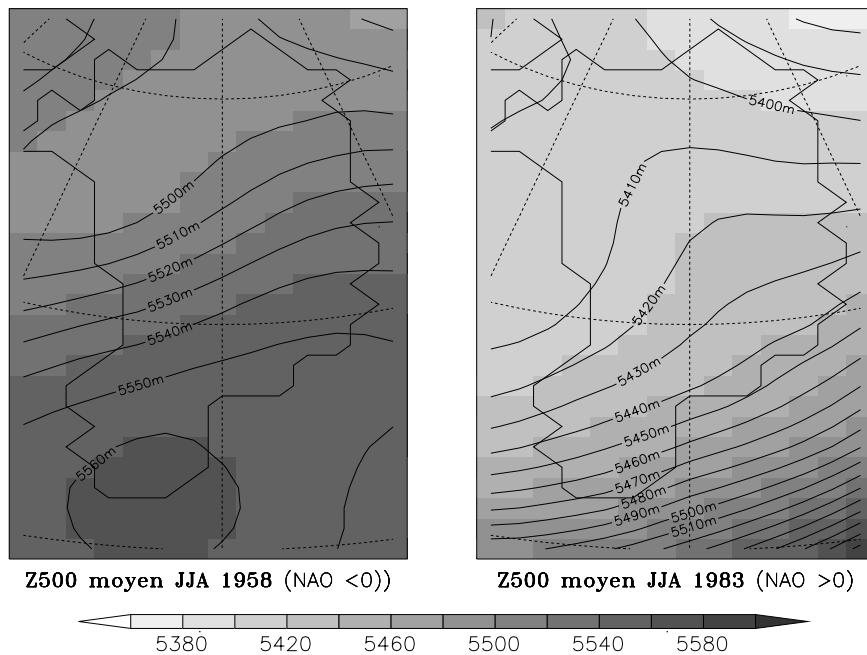


Figure 7. Moyenne du Z500 durant l'été 1958 et 1983. Ces deux étés sont respectivement caractérisés par un NAO négatif et positif

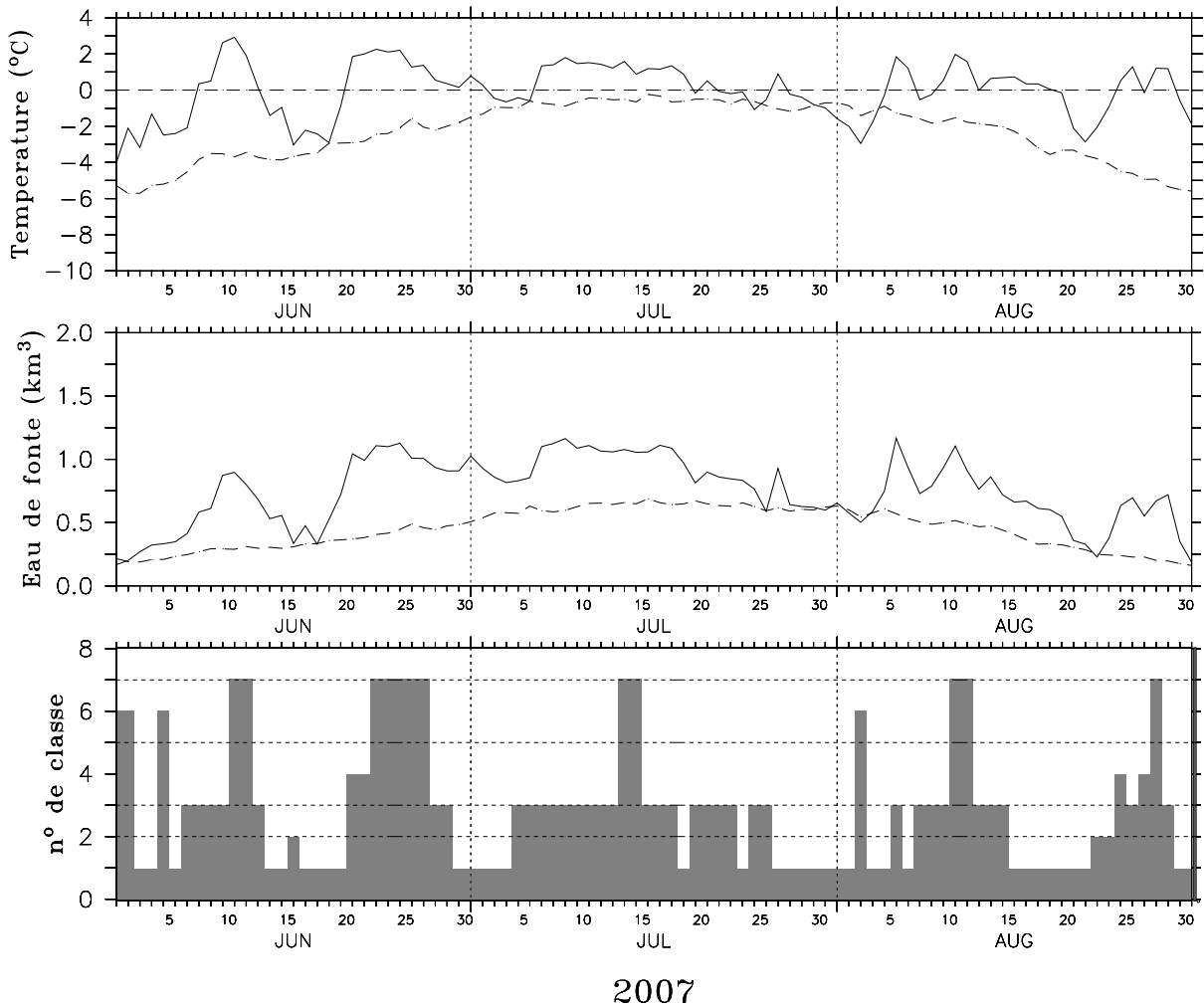


Figure 8. Évolution journalière a) de la température moyenne à 3m sur la calotte et b) de l'eau de fonte totale simulées par le modèle MAR pendant l'été 2007. La moyenne 1958-2007 est indiquée en trait interrompu sur les 2 graphiques. c) Le dernier graphique montre pour chaque jour de l'été 2007 le numéro de classe à laquelle ce jour appartient ; les numéros des classes faisant référence aux classes dessinées sur la figure 2

dans les classes n°2 et n°5, on observe une corrélation de près de 0.8 avec l'indice NAO (Figure 6). Ceci montre que l'Oscillation Nord-Atlantique est bien un mode dominant de la variabilité atmosphérique au Groenland. La figure 7 montre le Z500 de deux étés caractérisés par des indices NAO de signes opposés. Il apparaît que l'été 1958 fut plus chaud que l'été 1983 où le renforcement de la circulation du sud-ouest est visible. Au point de vue des précipitations (chutes de neige et pluie), le modèle MAR en simule 88 km<sup>3</sup> en 1958 sur la calotte pour plus du double en 1983, à savoir 205 km<sup>3</sup>.

## B. Variabilité journalière

Comme l'illustre la figure 8, les anomalies de fonte et de température sont fortement corrélées à la circulation à 500hPa bien que, pour une même circulation à 500hPa, les réponses en surface peuvent être fort différentes. En effet, à partir du 7 juin 2007, 7 jours consécutifs sont catalogués dans les classes n°3 et n°7 dites « chaudes », entraînant une anomalie positive de température et de fonte culminant le 10 juin 2007 qui est le seul jour appartenant à la classe n°7 (qui est plus « chaude » que la classe n°3). Vers le 15 juin, la circulation à 500hPa

(appartenant à la classe n°1) ainsi que la température retrouvent des valeurs proches de la normale. À partir du 23 juin, 5 jours consécutifs sont une nouvelle fois répertoriés dans la classe n°7 induisant une anomalie positive de fonte. Début août 2007, la température redescend en-dessous de la moyenne à la suite des circulations des types n°1 et n°6. Enfin, la figure 8 met en évidence la corrélation très élevée qui existe entre la température à 3m et la fonte simulée par le modèle MAR.

Comme pour 2007, la corrélation pendant l'été 1995 entre la température à 3m simulée par le modèle MAR et les types de circulations atmosphériques à 500hPa issues des ré-analyses du Centre Européen est aussi très élevée. En effet, la figure 9 montre que la plupart des anomalies positives de température (par exemple, fin juin 95 et mi-juillet 95) sont associées à des circulations des types n°3 ou n°7. Mi-juin 95, la persistance pendant près de 15 jours de circulations des types n°2 et n°5 a entraîné des températures inférieures aux normales.

Alors que l'été 1995 fut un été situé dans la moyenne au Groenland, l'été 1996 fut nettement plus froid que la moyenne. La plupart des événements anormalement

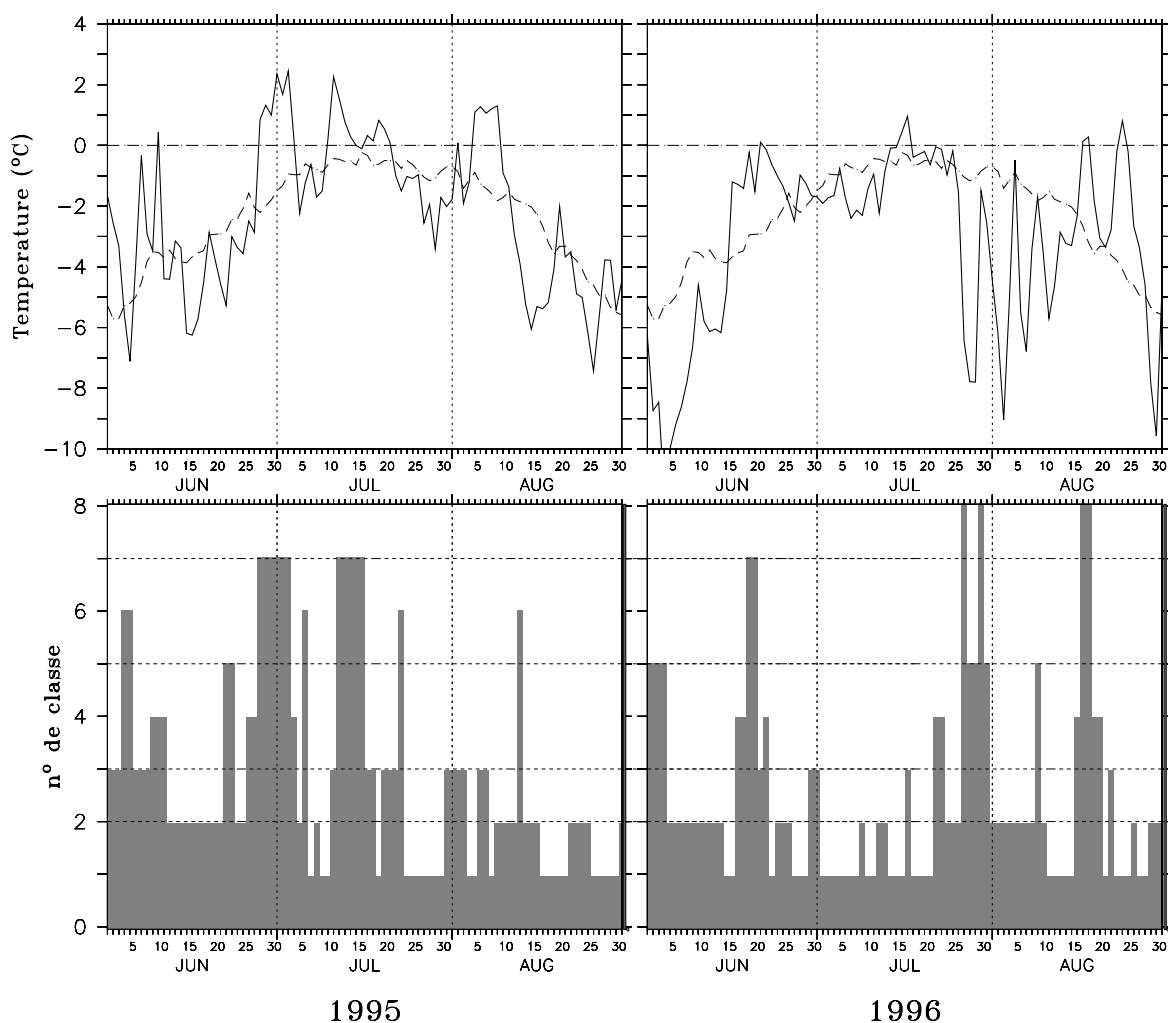


Figure 9: Idem que la figure 8 mais pour l'été 1995 et l'été 1996

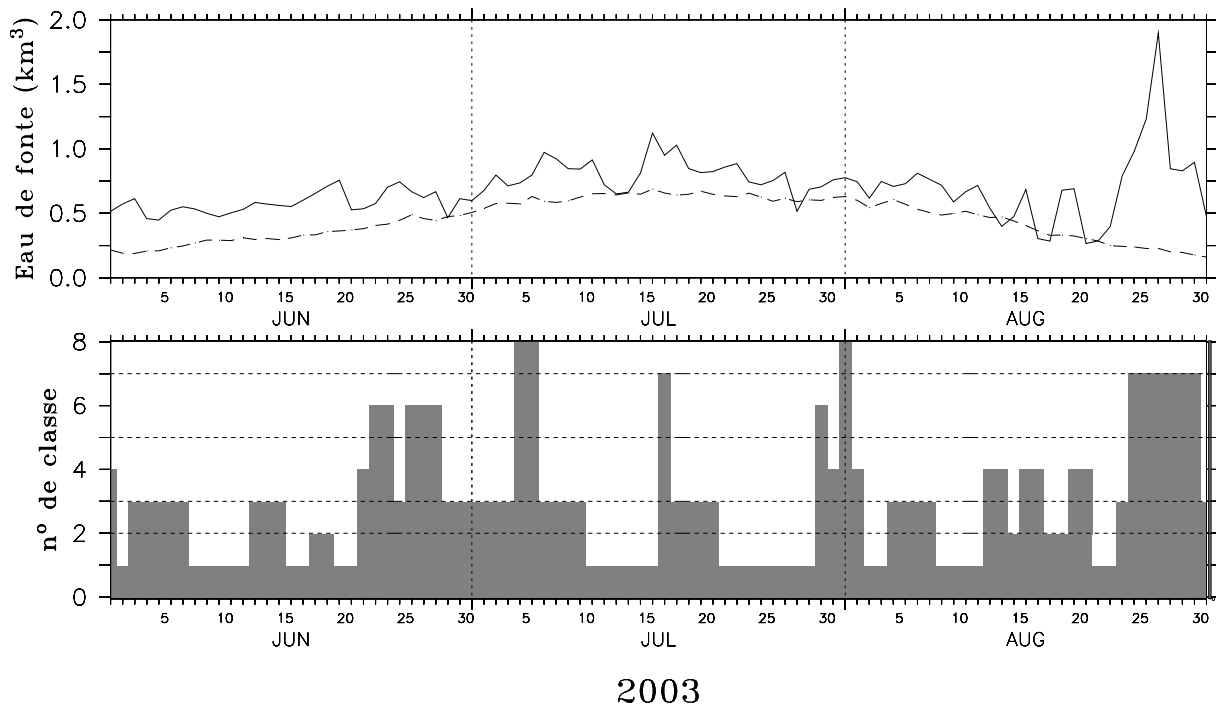


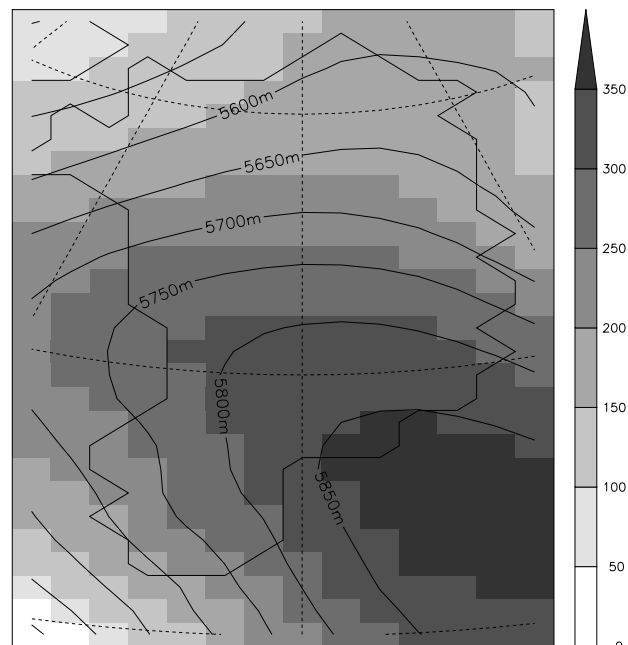
Figure 10. Idem que la figure 8 mais pour l'été 2003

froids (comme début juin 96 et fin juillet 96) sont bien associés à des circulations des types n°2 ou n°5 (Figure 9).

### C. Circulation atmosphérique exceptionnelle fin août 2003

Le 27 août 2003, une fonte record est simulée par le modèle MAR à la suite de températures à 3m supérieures à la normale de près de 10°C (Figure 10). Ce jour, caractérisé par une circulation du sud-est (Figure 11), est classé dans

la classe n°7. Si on sélectionne les jours où notre indice de similitude  $i_c$  par rapport au 27 août 2003 est supérieur à 0.75, une telle circulation atmosphérique n'a eu lieu que deux fois pendant l'été 1971 (les 9 et 10 juin 1971), une fois en 2004 (le 12 août 2004) et deux fois en 2006 (les 13 et 14 août 2006) sur la période 1958-2007, en plus du 28 août 2003. À chaque fois que cette circulation a été rencontrée, la température fut au moins 8°C supérieure à la normale et une fonte record fut simulée à la surface de la calotte par le modèle MAR.



Anomalie du Z500 le 23-08-2003 (m)

Figure 11. Anomalies du Z500 observées le 27/08/2003 (représentées par l'échelle des grisés) par rapport au Z500 moyen présenté à la figure 2. Les courbes allant de 5550m à 5850m donnent la valeur du Z500 le 27/08/2003

De plus, la circulation du type n°7 caractéristique de cette fin d'été 2003 a perduré pendant 7 jours consécutifs ce qui n'est arrivé que lors de 5 étés pendant la période 1958-2007. Ceci met en exergue le caractère exceptionnel de cette fin août 2003.

## CONCLUSIONS

Pour étudier les anomalies de fonte à la surface de la calotte du Groenland, nous avons mis au point une nouvelle classification des types de circulations atmosphériques en été à 500hPa. Cette classification, basée sur la hauteur géopotentielle à 500hPa issue des (ré)analyses du Centre Européen, nous a entre autres permis de confirmer que la variabilité atmosphérique au Groenland est bien dictée par l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO). Cette classification a fait apparaître la relation importante existant entre la circulation à 500 hPa et les anomalies de fonte et de température de l'air à la surface de la calotte. Ainsi, la situation atmosphérique du 27 août 2003, caractérisée par une température moyenne sur le Groenland près de 10°C supérieure à la moyenne 1958-2007, ne fut observée que 4 fois au cours de ces 50 dernières années au Groenland. De même, l'été 2007, au cours duquel une fonte record a été à la fois observée et simulée au Groenland, s'est caractérisé par une succession exceptionnelle de circulations à 500hPa, favorisant ainsi l'advection d'air chaud pendant presque tout l'été.

Dans un prochain travail, il serait intéressant d'étendre cette classification aux jours d'hiver afin d'étudier l'impact potentiel de la circulation à 500hPa sur l'accumulation nivale. Il serait aussi pertinent de vérifier que les réanalyses NCEP-NCAR donnent une classification semblable à celle obtenue avec les réanalyses du Centre Européen. Notre algorithme pourrait aussi être appliqué aux projections futures des modèles du climat du GIEC (Solomon *et al.*, 2007) afin de détecter des changements éventuels dans la répartition des types de circulations. Enfin, cette classification pourrait sans problème être étendue à d'autres régions du globe pour étudier l'impact de la circulation atmosphérique sur certains événements extrêmes (tels que les pluies record à Liège fin mai 2008) ou encore pour avoir une meilleure idée des circulations atmosphériques favorables aux incendies en Europe.

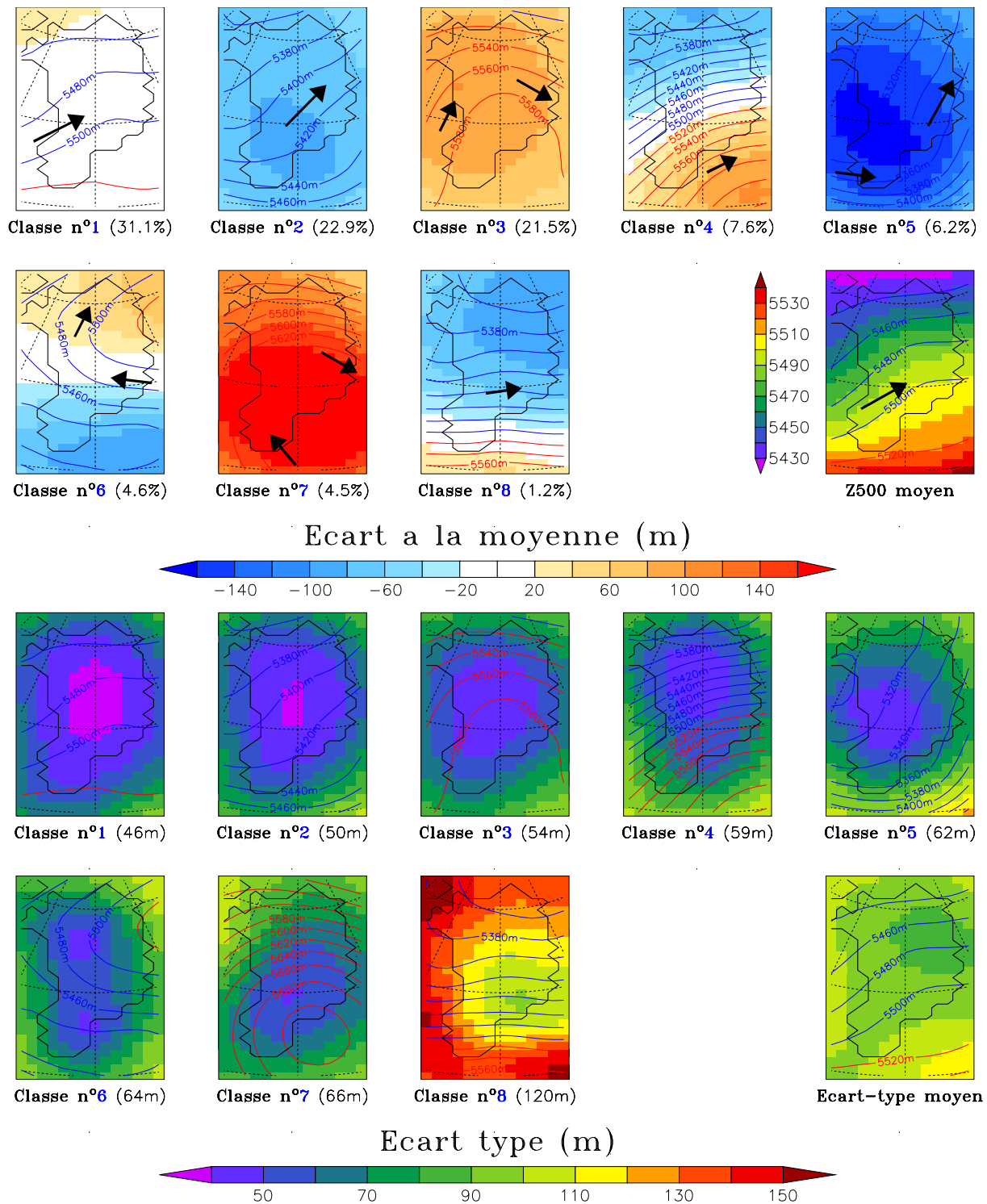
## BIBLIOGRAPHIE

- BRINKMANN W. 2000. Modification of a correlation-based circulation pattern classification to reduce within-type variability of temperature and precipitation. *International Journal of Climatology*, 20, 8, pp. 839-852.
- BROMWICH D.H., CHEN Q.S., LI Y.F. & CULLATHER R.I. 1999. Precipitation over Greenland and its relation to the North Atlantic Oscillation. *J. Geophys. Res.*, 104, n° D18, pp. 22103-22115.
- CHYLEK P. & LOHMANN U. 2005. Ratio of the Greenland to global temperature change : Comparison of observations and climate modeling results. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L14705, doi : 10.1029/2005GL023552.
- CHYLEK P., DUBEY M.K. & LESINS G. 2006. Greenland warming of 1920-1930 and 1995-2005. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L11707, doi : 10.1029/2006GL026510.
- FETTWEIS X., GALLÉE H., LEFEBRE L. & VAN YPERSELE J.-P. 2005. Greenland surface mass balance simulated by a regional climate model and comparison with satellite derived data in 1990-1991. *Climate Dynamics*, n° 24, pp. 623-640, doi : 10.1007/s00382-005-0010-y.
- FETTWEIS X., GALLÉE H., LEFEBRE L. & VAN YPERSELE J.-P. 2006. The 1988-2003 Greenland ice sheet melt extent by passive microwave satellite data and a regional climate model. *Climate Dynamics*, n° 27, 5, pp. 531-541, doi : 10.1007/s00382-006-0150-8.
- FETTWEIS X., VAN YPERSELE J.-P., GALLÉE H., LEFEBRE F. & LEFEBVRE W. 2007. The 1979-2005 Greenland ice sheet melt extent from passive microwave data using an improved version of the melt retrieval XPGR algorithm. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L05502, doi : 10.1029/2006GL028787.
- FETTWEIS X. 2007. Reconstruction of the 1979-2006 Greenland ice sheet surface mass balance using the regional climate model MAR. *The Cryosphere*, 1, pp. 21-40.
- FETTWEIS X., HANNA E., GALLÉE H., HUYBRECHTS P. & ERPICUM M. 2008. Estimation of the Greenland ice sheet surface mass balance during 20<sup>th</sup> and 21<sup>st</sup> centuries. *The Cryosphere*, 2, pp. 117-129.
- GALLÉE H. & SCHAYES G. 1994. Development of a three-dimensional meso- $\gamma$  primitive equations model. *Mon. Wea. Rev.*, 122, pp. 671-685.
- GIORGI F. & MEARN L.O. 1999. Regional climate modeling revisited. *J. Geophys. Res.*, 104, pp. 6335-6352.
- HANNA E., HUYBRECHTS P., JANSSENS I., CAPPELEN J., STEFFEN K. & STEPHENS A. 2005. Runoff and mass balance of the Greenland ice sheet : 1958-2003. *J. Geophys. Res.*, 110, D13108, doi : 10.1029/2004JD005641.
- HANNA E., HUYBRECHTS P., STEFFEN K., CAPPELEN J., HUFF R., SHUMAN C., IRVINE-FYNN T., WISE S. & GRIFFITHS M. 2008a. Increased runoff from melt from the Greenland Ice Sheet : a response to global warming. *J. of Climate*, 21(2), pp. 331-341.
- HANNA E., CAPPELEN J., FETTWEIS X., HUYBRECHTS P., LUCKMAN A. & RIBERGAARD M.H. 2008b. Hydrologic response of the Greenland ice sheet: the role of oceanographic warming. *Hydrol. Process.*, in press.
- KIRCHHOFFER W. 1973. Classification of European 500mb patterns. *Arbeitsbericht der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt*, Geneva, 43 p.
- LUND I.A. 1963. Map-pattern classification by statistical methods. *J. of Applied Meteor.*, 2, pp. 56-65.
- MOTE T.L. 2007. Greenland surface melt trends 1973-2007 : Evidence of a large increase in 2007. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L22507, doi : 10.1029/2007GL031976.
- RIGNOT E. & KANAGARATNAM P. 2006. Changes in the Ve-

- locity Structure of the Greenland Ice Sheet. *Science*, 311, pp. 986-990, doi :10.1126/science.112138.
- ROGERS J.C. 1997. North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe. *J. of Climate*, 10(7), pp. 1635-1647.
- SOLOMON S., QIN D., MANNING M., ALLEY R.B., BERNTSEN T., BINDOFF N.L., CHEN Z., CHIDTHAISONG A., GREGORY J.M., HEGERL G.C., HEIMANN M., HEWITSON B., HOSKINS B.J., JOOS F., JOUZEL J., KATTSOV V., LOHMANN U., MATSUNO T., MOLINA M., NICHOLLS N., OVERPECK J., RAGA G., RAMASWAMY V., REN J., RUSTICUCCI M., SOMERVILLE R., STOCKER T.F., WHETTON P., WOOD R.A. & WRATT D. 2007. Technical Summary, in : *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge (UK) & New York (USA) : Cambridge University Press.
- TEDESCO M. 2007b. Snowmelt detection over the Greenland ice sheet from SSM/I brightness temperature daily variations. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L02504, doi : 10.1029/2006GL028466.
- TEDESCO M., SERREZE M. & FETTWEIS X. 2008. Diagnosing the extreme surface melt event over southwestern Greenland in 2007. *The Cryosphere*, 2, pp. 159-166.
- ZWALLY J.H., ABDALATI W., HERRING T., LARSON K., SABA J. & STEFFEN K. 2002. Surface Melt-Induced Acceleration of Greenland Ice-Sheet Flow. *Science*, 297, pp. 218-222.

*Adresse des auteurs :*

Xavier FETTWEIS,  
 Xavier.Fettweis@ulg.ac.be  
 Georges MABILLE,  
 GMabille@student.ulg.ac.be  
 Michel ERPICUM,  
 Michel.Erpicum@ulg.ac.be  
 Laboratoire de Climatologie  
 Département de Géographie  
 Université de Liège  
 Allée du 6 Août, 2 – Bât. 11  
 B-4000 Liège



**Figure 2.** a) Pour chaque classe (de 1 à 8), les lignes bleues (Z500<5500m) et rouges (Z500>5500m) en arrière plan représentent le Z500 moyen des jours contenus dans la classe (le nombre de jours dans chaque classe est indiqué en % dans la légende). Quant à l'échelle des couleurs, elle indique l'écart (en m) par rapport au Z500 moyen estival représenté sur le 9<sup>e</sup> graphique. b) Idem que a) mais pour l'écart-type de l'ensemble des jours contenus dans une classe. La moyenne de cet écart-type sur les points de la grille (notée  $\sigma_c$ ) est indiquée entre parenthèse dans la légende. Plus cet écart-type est faible, plus la classe est homogène (c'est-à-dire plus elle regroupe des jours semblables) (X. Fettweis)

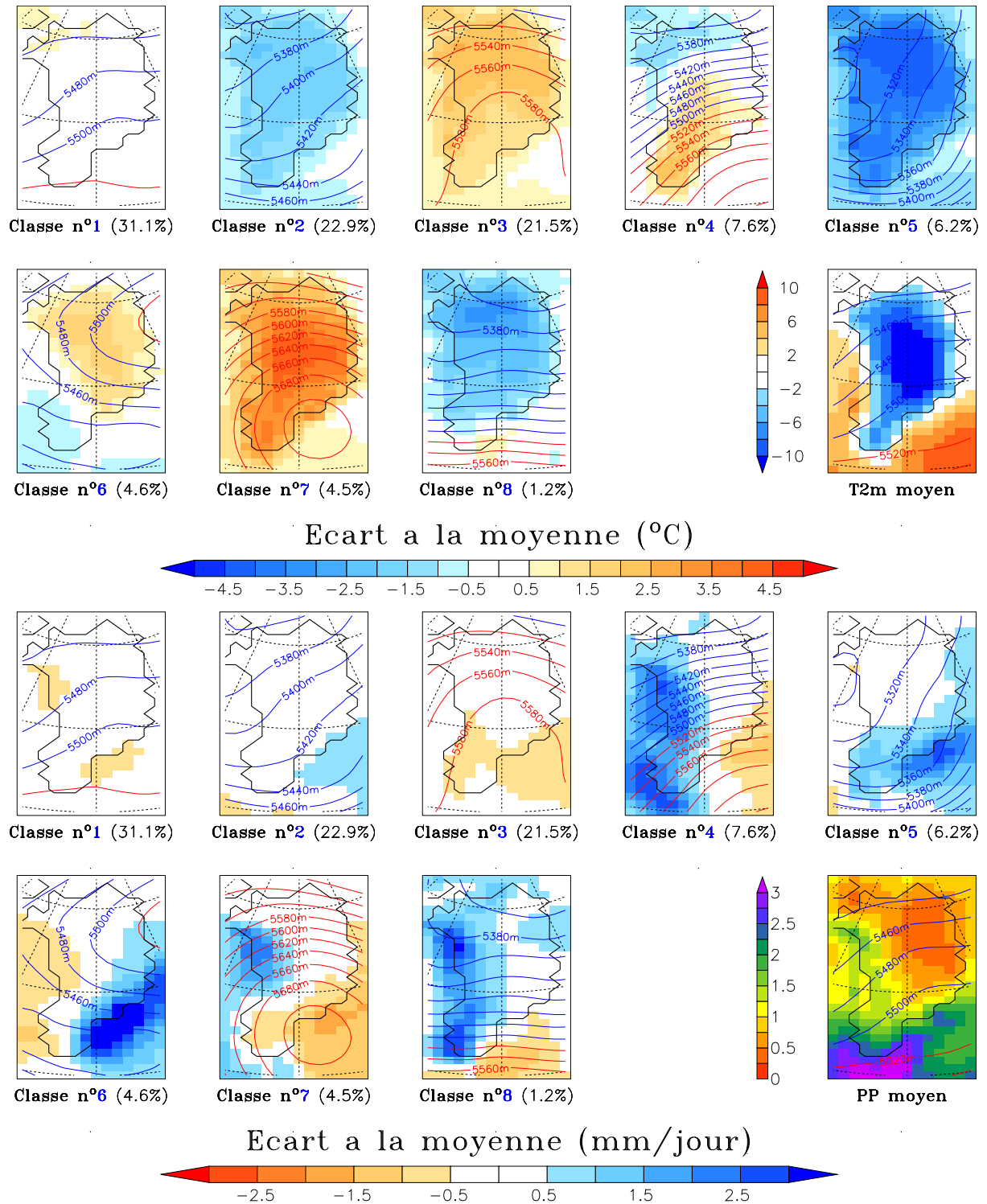


Figure 3. Idem que la figure 2a mais pour la température à 2m et les précipitations (neige et pluie) simulées par les réanalyses du Centre Européen. De nouveau, l'échelle des couleurs indique l'écart (en °C et en mm/jour) par rapport à la moyenne estivale représentée sur le 9<sup>e</sup> graphique (X. Fettweis)