

ANNEXE E

Impact du vent et de la charge de neige sur les bâtiments

Maeva Sabre et Christian Sacré
CSTB

1. Introduction

Sous l'impulsion du Comité Européen de la Normalisation (CEN), une série d'eurocodes est en cours de mise en application. Elles permettent de dimensionner les bâtiments et les ouvrages d'art en fonction des différentes contraintes comme le vent, la neige, les séismes, le feu... L'approche en est probabiliste et s'articule autour de la détermination des conditions d'un état limite d'usage et d'un état limite ultime (ruine de l'ouvrage). Par exemple les valeurs pour la vitesse du vent et pour la neige considérées pour l'état limite de service sont calculées pour une période de retour 50 ans, ce qui, compte tenu des coefficients de sécurité appliqués correspondent à une durée de vie du bâtiment largement supérieure à une centaine d'année. Le dimensionnement des constructions d'aujourd'hui va donc dépendre des conditions climatiques de demain. Les statistiques des paramètres climatiques basées sur les 30 dernières années ne seront peut être plus représentatives des caractéristiques statistiques des mêmes variables à la fin du siècle. Le dimensionnement aux vents et aux charges de neiges des bâtiments et des ouvrages d'art nécessite de connaître la vitesse du vent de référence proche du sol ainsi que la hauteur de neige au sol de référence. Pour simuler un climat futur et évaluer son éventuel impact sur les paramètres de dimensionnement, l'utilisation des modèles climatiques est indispensable.

Pour le vent : une première étape a consisté à mettre au point une relation fonctionnelle entre la grande échelle (caractéristique des tempêtes) et la petite échelle (observation des vents forts au niveau du sol). Ces événements extrêmes de grande échelle pouvant être illustrés par les tempêtes d'hiver, ce sont les maxima de vorticité à 850hPa des données ERA15 du CEPMMT, sur la zone Atlantique Europe qui ont été traités. Un ensemble d'analyses statistiques a permis de mettre au point une relation entre ces   v  nements tempêtes et les observations au sol. Dans une seconde étape, cette relation est appliquée à deux modèles de circulation générale: ARPEGE-Climat de Météo France et LMDZ de l'IPSL. Les trajectoires des tempêtes illustrées par le paramètre vorticité relative à 850hPa sont construites avec le logiciel TRACK. Ce dernier permet d'identifier automatiquement et objectivement les traits les plus distinctifs liés aux perturbations dans une série temporelle de données météorologiques. La relation fonctionnelle est alors appliquée aux scénarios de climat présent (DA9 pour Météo France et LMDZ00 pour l'IPSL) et aux scénarios de climat futurs (DE6 pour Météo France et LMDZ03 pour l'IPSL). Afin de calculer les vitesses de vent extrêmes définies comme ayant une période de retour 50 ans, la distribution de Gumbel est appliquée à ces nouveaux champs de vitesses recalculées.

Pour la neige : les valeurs extrêmes sont évaluées à partir des observations au sol des hauteurs de neige maximales mensuelles (cm) fournies par Météo France (SQR) et les sorties du modèle de Météo France, ARPEGE-Climat (DA9 et DE6) pour la variable "réservoir de neige" (kg.m^{-2}). Le passage de la hauteur de neige sur un sol horizontal à la charge, est effectué en considérant une masse volumique moyenne de la neige égale à 150 kg.m^{-3} . Afin de calculer les charges de neige extrêmes définies comme ayant une période de retour 50 ans, la distribution de Gumbel est utilisée.

2. Méthodes et modèles : extrêmes de vent et de charges de neige sur la France

Pour le traitement des données de vitesse de vent, la méthodologie adoptée par le CSTB se décline en 3 étapes. La première consiste à établir des relations entre les observations au sol et le paramètre de grande échelle, vorticité à 850hPa. Afin de couvrir de façon plus efficace la France entière une modification a été apportée par rapport à la première année concernant le jeu de données observées. La seconde est l'application de ces relations aux sorties des modèles ARPEGE-Climat (DA9 et DE6 de Météo France) et LMDZ (Exp00 et Exp03 de l'IPSL) sur la zone Atlantique Europe c'est-à-dire en longitude de -88.5 à 30°E et en latitude de 16.5 à 75°N et sur la période d'hiver allant du 16 octobre au 15 avril. La troisième et dernière étape comprend l'analyse statistique des extrêmes de vitesses de référence au sol simulées en faisant l'hypothèse que ces extrêmes suivent une loi de distribution de type Gumbel.

Etape 1 : Pour les champs observés à petite échelle, la nouvelle grandeur de vent utilisée est celle fournie par Météo France c'est-à-dire le maximum quotidien du vent moyen (sur 10'). Dans la série des SQR_V4, 80 stations ont été sélectionnées en prenant toutes les valeurs de fxy supérieures à 8 m.s⁻¹. Pour les champs simulés à grande échelle, il s'agit des trajectoires des dépressions fournies par le CNRM (Ayrault et Joly, 2000a et 2000b) et calculées sur les champs de vorticité relative à 850hPa de la série ERA15. Sur ces trajectoires, deux critères de sélection sont appliqués, le premier ne gardant que les dépressions passant à moins de 800 km des stations et le second ne retenant que celles ayant une intensité de vorticité supérieure 100.10⁻⁶ s⁻¹.

Il faut ensuite trouver une relation entre la grande et la petite échelle. Une identification des événements extrêmes a été réalisée sur les champs de vorticité à 850hPa d'ERA15. Une sélection est ensuite effectuée sur les valeurs de fxy correspondant aux dates de ces épisodes. Sept paramètres (1 pour la petite échelle et 7 pour la grande échelle) ont été mis en évidence par une Analyse en Composante Principale (D. Jouan, comm. pers.) permettant de relier les extrêmes de vent mesurés au sol et les grandeurs qui définissent la structure des dépressions identifiées dans les champs de vorticité à 850hPa. Ces paramètres de la grande échelle sont l'intensité de la vorticité (VOR), la distance entre le centre de la dépression et la station de mesure (DIST), le déplacement de la dépression lors des 6 dernières heures (VDPLC), la longitude calculée entre le centre de la dépression et le méridien -2° (LONG), la latitude calculée entre le centre de la dépression et la position de la station météo (LAT), la variation de la vorticité au cours des 6 dernières heures (DVOR) et l'âge de la dépression entre la date de 1ère détection et le moment où elle passe à proximité de la station (DUREE). Une régression multiple de ces liens est alors effectuée afin d'obtenir une relation simple et fonctionnelle.

Etape 2 : Pour pouvoir appliquer la relation fonctionnelle mise au point dans la première étape il faut construire les trajectoires des dépressions illustrées par les maxima de vorticité à 850hPa dans les sorties de modèles étudiés. Le programme TRACK, utilisant une large gamme de techniques, a été développé par K. Hodges (1998, 1999) et adapté dans son application à nos besoins (Sabre et al. 2000). Il identifie automatiquement et objectivement les traits les plus distinctifs liés aux perturbations dans une série temporelle de données météorologiques. Ces spécificités sont traquées tout au long de la séquence temporelle afin de produire leurs trajectoires. Celles-ci sont ensuite analysées afin de produire un ensemble de statistiques qui résument, à l'aide du traceur choisi pour les représenter, les caractéristiques des perturbations. Les systèmes propagatifs comme les dépressions atmosphériques sont des phénomènes météorologiques à caractère transitoire c'est-à-dire ayant lieu sur des courtes échelle de temps (2-10 jours) mais pouvant se propager sur de longues distances (>1000 km). L'identification de ces phénomènes propagatifs à l'échelle synoptique est basée sur un ensemble d'options et de contraintes permettant de délimiter et de focaliser le domaine de recherche. L'utilisation du logiciel TRACK nécessite que les données soient sur une grille régulière. Pour cette raison une interpolation a été réalisée sur les sorties du modèle ARPEGE-Climat (1°5 par 1°5) et les sorties du modèle LMDZ (2° par 3°75). Ces champs de trajectoires de dépressions sont déterminés pour chacune des saisons d'hiver des scénarios (14 pour ERA15, 39 pour DA9, 29 pour DE6, 44 pour LMDZ00, 44 pour LMDZ03). Le principe de la méthode (TRACK) est basé sur la recherche, dans une série temporelle, du point de

coordonnée le plus proche répondant aux critères définis au préalable et de les lier entre eux. Nous avons imposé 3 critères pour identifier les perturbations de la zone Atlantique Europe simulées par les modèles et afin d'éliminer les incohérences. Les dépressions sont supposées avoir une durée de vie de plus d'une journée, doivent parcourir une distance d'au moins 8° (ce qui correspond à 800 km) et avoir un centre dépressionnaire d'une intensité supérieure à $100 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Une fois le champ de trajectoires des dépressions établi, nous pouvons calculer les statistiques concernant la distribution de ces systèmes, comme la densité des perturbations ainsi que leurs zones de génération et de disparition. Mais nous pouvons aussi estimer leurs propriétés moyennes telles que : intensité moyenne, taux de croissance et de décroissance, vitesse et direction de propagation moyennes. La relation de l'étape précédente est appliquée en chacune des 80 stations sélectionnées pour calculer les vitesses moyennes de référence simulées à 10m du sol par les scénarios des deux modèles.

Etape 3 : Les vitesses extrêmes de référence au sol ayant une période de retour 50 ans sont décrites par une loi de distribution dite de Gumbel. Son utilisation nécessite l'extraction des maxima saisonniers dans chacune des simulations traitées. Cette loi de Gumbel est de la forme :

$$F_{V_{\text{ref}}}(x < V) = \exp\left(-\exp\left(-\frac{x-a}{b}\right)\right) \quad (1)$$

où a est le paramètre de position (mode) et b le paramètre d'échelle proportionnel à l'écart type de la distribution.

Les paramètres a et b peuvent être identifiés par un ajustement au sens des moindres carrés des données expérimentales et de la fonction :

$$X = b \cdot Y + a \quad \text{en définissant une variable centrée réduite } Y = -\ln\left(-\ln\left(F_{V_{\text{ref}}}(x)\right)\right) \quad (2)$$

Autrement dit une période de retour 50 ans correspond à une probabilité de dépassement annuel de 0,02 mais la probabilité de dépassement au cours de ces 50 ans n'est que de 0,64.

Pour le traitement des données de charges de **neige**, la méthodologie adoptée par le CSTB est basée sur la comparaison directe entre les observations au sol et les sorties du modèle ARPEGE-Climat: DA9 pour le climat actuel (1960-99) et DE6 pour le climat modifié (2070-99). Les données SQR qui proviennent de 129 postes synoptiques de Météo France (Dubuisson et Moisselin, 2004; Canellas, 2004) couvrent une période pouvant aller de 1947 à 2003, soit au maximum 59 années. Les données sont des maxima mensuels de hauteur de neige au sol exprimée en cm. La conversion en valeur de charges est réalisée en considérant une masse volumique moyenne de la neige de $150 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Pour les champs simulés, une étape préliminaire est nécessaire. Il s'agit de rechercher le point de grille du modèle le plus proche de la station étudiée et d'en extraire les données de charges de neige qui sont exprimés en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$.

Etape 1 : Pour chaque poste SQR, les données mensuelles de $N+2$ années sont regroupées par périodes de 6 mois incluant l'hiver, d'octobre à mars, soit N périodes hivernales. Pour chaque hiver la valeur maximum de hauteur de neige mesurée au sol est retenue. Au final, pour chaque station on dispose de N valeurs de hauteurs de neige. Le calcul des charges de neige escomptées pour une période de retour T associe la probabilité d'occurrence d'une chute de neige avec un dépôt persistant et mesurable au sol, P_{neige} et la probabilité que la charge au sol n'excède pas une valeur particulière h lorsque un dépôt de neige est effectivement observé $F_{\text{neige}}(x < h)$. La probabilité que la charge de neige au sol n'excède pas une valeur h , quelle que soit la station et l'année considérée, est donc:

$$F(x < h) = P_{\text{neige}} \cdot F_{\text{neige}}(x < h) + (1 - P_{\text{neige}}) \quad (3)$$

Le nombre d'hiver pour lesquels une charge de neige au sol est mesuré étant n , la probabilité expérimentale d'occurrence d'une année avec charge de neige est : $P_{neige} = \frac{n}{N}$.

L'analyse des données s'appuie sur l'hypothèse que les charges de neige extrêmes sont décrites par une distribution de Gumbel. Par conséquent, la probabilité d'observer une charge de neige non nulle inférieure à la valeur h est :

$$F_{neige}(x < h) = \exp\left(-\exp\left(-\frac{h-b}{a}\right)\right) \quad (4)$$

où a est le paramètre de position (mode), et b est le paramètre d'échelle proportionnel à l'écart type de la distribution.

Les paramètres a et b peuvent être identifiés par un ajustement au sens des moindres carrés des données expérimentales et de la fonction :

$$X = a \cdot Y + b \quad \text{en définissant une variable centrée réduite } Y = -\ln\left(-\ln\left(F_{neige}(x)\right)\right) \quad (5)$$

Pour le quantile X_T correspondant à la période de retour T , la probabilité cumulée d'occurrence du phénomène est donnée par $F(X_T) = 1 - (1/T)$.

On en déduit la valeur de X_T pour chaque station, à partir des trois valeurs expérimentales afférentes à la station a , b et P_{neige} :

$$X_T = b - a \cdot \ln\left(-\ln\left(1 - \frac{1}{T \cdot P_{neige}}\right)\right) \quad (6)$$

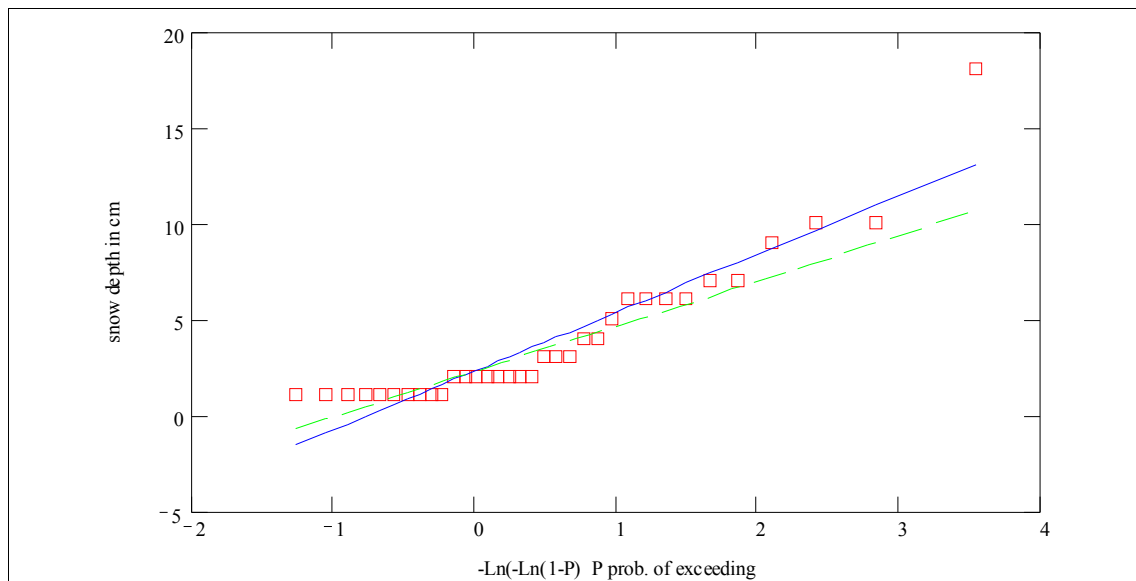


Figure 1. Ajustement au sens des moindres carrés et identification des paramètres de la distribution de Gumbel pour le poste d'Agen.

La figure 1 ci-dessus illustre les données SNR pour le poste d'Agen (1949-2003). Un ajustement au sens des moindres carrés et une identification des paramètres de la distribution de Gumbel sont réalisés en incluant une valeur maximum exceptionnelle ou non, $H_{50+max} = 12,7\text{cm}$, $H_{50-max} = 10,3\text{cm}$ et $H_{max} = 18\text{ cm}$.

Etape 2 : Le traitement effectivement réalisé pour chaque poste permet d'évaluer l'influence d'une éventuelle valeur exceptionnelle de charge de neige sur le calcul de la charge de période de retour 50 ans. Pour cela, la charge de période de retour 50 ans a été calculée en excluant la valeur maximum observée. Cette valeur de charge de neige de période de retour 50 ans C_{50-max} est comparée à la valeur maximum qui a été exclus des données C_{max} .

Si le rapport $C_{\max}/C_{50-\max}$ est supérieur à 2, alors la valeur C_{\max} est effectivement considérée comme exceptionnelle et c'est $C_{50-\max}$ qui est retenue comme charge de neige de période de retour 50ans. Si le rapport $C_{\max}/C_{50-\max}$ est inférieur à 2, la valeur C_{\max} n'est pas considéré comme exceptionnelle et elle est réintégrée à l'ensemble des valeurs pour calculer la charge de neige de période retour 50 ans $C_{50+\max}$.

Au final, les résultats de l'analyse pour chaque poste sont :

=> C_{50} la charge de neige de période de retour 50 ans donnée selon les stations par $C_{50-\max}$ ou $C_{50+\max}$,

=> C_{\max} observé, qu'il s'agisse d'une charge exceptionnelle ou non,

=> C_{\max}/C_{50} qui permet d'indiquer les stations pour lesquelles une charge exceptionnelle de neige a été observée.

3. Résultats : évolution des vitesses extrêmes du vent et des charges extrêmes de neige

VENT : relations fonctionnelles

Sur les sept paramètres identifiés comme pouvant caractériser la structure des dépressions, deux semblent ressortir, VOR et dVOR. En effet lors de la régression multiple les coefficients des autres variables ne sont généralement pas significatifs et leur prise en compte dans la relation fonctionnelle que nous cherchons à déterminer ne rajoute pas à la variance expliquée. Ainsi la relation fonctionnelle mise en évidence pour la France est de la forme :

$$V_{ref_cr} = C1 \times VOR + C2 \times dVOR \quad (7)$$

$$\text{et } V_{ref} = \left(V_{ref_cr} \times \sigma_{fxy} \right) + \overline{fxy} \quad (8)$$

où VOR est l'intensité de la vorticité; dVOR est la variation de la vorticité au cours des 6 dernières heures, C1 et C2 les coefficients de la régression multiple qui sont fonction de la station météorologique traitée, \overline{fxy} et σ_{fxy} la moyenne et l'écart type du maximum quotidien du vent moyen de chaque station.

Pour la zone nord, la valeur des coefficients C1 et C2 varie respectivement de 0,30 à 0,85 et de 0,07 à 0,61 pour une variance expliquée de 63% à 85% (voir un exemple figure 2). Pour la zone sud, la valeur des coefficients C1 et C2 varie respectivement de 0,42 à 0,73 et de 0,09 à 0,37 pour une variance expliquée de 39% à 70%. Une explication possible d'une variance expliquée plus faible pour la zone sud serait la non prise en compte des dépressions passant au nord de la France (> 800 km) et engendrant néanmoins des vents forts dans le sud (comme le Mistral par exemple).

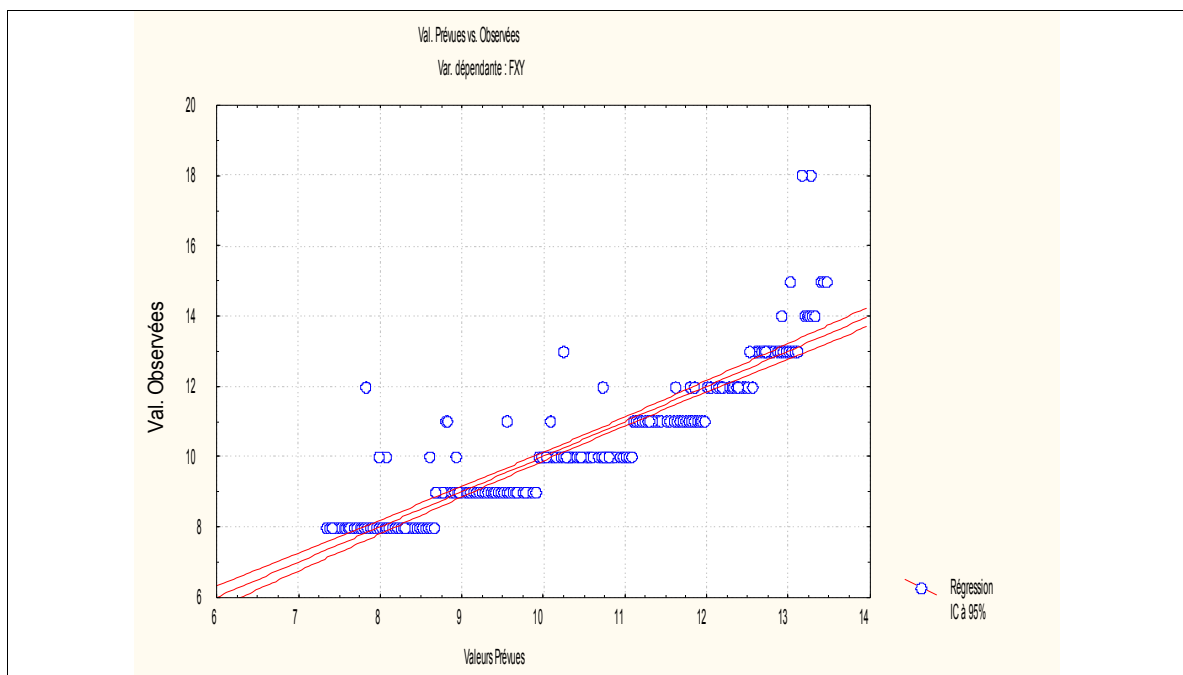


Figure 2. Illustration de la régression multiple (81% de variance expliquée) entre valeurs observées (fxy) et prévues (  partir des champs de vorticité à 850hPa) pour la station d'Angers.

Dans l'exemple donné ci-dessus, les coefficients de la régression multiple sont, pour la station météorologique d'Angers :

$$V_{ref_cr} = C1 \times VOR + C2 \times dVOR + C3 \times LON + C4 \times VDPLC + C5 \times LAT + C6 \times DUREE + C7 \times DIST$$

et $C1=0,84$; $C2=0,078$; $C3=0,043$; $C4=0,01$; $C5=-0,02$; $C6=-0,02$; $C7=-0,03$ pour 81,0% de variance expliquée et en ne gardant que les deux premières variables la variance expliquée est de 80,8%.

VENT : construction des trajectoires de dépressions et analyses statistiques

La construction des champs de trajectoire est réalisée à l'aide du logiciel TRACK. Ci-dessous est illustré un exemple de trajectoires des dépressions pour la saison d'hiver 1979-1980 des reanalyses ERA15 totales (figure 3a) et filtrées (figure 3b). Le même type de construction a ainsi été réalisé pour chacune des saisons d'hiver des deux scénarios des deux modèles.

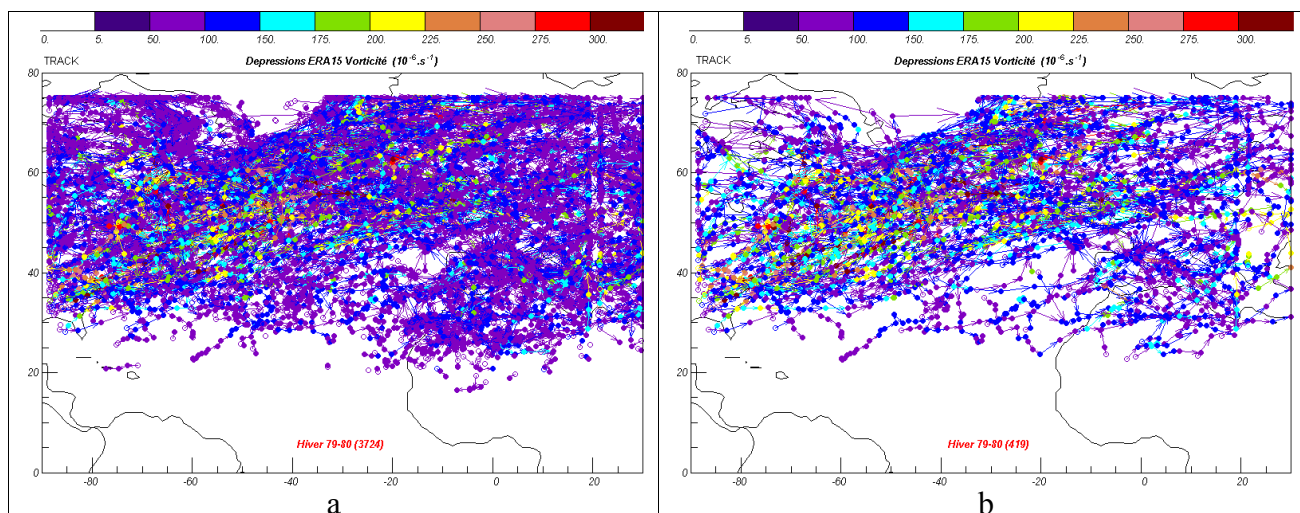


Figure 3. Ensemble des trajectoires de dépressions construit sur les champs de vorticité relative à 850hPa pour la saison d'hiver 1979-80 des reanalyses ERA15.

La visualisation de chacune des cartes saisonnières de trajectoires de dépressions indique une forte variabilité intra saisonnière (non montrées).

L'ensemble des trajectoires ainsi obtenues est utilisé afin d'établir les caractéristiques de distribution de ces systèmes. Pour cette raison, en regroupant l'ensemble des saisons en un seul champ, des diagnostics statistiques sont alors possibles. Parmi ces diagnostics plusieurs analyses sont accessibles comme l'identification spatiale des zones de génération et de disparition des systèmes, leur vitesse et direction de propagation moyennes, leur intensité, leur densité en nombre, les zones de renforcement ou au contraire les zones d'affaiblissement. Les figures ci-dessous (4 - 5 pour ARPEGE-Climat et 6 - 7 pour LMDZ) illustrent l'analyse statistique quantitative de la variation spatiale des systèmes dépressionnaires. Cette analyse est réalisée sur les séries entières c'est-à-dire : 14 saisons de ERA15, les 14 saisons correspondantes de DA9, les 39 saisons complètes de DA9 et les 29 saisons de DE6. Pour LMDZ ce sont les 14 dernières saisons de LMDZ00 qui sont prises pour effectuer une comparaison avec les 14 saisons de ERA15 puis les 44 saisons complètes de LMDZ00 et les 44 saisons de LMDZ03. Sont uniquement illustrées ici les distributions spatiales des systèmes (fig. 4 et 6) et les zones de génération des perturbations (fig. 5 et 7). Elle sont normées en densité de nombre par mois et par unité de surface équivalente à 5° de couverture sphérique ($\sim 10^6$ Km²).

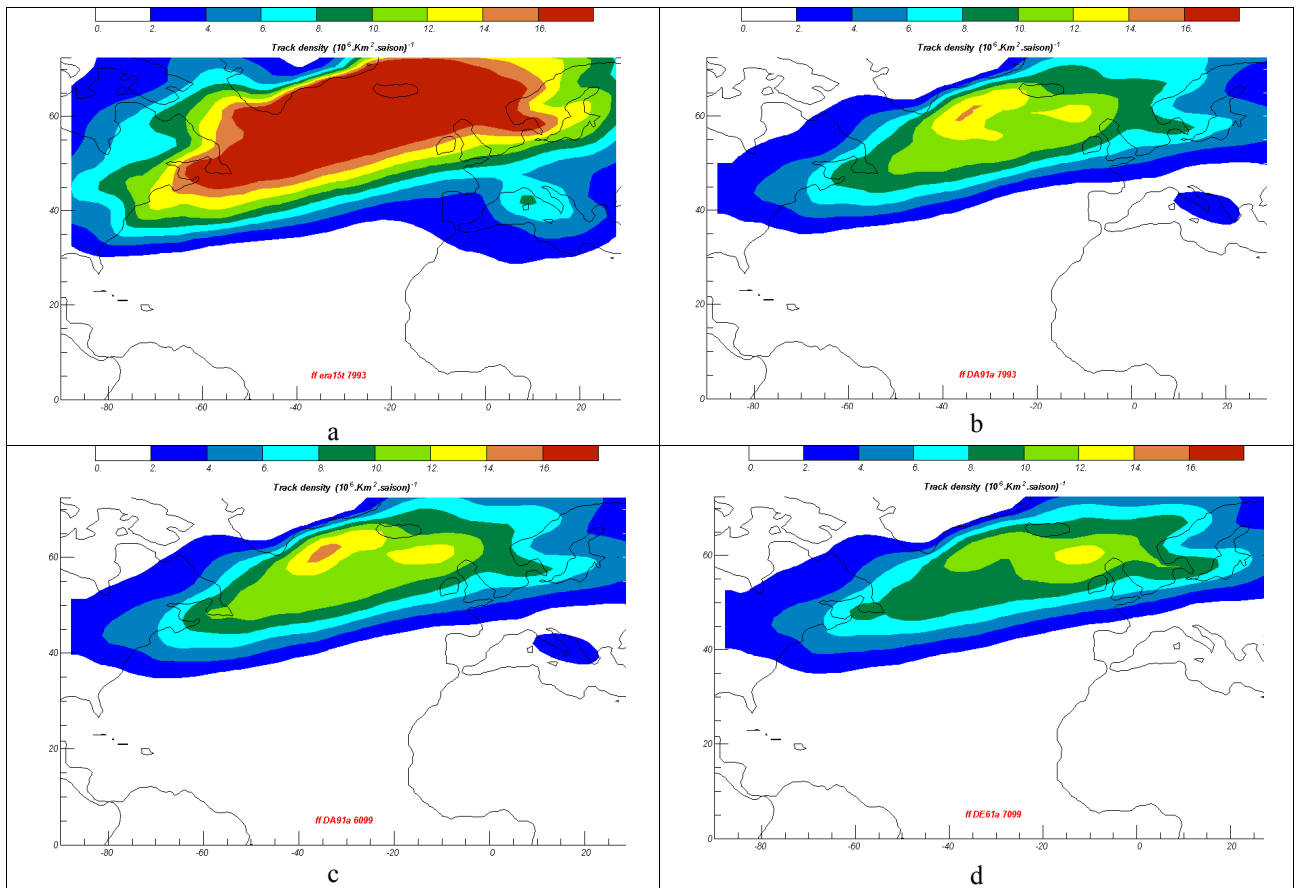


Figure 4. Distribution spatiale des trajectoires de dépressions sur la zone Atlantique Europe au niveau 850hPa pour : a- ERA15 (1979-93); b- DA9 (1979-93); c- DA9 (1960-99); d- DE6 (2070-99).

Sur la même période, 1979-93, il est à noter que le modèle (fig. 4b) sous estime en intensité la distribution spatiale des systèmes par rapport aux reanalyses (fig. 4a) tout en gardant la même structure avec toujours une mise en valeur de la zone Méditerranéenne. La différence entre 14 (fig. 4b) ou 39 (fig. 4c) saisons pour le scénario de climat actuel d'ARPEGE-Climat n'est pas très significative. Autre remarque concernant le climat futur, il ne semble pas qu'il y ait de tendances marquantes vers une augmentation de la distribution de ces systèmes avec cependant une disparition dans la zone Méditerranéenne. Il faut également noter la forme caractéristique connue de ce que l'on appelle le rail des dépressions de l'Atlantique Nord.

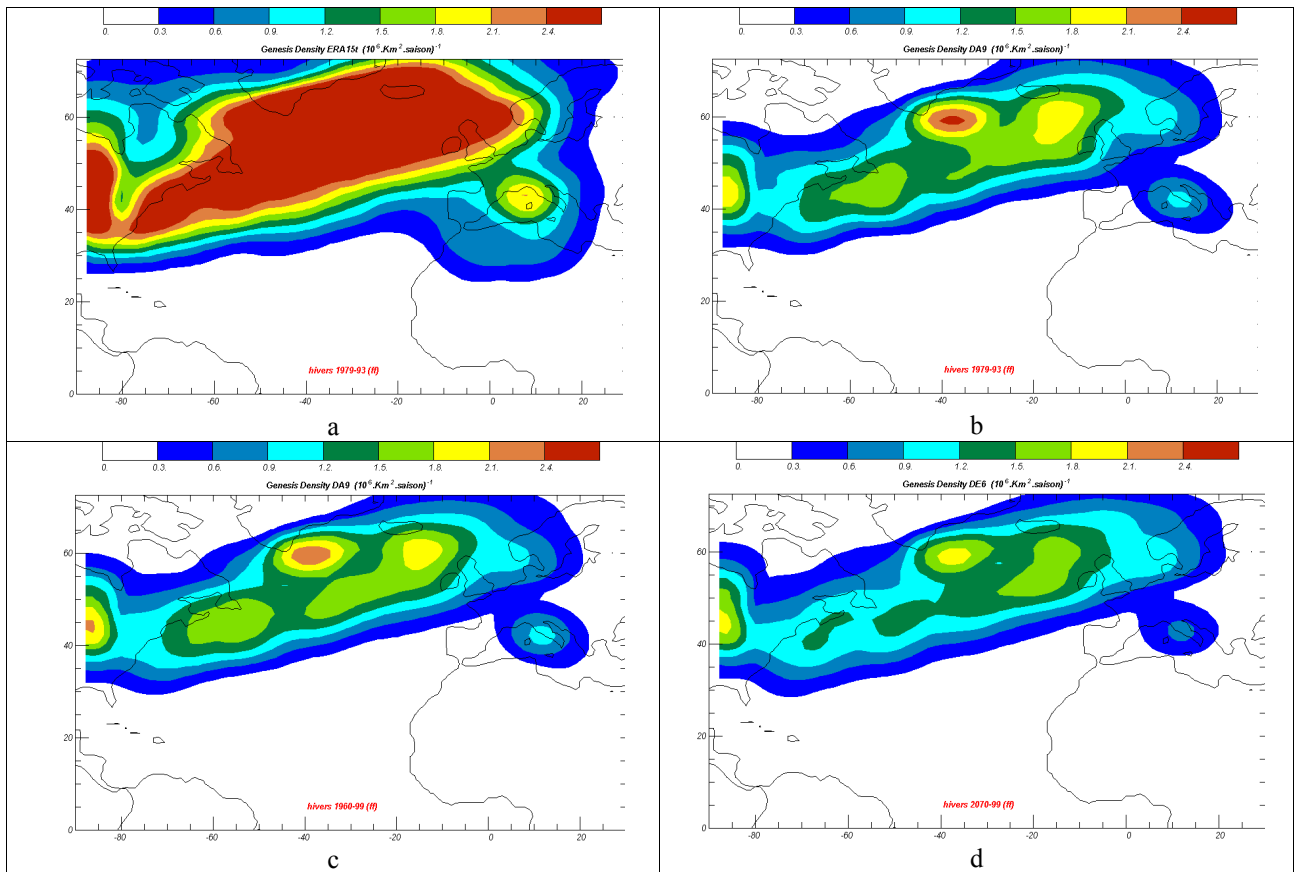


Figure 5. Zones privilégiées de génération des dépressions sur la zone Atlantique Europe au niveau 850hPa pour : a- ERA15 (1979-93); b- DA9 (1979-93); c- DA9 (1960-99); d- DE6 (2070-99).

En imposant une même échelle pour tous les scénarios il ressort que la zone de génération des dépressions dans le modèle (fig. 5b) est similaire à celle illustrée dans les réanalyses (fig. 5a) mais toujours avec une densité plus faible. Mais la structure générale est identique et montre qu'un maximum de systèmes dépressionnaires est généré dans la région au sud du Groenland, au large de la côte Est des Etats-Unis et au large de l'Islande, ainsi que sur la Méditerranée mais moins intense. En prenant la série complète (fig. 5c) très peu de changements sont à remarquer à part une légère diminution au Sud du Groenland et un renforcement sur la côte Est des Etats-Unis. Ce résultat pourrait indiquer que dans la simulation de climat actuel d'ARPEGE-Climat, les années 1980-2000 auraient vu un renforcement de l'activité dans l'ouest du bassin Atlantique. Dans un climat futur (fig. 5d) la structure générale reste toujours la même avec une légère diminution générale. Ces deux séries de figures suggèrent que le modèle ARPEGE-Climat est capable de simuler des dépressions sur l'Atlantique Europe ayant des caractéristiques de circulation réalistes avec cependant une limitation quand à la capture de tous les systèmes. De plus ces résultats laissent entendre qu'il y aurait, dans le cas d'un changement climatique, une diminution en nombre et en intensité des perturbations dans la zone Atlantique Europe.

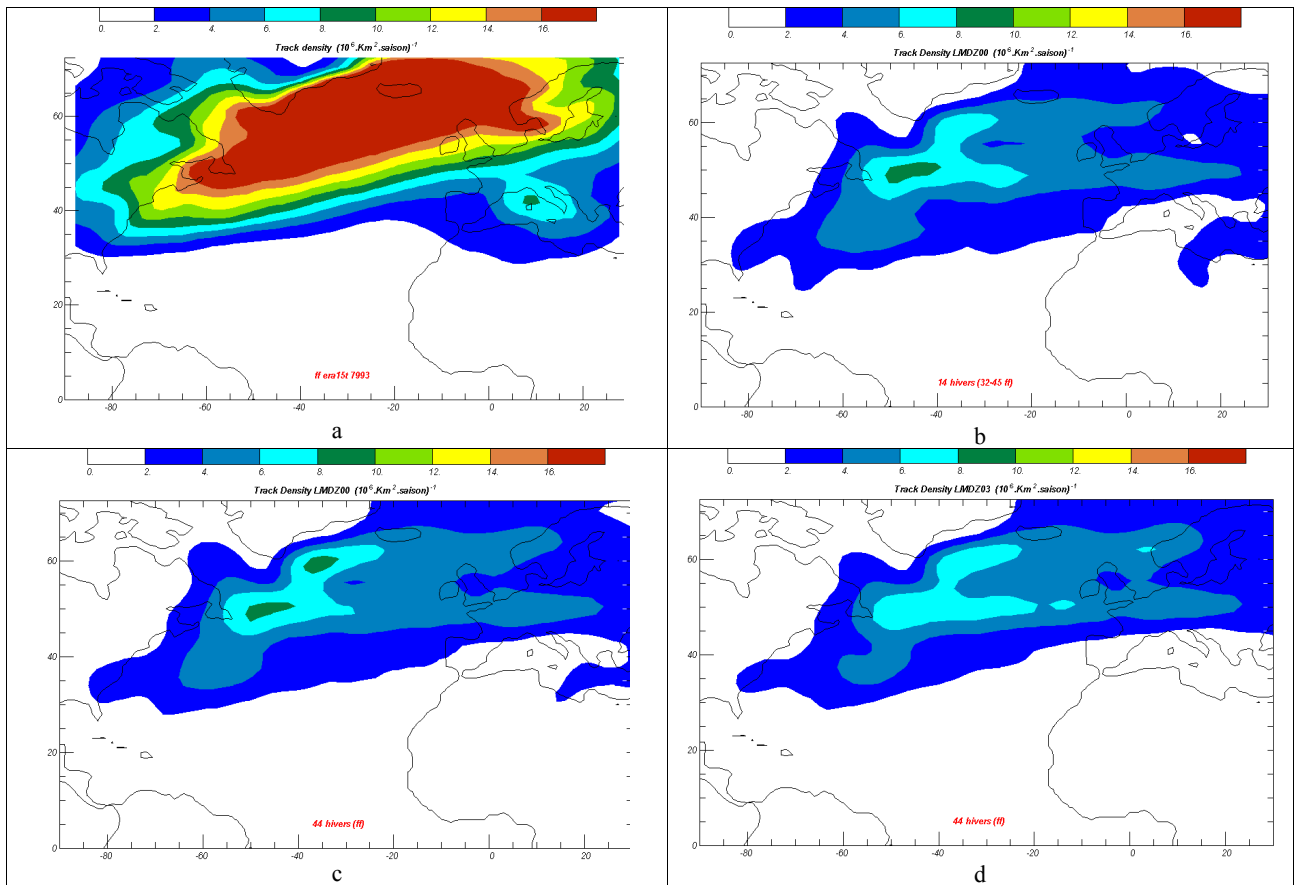


Figure 6. Distribution spatiale des trajectoires de dépressions sur la zone Atlantique Europe au niveau 850hPa pour : a- ERA15 (1979-93); b- LMDZ00 (32-45); c- LMDZ00 (02-45); d- LMDZ03 (02-45).

En prenant les 14 dernières années de la simulation de climat présent de LMDZ00 (fig. 6b) pour les comparer avec les réanalyses (fig. 6a), deux points sont à souligner: - la faiblesse de la représentation en intensité de la distribution spatiale des systèmes avec néanmoins une structure spatiale similaire avec toujours une mise en valeur de la zone Méditerranéenne; - une zone de maxima au large de Terre-Neuve est mise en évidence. Un test a été réalisé en prenant les 14 saisons du milieu de la série (années 17 à 30) et les résultats sont identiques. Un troisième maximum apparaît (fig. 6c) au Sud du Groenland quand les 44 saisons sont traitées. Dans un climat futur (fig. 6d), la structure générale est la même avec une très légère diminution des deux maxima dans l'Atlantique Nord et une disparition des systèmes sur la Méditerranée.

Les zones de génération des dépressions dans le modèle LMDZ00 (fig. 7b) semblent décalées vers le Sud par rapport aux réanalyses (fig. 7a) avec toujours une densité plus faible. En utilisant la série complète, soit 44 saisons (fig. 7c), le maximum constaté au centre du bassin Atlantique semble renforcé. Dans un climat futur (fig. 7d) la structure spatiale des zones de génération de dépressions est la même avec cependant une augmentation sur la zone centrale du bassin Atlantique.

Ces deux séries de figures (fig. 7 et 8) suggèrent que le modèle LMDZ de l'IPSL est capable de capturer les dépressions sur l'Atlantique Nord mais avec une insuffisance quand à la représentation en densité de ces systèmes. De plus ces résultats laissent entendre qu'il y aurait, dans le cas d'un changement climatique, une diminution en nombre et en intensité des perturbations dans la zone Atlantique Europe avec un déplacement des zones de génération.

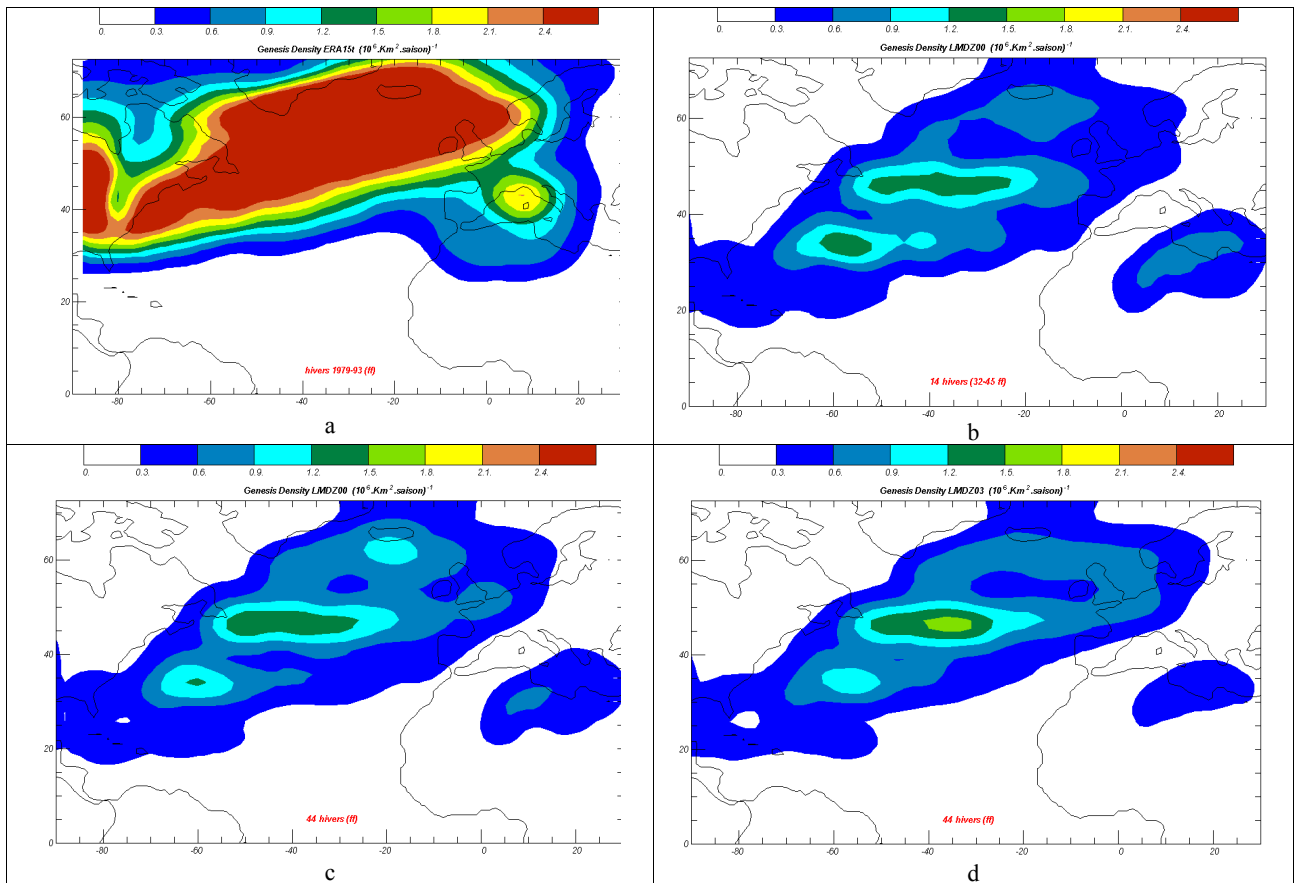


Figure 7. Zones privilégiées de génération des dépressions sur la zone Atlantique Europe au niveau 850hPa pour : a- ERA15 (1979-93); b- LMDZ00 (32-45); c- LMDZ00 (02-45); d- LMDZ03 (02-45).

En résumé, la méthode de "tracking" employée qui est puissante, offre une panoplie d'études statistiques quantitatives et robustes permettant d'effectuer une analyse précise des systèmes dépressionnaires simulés, dans le cas présent, aussi bien par le modèle de Météo France que celui de l'IPSL. Néanmoins les deux modèles exploités dans cette étude indiquent une limitation quand à leur capacité à capturer la totalité des événements forts. A cela il existe probablement plusieurs raisons. Tout d'abord nous nous intéressons à des événements extrêmes qui sont par définition représentés par les queues de distributions et donc à la limite de la variabilité simulée par les modèles. Ensuite, la résolution spatiale des modèles peut être une limitation (lissage) pour arriver à saisir les processus sous maille qui peuvent jouer un rôle important dans la production de phénomènes extrêmes comme la convection ou la turbulence dans la couche limite ou encore le relief, responsable de renforcement ou de diminution de vents forts localement. Enfin une autre possibilité viendrait des critères de sélection utilisés pour la construction des trajectoires des dépressions (TRACK). Les mêmes options utilisées pour les réanalyses ont été appliquées aux scénarios des deux modèles. Or une approche plus raffinée en adaptant les options aux caractéristiques de chacun des modèles aurait peut être fourni des résultats plus significatifs.

VENT : valeurs extrêmes

Les vitesses moyennes de référence ayant une période de retour 50 ans sont considérées comme valeurs extrêmes. L'extraction des maxima saisonniers de vitesses de référence calculées à partir des relations (6) et (7) permet d'utiliser la distribution de Gumbel pour calculer ces extrêmes. Il est important de souligner ici que les valeurs sont présentées sans que l'environnement proche des stations météorologiques n'ait été prit en compte pour une éventuelle correction de la valeur de la vitesse moyenne. Les résultats de vitesses extrêmes pour les reanalyses ERA15 sont présentés à la figure 8. Cette carte fournie une vue rapide sur la distribution régionale des vitesses extrêmes et met en évidence trois zones principales, la Basse-Normandie, le Languedoc-Roussillon et la vallée du Rhône.

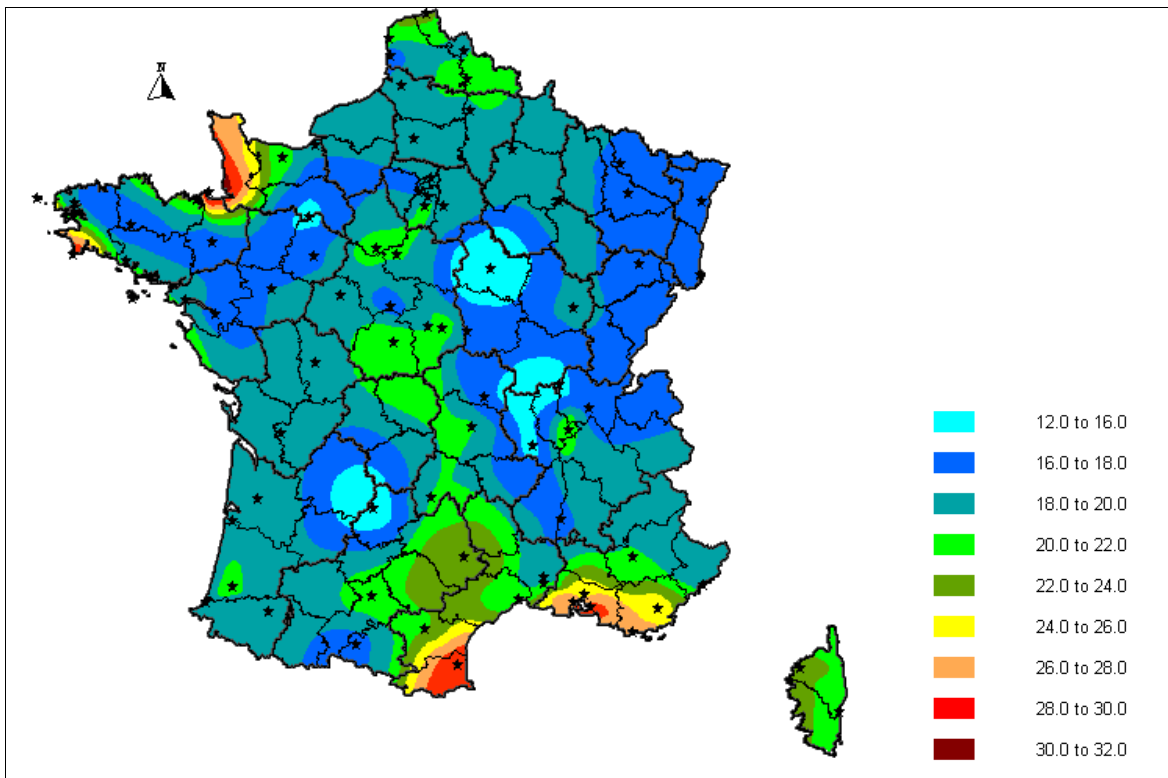


Figure 8. Carte des vitesses moyennes ($m.s^{-1}$) ayant une période de retour 50 ans pour les saisons d'hivers (1979-1993) de la base de données de reanalyses ERA15. (stations météorologiques)

Pour la simulation du climat présent du modèle de Météo France (DA9) un biais (ϵ) est observé par rapport aux reanalyses ERA15 d'une valeur moyenne de 1,12. Ce biais est pris en compte lors du calcul des anomalies entre climat futur (DE6) et climat présent (DA9) des champs de vitesses moyennes ayant une période de retour 50 ans (figure 9).

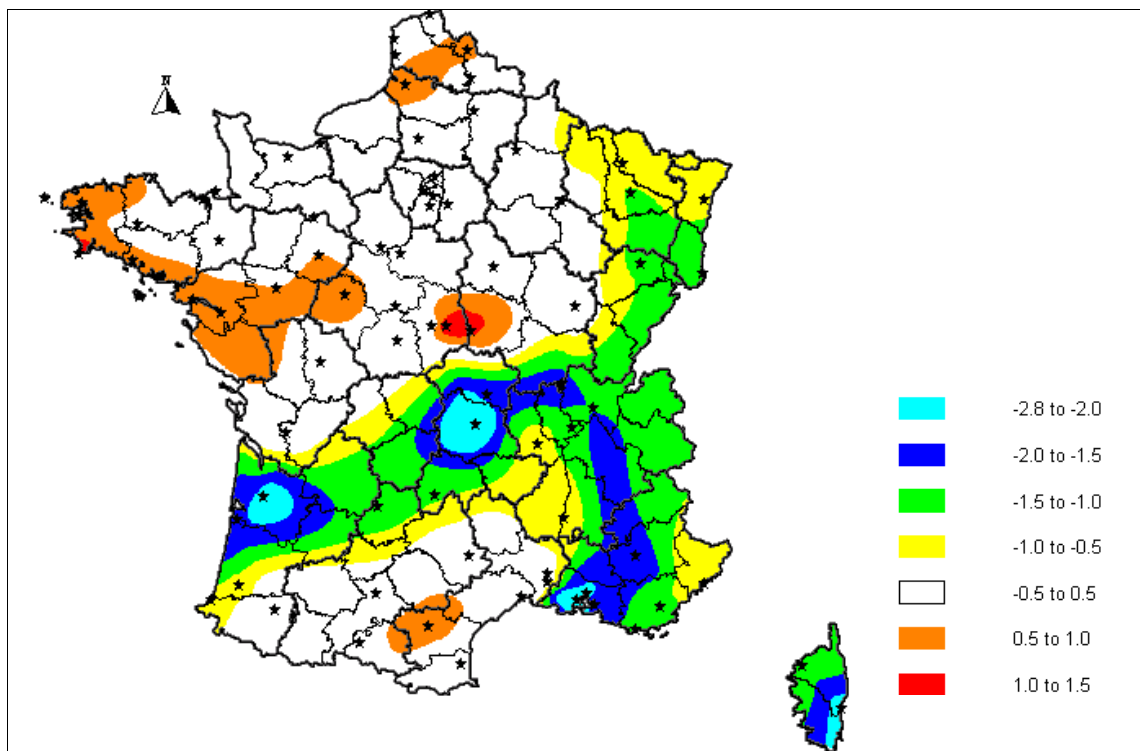


Figure 9. Carte des anomalies de vitesses moyennes ($m.s^{-1}$) ayant une période de retour 50 ans pour les saisons d'hivers d'ARPEGE-Climat (DE6-DA9)* ϵ (stations météorologiques)

Les valeurs d'anomalies positives ne dépassent jamais les $1,5 m.s^{-1}$ et les anomalies négatives ne sont jamais inférieure à $-2,8 m.s^{-1}$. Il est difficile de conclure à un impact du changement

climatique sur les vitesses de vent extrêmes surtout quand la zone de non influence (en blanc sur la figure 9) est aussi importante. Cependant certaines régions se dégagent avec : une légère augmentation des extrêmes de vent dans toute la zone Nord Ouest est aussi dans la zone Sud Ouest ; et une diminution des extrêmes (plus importante que les augmentations) dans une bande qui traverse la France de la région Aquitaine à la région Rhône-Alpes ainsi que sur toute la bordure Est du pays et dans la vallée du Rhône.

Remarque : une étude a été menée en parallèle avec le département Recherche et Développement d'EDF. Elle portait sur la même problématique d'extrêmes de vent mais en utilisant une autre approche statistique (voir partie EDF). La comparaison des cartes finales nous indique plusieurs choses. En premier lieu qu'il existe une bonne correspondance pour la région de la vallée du Rhône (diminution) et le Nord Ouest de la France (augmentation). Cependant les ordres de grandeur sont différents. De plus des différences existent notamment sur la bande de diminution qui traverse la France. La différence de méthode et de base de données utilisées, légèrement différentes, pourraient être à l'origine du désaccord observé.

Pour la simulation du climat présent du modèle de l'IPSL (LMDZ00) un biais (δ) est observé par rapport aux réanalyses ERA15 d'une valeur moyenne de 1,09. Ce biais est pris en compte lors du calcul des anomalies entre climat futur (LMDZ03) et climat présent (LMDZ00) des champs de vitesses moyennes ayant une période de retour 50 ans (figure 10).

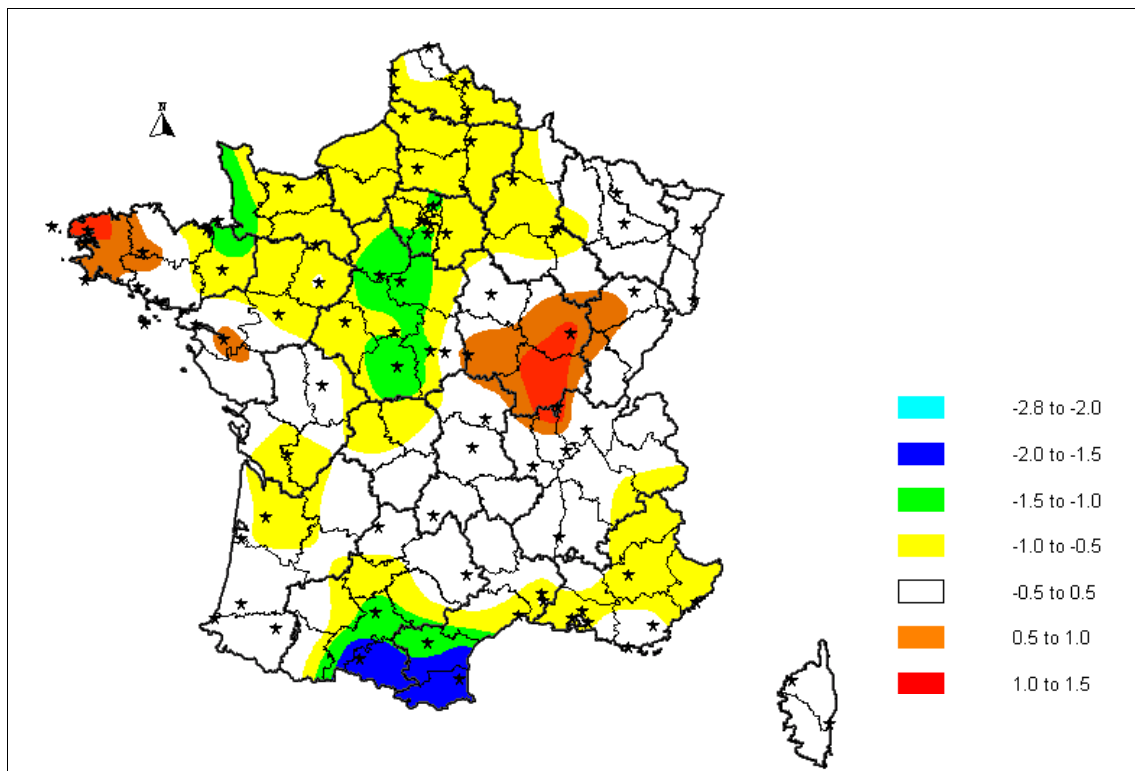


Figure 10. Carte des anomalies de vitesses moyennes ($m.s^{-1}$) ayant une période de retour 50 ans pour les saisons d'hivers du modèle de l'IPSL (LMDZ03-LMDZ00)* κ (stations météorologiques)

Les valeurs d'anomalies positives ne dépassent jamais les $1,5 m.s^{-1}$ et les anomalies négatives ne sont jamais inférieure à $-2,0 m.s^{-1}$. Il est difficile de conclure à un impact du changement climatique sur les vitesses de vent extrêmes surtout quand la zone de non influence (en blanc sur la figure 10) est aussi importante. Cependant certaines régions se dégagent avec une augmentation des extrêmes de vent sur la pointe de la Bretagne et le quart Nord Est de la France et une diminution des extrêmes sur la zone Centre et dans le Sud.

Remarque : une étude a été menée en parallèle avec le département Recherche et Développement d'EDF. Elle portait sur la même problématique d'extrêmes de vent mais en utilisant

une autre approche statistique (voir partie EDF). La comparaison des cartes finales nous indique plusieurs choses. En premier lieu qu'il existe une bonne correspondance pour la région Sud (diminution) d'une part et d'autre part de la Bretagne et du Centre de la France (augmentation). Bien que les ordres de grandeurs soient plus faibles, ce qui est à noter c'est la différence de comportement pour la région Centre, où la méthode de "tracking" indique une légère diminution des extrêmes de vent alors que celle de "downscaling" révèle une augmentation. Là encore, la différence de méthode et de base de données observées utilisées pourraient être à l'origine de la divergence constatée.

NEIGE : valeurs extrêmes

Parmi les 129 postes d'observations de hauteur de neige au sol, quatre ont été supprimés car ils étaient à des altitudes supérieures à 800m et donc non considérés comme étant des postes en plaine. Une carte des charges de neige de référence au sol ayant une période de retour 50 ans pour la base de données des observations (SNR) est présentée à la figure 11.

Cette carte des extrêmes de charges de neige souligne les régions qui subissent déjà des valeurs fortes avec une période de retour 50 ans.

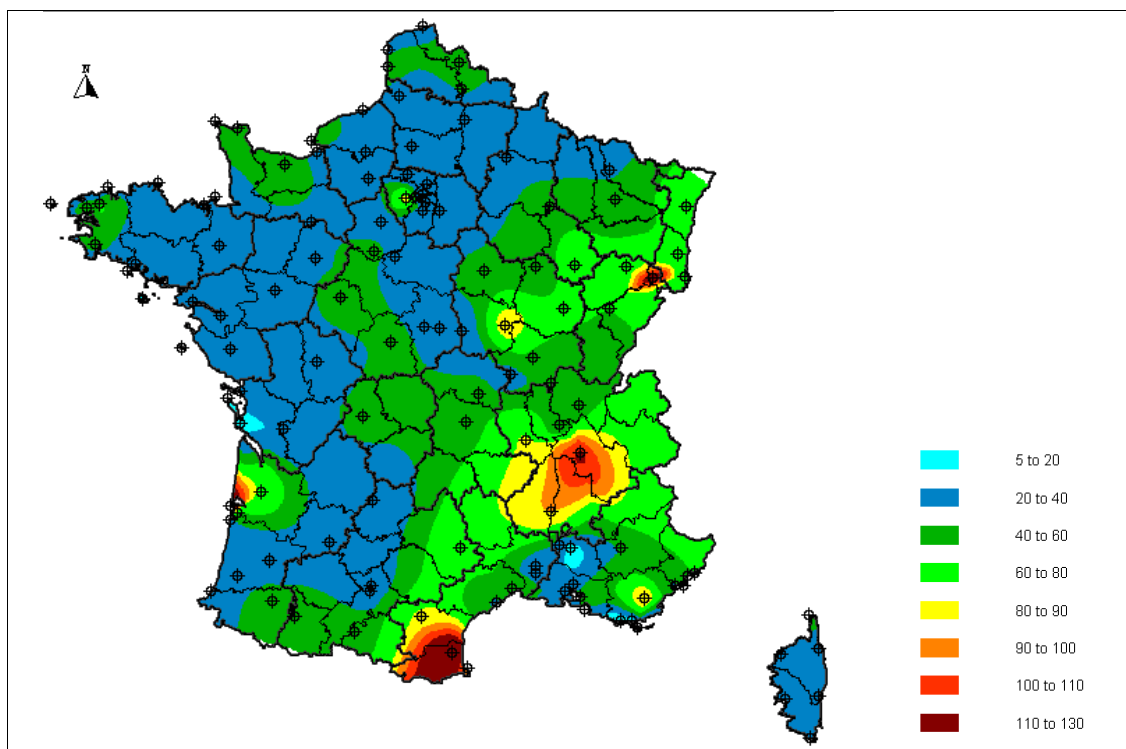


Figure 11. Carte des charges de neige (kg.m^{-2}) ayant une période de retour 50 ans pour les saisons d'hivers de la base de données des observations au sol (SQR). (postes météorologiques)

Pour la simulation du climat présent du modèle de Météo France (DA9) un biais (ϵ) est observé par rapport aux observations (SNR) d'une valeur moyenne de 1,93. Ce biais est prit en compte lors du calcul des anomalies entre climat futur (DE6) et climat présent (DA9) de charges de neige au sol ayant une période de retour 50 ans (figure 12).

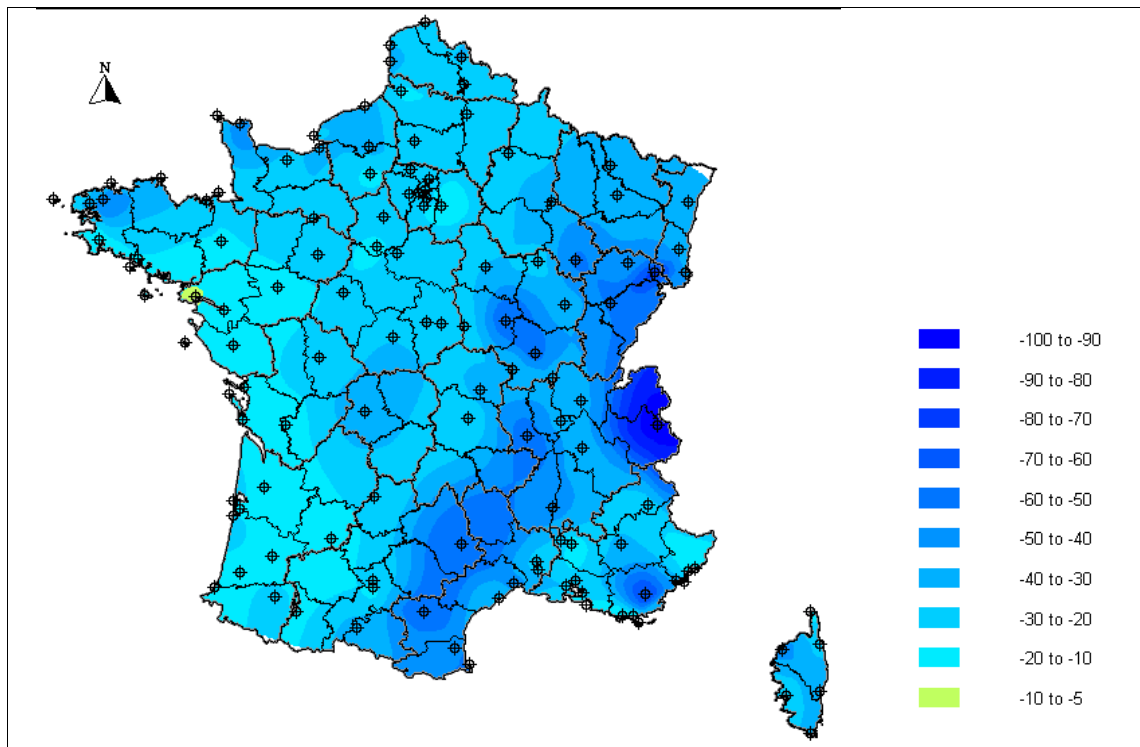


Figure 12. Carte des anomalies de charges de neige (kg.m^{-2}) ayant une période de retour 50 ans pour les saisons d'hivers d'ARPEGE-Climat (DE6-DA9)* ϵ (postes météorologiques)

La carte d'anomalie des charges de neige extrêmes présente des valeurs négatives sur toute la France. Ces valeurs sont d'autant plus fortes que la charge calculées avec les observations actuelles est importante (voir figure 11). Ce résultat indique que les charges extrêmes de neige au sol seraient fortement diminuées dans un climat futur et que les différenciations régionales seront atténuées.

4. Conclusions

Bien qu'un biais soit constaté entre les observations (ERA15) et les simulations de climats présents (DA9 et LMDZ00) la tendance vers un renforcement ou une diminution des vents extrêmes à 10m du sol dans le futur n'est pas très significative (-2,8m/s à +1,5 m/s pour ARPEGE-Climat et -2,0 m/s à +1,5 m/s pour LMDZ). La tendance pour ARPEGE-Climat n'est pas non plus très homogène sur toute la France avec une diminution sur le Centre et l'Est et une augmentation ou pas de changement ailleurs. Pour LMDZ une diminution sur le Centre et le Sud de la France est observée et une augmentation des fortes vitesses est visible sur la pointe de la Bretagne et le quart Nord Est, pas de changement partout ailleurs.

Bien qu'un biais soit constaté entre les observations (SNR) et les simulations de climat présent (DA9) la tendance indique que les charges extrêmes de neige seraient fortement diminuées dans un climat futur et que les différenciations régionales seront atténuées.

5. Références

- Ayrault F. et A. Joly, 2000a: Une nouvelle typologie des dépressions météorologiques : classification des phases de maturation. C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes, 330, 167-172.
- Ayrault F. et A. Joly, 2000b: L'origine des dépressions météorologiques sur l'Atlantique : nouvelle perspective climatologique. C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes, 330, 173-178.
- Canellas C., 2004 : Hauteurs de neige maximale en 24 heures. Maxima mensuels sur 129 postes en France : étude pour le CSTB réalisée dans le cadre du projet GICC/Imfref (Volet Observation). Direction de la Climatologie, Division Développement.
- Dubuisson B. et J-M. Moisselin, 2004: Fichiers multi critères des Séries quotidiennes de Référence (SQR) : descriptif de la version V4. Note de Météo France.
- Hodges K.I., 1998: Feature point detection using distance transform: application to tracking tropical convective complexes. Mon. Wea. Rev., 126, 785-795.
- Hodges K.I., 1999: Adaptive constraints for feature tracking. Mon. Wea. Rev., 127, 1362-1373.
- Jouan D. "Impact du changement climatique : évolution de la variabilité de la fréquence et de l'intensité des tempêtes en Europe de l'Ouest", Thèse de doctorat (dernière année) : Université de Rennes2, 2004.
- Sabre M., K.I. Hodges, K. Laval, J. Polcher and F. Désalmand, 2000: Simulation of Monsoon Disturbances in the LMD GCM. Mon. Wea. Rev., 128, 3752-3771.
- Sabre M. and C. Sacré, 2005: Extreme events (wind speeds, snow loads) and construction codes in case of climate change. In the 4th meeting on Climate Change and the Built environment of the CIB (international Council for research and Innovation in Building and construction W108), Paris, 15 April 2005, 9pp.
- Sabre M., 2005: The effect of climate change on extremes of wind speeds and snow loads over France. In the 5th annual meeting of the European Meteorological Society (EMS), climatology session, Utrecht, Netherlands from 12 – 16 September 2005, soumis.

