



IMPACTS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LE RÉGIME DES TEMPÊTES ET LES NIVEAUX D'EAU EXTRÊMES DANS LA BAIE D'HUDSON, LA BAIE JAMES ET LE DÉTROIT D'HUDSON

Rapport synthèse final
Mars 2016



Ressources naturelles
Canada

Natural Resources
Canada

Canada



Québec



IMPACTS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LE RÉGIME DES TEMPÊTES ET LES NIVEAUX D'EAU EXTRÊME DANS LA BAIE D'HUDSON, LA BAIE JAMES ET LE DÉTROIT D'HUDSON

Rapport synthèse final
Mars 2016

RÉDACTION DU RAPPORT :
Jean-Pierre Savard, Ouranos

COLLABORATEURS SCIENTIFIQUES:
Corina Rosu, Ouranos
Hélène Côté, Ouranos
Alexandre Massé, LaSalle-NHC
Nicolas Gallant, LaSalle-NHC

MISE EN PAGE :
Beatriz Osorio, Ouranos

Rapport présenté à la Division des impacts et de l'adaptation liés aux changements climatiques de Ressources naturelles Canada

Titre de projet Ouranos: Impacts des changements climatiques sur le régime des tempêtes et les niveaux d'eau extrêmes dans la baie d'Hudson, la baie James et le détroit d'Hudson.

Numéro du projet Ouranos: 520010-000

Citation suggérée : Savard, J.-P. (2016). *Impacts des changements climatiques sur le régime des tempêtes et les niveaux d'eau extrêmes dans la baie d'Hudson, la baie James et le détroit d'Hudson*. Rapport présenté à la Division des impacts et de l'adaptation liés aux changements climatiques, Ressources naturelles Canada. Montréal : Ouranos. 82 p.

Toute utilisation de cette publication et de son contenu n'engage pas Ouranos et ses partenaires.
Pour plus d'information sur les impacts et l'adaptation liés aux changements climatiques, nous vous invitons à consulter les sites www.adaptation.rncan.gc.ca et www.ouranos.ca

REMERCIEMENTS

Cette étude a été réalisée dans le cadre d'un projet piloté par Ouranos avec le soutien financier de Ressources naturelles Canada et d'Ouranos.

La modélisation hydrodynamique a été réalisée par LaSalle-NHC de Montréal, en particulier par Alexandre Massé et Nicolas Gallant. La modélisation des niveaux d'eau s'appuie sur les données bathymétriques et marégraphiques provenant d'Environnement Canada, Hydro-Québec, et de la base de données DTU10.

Le suivi des tempêtes et l'application web <http://stormtrack.ouranos.ca/> ont été réalisés par Corina Rosu et l'analyse de la répartition du géopotential en surface par Hélène Côté. Leurs contributions ont été déterminantes pour la réalisation de ce projet.

Les données régionales de simulation climatique proviennent du MRCC et ont été fournies par Ouranos. Les données des modèles globaux Echam5 et CGCM3 ont été utilisées, de même que les ré-analyses NCEP, Era-Interim, NARR et MERRA.

Nous tenons à remercier le personnel du Groupe Science du Climat et du Groupe Scénarios climatiques d'Ouranos qui nous ont apporté tout son support et leur compétence scientifique pendant toute la durée de ce projet.



Ressources naturelles Canada
Natural Resources Canada

Canada



MISE EN GARDE

Les séries de données de niveau d'eau produites et mises en ligne dans ce rapport sont des données synthétiques produites à l'aide d'un modèle hydrodynamique et des modèles atmosphériques. Même si ces données sont généralement bien corrélées au niveau d'eau total observé partout où des stations d'observation sont disponibles, ces données peuvent être différentes des observations locales. L'utilisation de ces données à des fins de conception d'ouvrage, de navigation ou autres activités sensibles à l'exactitude des données devraient faire l'objet d'une vérification par l'utilisateur. Ouranos et ses partenaires ne sont pas responsables des usages de ces données synthétiques à d'autres fins que la recherche scientifique.

De même, les statistiques de niveaux extrêmes sont limitées à des fins de recherche et de planification côtière et leur utilisation pour la conception d'ouvrages est la responsabilité des utilisateurs et n'engage en aucun cas Ouranos et ses partenaires. Finalement, nous tenons à rappeler que les niveaux d'eau dans la baie James sont fortement influencés par la présence de glace en hiver sur la baie James. Les données hivernales sont fausses parce que la marée et les ondes de tempêtes sont amorties en hiver à tous les sites situés dans la baie James. Seules les données correspondant à la période libre de glace sont validées.

RÉSUMÉ

Cette étude sur les niveaux d'eau et les tempêtes comporte deux volets qui s'appuient respectivement sur les méthodes développées par Massé et Villeneuve (2013) et Savard et al. (2014). La zone d'étude comprend la baie James, la baie d'Hudson et le détroit d'Hudson.

Volet 1 : Modélisation des niveaux d'eau à l'aide du modèle hydrodynamique Mike21-2D horizontal. Cette modélisation a permis de reconstituer les niveaux totaux, la marée et les variations non-tidales du niveau causées par la pression atmosphérique et le vent. Les niveaux totaux ont été calculés à 19 sites répartis dans la zone d'étude pour la période 1979-2013. Les niveaux non-tidaux ont été calculés pour la même période à 23 sites fautes de données de marée à quatre de ces 23 sites. Les contrôles de validation ont montré que les séries synthétiques ainsi obtenues sont bien corrélées avec les observations aux 5 sites de référence où des observations de niveau total de l'eau sont disponibles, se situant entre ($0,89 \leq R^2 \leq 0,97$). Les séries synthétiques ont été utilisées pour calculer des statistiques permettant de décrire la fréquence et l'intensité des surcotes et des décotes aux 23 sites du projet et leur impact sur le niveau total. L'impact des changements climatiques sur les ondes de tempêtes (surcotes et décotes) a été évalué en forçant le modèle hydrodynamique avec les données de vent et de pression atmosphériques provenant de 5 simulations climatiques du Modèle régional canadien du Climat (MRCC). Les simulations démontrent que les changements climatiques modifient la saisonnalité et la fréquence des surcotes et des décotes causées par les ondes de tempêtes dans la zone d'étude.

Volet 2 : Analyse du régime des tempêtes. Cette analyse vise à expliquer comment se forment et se développent les surcotes et les décotes en climat actuel et futur. À cette fin, un algorithme de suivi de trajectoire des tempêtes (Sinclair 1997,1999) a été utilisé pour identifier et caractériser les dépressions atmosphériques associées à la présence de fortes surcotes et décotes. Une application web a été développée afin d'identifier toutes les trajectoires de ces dépressions atmosphériques de 1979 à 2013. Cette application et les données tirées de l'algorithme ont permis de décrire le régime des tempêtes lors de 20 à 25 plus fortes surcotes et décotes modélisées pendant cette période à chacun des 5 sites de référence répartis dans la zone d'étude. Ces données confirment qu'une tempête est présente dans la zone d'étude chaque fois d'une grosse surcote ou une grosse décote se produit. Les variations de niveau d'eau sont en grande partie causées par le vent, en particulier dans le sud de la baie d'Hudson et dans la baie James. Ces vents sont causés par de forts gradients horizontaux de pression atmosphérique qui se développent à l'automne lorsque la température de surface de l'eau de la baie d'Hudson devient plus élevée que celle de l'air. Dans le nord de la baie d'Hudson et dans le détroit d'Hudson, le rôle de la pression atmosphérique (baromètre inversé) et des ondes de tempêtes se développant dans la mer du Labrador deviennent prépondérants. En climat actuel, les conditions nécessaires au développement de forts gradients horizontaux de pression atmosphérique au-dessus de la baie d'Hudson ne se produisent qu'à l'automne. En climat futur (2041 à 2099), ces conditions s'étendent à la saison hivernale à cause de la saison de glace plus tardive. Les conditions favorisant le développement de surcotes augmentent partout sauf dans le sud de la baie James. Les conditions favorisant le développement de décotes augmentent partout sauf dans le nord de la baie d'Hudson et dans le détroit d'Hudson. Dans les deux cas, les changements les plus importants se produisent en début d'hiver.

TABLE DES MATIÈRES

1. INTRODUCTION	1
2. MÉTHODOLOGIE	3
2.1 Modélisation des niveaux d'eau pour la période 1979-2013.....	3
2.2 Étude des tempêtes et de leur impact sur les surcotes et les décotes.....	6
2.3 Impact des changements climatiques sur les niveaux d'eau et les tempêtes	7
3. RESULTATS DE LA SIMULATION DES NIVEAUX D'EAU	10
3.1 Modélisation des niveaux d'eau de 1979 à 2013.....	10
3.2 Niveau de référence (niveau zéro)	13
3.3 Modélisation des niveaux d'eau en climat futur	15
3.3.1 Fréquence de dépassement des niveaux non-tidaux	15
3.3.2 Extrêmes de niveau d'eau.....	24
3.3.3 Niveaux totaux	35
3.3.4 Hausse du niveau de la mer	38
4. RÉGIME DES TEMPÊTES	40
5. IMPACT DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LE RÉGIME DES TEMPÊTES	56
5.1 Analyse des tempêtes ayant produit les plus fortes surcotes et décotes	57
5.2 Impact des CC sur les tempêtes détectées par l'algorithme de Sinclair	60
5.3 Impact des CC sur les très grosses tempêtes (6 CVU et plus)	66
5.4 Sommaire de l'analyse du régime des tempêtes et de leur impact sur les surcotes et les décotes	70
6. CONCLUSIONS	73
6.1 Niveaux extrêmes	73
6.2 Régime des tempêtes	76
6.3 Impacts conjugués du changement du régime des tempêtes	78

LISTE DES FIGURES

Figure 1	Zone d'étude du projet montrant les 23 sites où des séries chronologiques de niveau d'eau ont été modélisées. D'après LaSalle-NHC, annexe 1.....	1
Figure 2	Zone d'étude élargie pour le suivi des trajectoires de tempêtes. Les trajectoires ont été répertoriées pour l'ensemble de l'Amérique du nord (zone en blanc). L'analyse détaillée des tempêtes a été réalisée dans la zone circonscrite en rouge.	4
Figure 3	Domaine et bathymétrie du modèle hydrodynamique Mike21-2d utilisé pour la modélisation des niveaux d'eau (d'après LaSalle-NHC 2015, annexe 1).	5
Figure 4	Séries chronologiques horaires de niveaux d'eau obtenue par modélisation numérique et observées à l'automne 2012 à l'Île Stag, dans la baie de Rupert. Les séries montrent; a) le niveau total observé et modélisé; b) la marée observée et le résidu non-tidal et c) les niveaux résiduels non-tidaux observés et modélisés.	11
Figure 5	Comparaison des niveaux A) totaux et B) résiduels (non-tidaux) observés et modélisés à l'Île Stag, baie de Rupert du 1 ^{er} août au 30 novembre 2012.	12
Figure 6	Niveau moyen annuel à la station marégraphique de Churchill. D'après les données du Service hydrographique du Canada de Pêches et Océans Canada.	14
Figure 7	Fréquence de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempêtes à Umiujaq en climat passé (1980-2009) et futur proche (2040-69) et plus lointain (2070-99). D'après LaSalle-NHC (2015).	17
Figure 8	Fréquence de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempêtes à Churchill en climat passé (1980-2009) et futur proche (2040-69) et plus lointain (2070-99). D'après LaSalle-NHC (2015).	19
Figure 9	Fréquence de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempêtes à Quaqtaq en climat passé (1980-2009) et futur proche (2040-69) et plus lointain (2070-99). D'après LaSalle-NHC (2015).	20
Figure 10	Fréquence de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempêtes à Iqaluit en climat passé (1980-2009) et futur proche (2040-69) et plus lointain (2070-99). D'après LaSalle-NHC (2015).	22
Figure 11	Fréquence de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempêtes à Rupert en climat passé (1980-2009) et futur proche (2040-69) et plus lointain (2070-99). D'après LaSalle-NHC (2015).	23
Figure 12	Projections de Gumbel des niveaux non-tidaux maximums à Umiujaq basées sur les simulations climatiques du MRCC (en couleur) et les -analyses NARR (en noir). ...	26
Figure 13	Courbes de Gumbel des maximums annuels de niveaux d'eau non tidaux et totaux à Umiujaq basées sur les ré-analyses NARR (en noir) et les deltas (futur vs passé) tirés des simulations du MRCC ajoutés à NARR et représentés en couleur. La moyenne des deltas est en rouge (gras).	27

Figure 14	Courbes de Gumble des minimums annuels de niveaux d'eau non tidaux et totaux à Umiujaq basées sur les ré-analyses NARR (en noir) et les deltas (futur vs passé) tirés des simulations du MRCC ajoutés à NARR et représentés en couleur. La moyenne des deltas est en rouge (trait gras).	29
Figure 15	Distribution spatiale dans l'ensemble du domaine d'étude des niveaux d'eau maximums et minimums annuels à période de retour 100 ans. Marée, niveau résiduel (non tidal) et niveau total pour la période 1980-2009. D'après LaSalle NHC (2016, annexe 1).	31
Figure 16	Distribution spatiale de l'effet des changements climatiques (deltas futur moins passé) sur le niveau maximum annuel (niveau non-tidal) à récurrence de 100 ans dans la zone d'étude. Le trait noir est la moyenne des résultats des simulations climatiques individuelles représentées en couleur.	32
Figure 17	Distribution spatiale de l'effet des changements climatiques (deltas futur moins passé) sur le niveau minimum annuel (niveau non-tidal) à récurrence de 100 ans dans la zone d'étude (sites numérotés à la figure 1). Le trait noir est la moyenne des résultats des simulations climatiques individuelles représentées en couleur.	33
Figure 18	Courbes de Gumble des minimums annuels de niveaux d'eau résiduels non tidaux et totaux à Churchill basées sur les ré-analyses NARR (en noir) et les deltas (futur vs passé) tirés des simulations du MRCC ajoutés à NARR et représentés en couleur. La moyenne des deltas est en rouge (trait gras).	37
Figure 19	Distribution du géopotential à 1000 hPa dans la zone d'étude le 31 octobre 2009 montrant une forte dépression (GZ minimum de -41 au centre tourbillonnaire). Le centre est situé près de la frontière sud-ouest du Nunavik, à la hauteur d'Umiujaq. Les flèches indiquent la direction des vents.	41
Figure 20	Tempête du 31 octobre 2009 à 18h00 GMT ayant provoqué une surcote de 1,84 m dans la baie de Rupert. Les étiquettes situés au sud du Nunavik indiquent la position du centre de la tempête calculé par les quatre ré-analyses identifiées en légende (NCEP, NARR, ERAinterim et Merra). Le contenu de l'étiquette ouvert (NCEP) indique la longitude et latitude du centre tourbillonnaire, la pression atmosphérique (hPa) au centre, la fréquence du tourbillon en CVU et un indicateur de la puissance totale (circ).	42
Figure 21	Trajectoires de trois tempêtes ayant causé 3 des 21 plus grosses surcotes à Rupert. Ces tempêtes sont surlignées en jaune. Les étiquettes indiquent la position du centre cyclonique de ces tempêtes à la date indiquée au tableau.	44
Figure 22	Trajectoires de tempêtes et position des centres cycloniques pendant le maximum de développement des 21 plus fortes surcotes dans la baie de Rupert. Un cercle de 1000 km de diamètre circonscrit la région où passent la majorité des centres cycloniques. L'encadré en haut à gauche fournit une rose des vents moyens prévalant au sud de la baie d'Hudson au moment où les centres cycloniques sont regroupés dans le cercle.	45
Figure 23	Trajectoires de tempêtes (pointillés) et position (points rouges) des centres cycloniques pendant le maximum de développement des 21 plus fortes surcotes à Churchill. Un cercle de 1000 km de diamètre circonscrit la région où passent la majorité des centres cycloniques. L'encadré en bas à droite fournit une rose des vents moyens prévalant au sud de la baie d'Hudson au moment où les centres cycloniques sont regroupés dans le cercle.	47

- Figure 24** Trajectoires de tempêtes (pointillés) et position (points rouges) des centres cycloniques pendant le maximum de développement des 20 plus fortes décotes à Rupert. Un cercle de 1000 km de diamètre circonscrit la région où passent la majorité des centres cycloniques. L'encadré en bas à droite fournit une rose des vents moyens prévalant au sud de la baie d'Hudson au moment où les centres cycloniques sont regroupés dans le cercle.....48
- Figure 25** Évolution du géopotential à 1000 hPa (près de la surface) dans les heures qui précèdent une surcote majeure (48 h, 24 h, 12 h, 6 h et 0 h avant le maximum de la surcote) dans la baie de Rupert, baie James. Le panneau f montre les directions et les vitesses des vents 6 heures avant le maximum de niveau.49
- Figure 26** Évolution du géopotential à 1000 hPa (près de la surface) dans les heures qui précèdent une décote majeure (48 h, 24 h, 12 h, 6 h et 0 h avant le maximum de la décote) dans la baie de Rupert, baie James. Le panneau f montre les directions et les vitesses des vents 6 heures avant le minimum de niveau.51
- Figure 27** Nombre moyen mensuel de centres cycloniques comptés dans le cercle de 1000 km de diamètre lors du développement maximum des 21 plus grosses surcotes à Umiujaq pour l'ensemble des systèmes dépressionnaires (≥ 2 CVU, en haut), pour les tempêtes intenses (≥ 6 CVU au centre) et la moyenne mensuelle de la pression atmosphérique tirée de ré-analyses ERAinterim, NARR et NCEP pour la période 1979-2010.53
- Figure 28** Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km d'Umiujaq pour deux classes d'intensité (fréquence de tourbillon ≥ 2 et 6 CVU et pression atmosphérique au centre cyclonique des dépressions de 2 CVU (panneau du bas). Les données sont tirées de 10 simulations climatiques décrites au tableau 1.59
- Figure 29** a) Nombre moyen annuel de centres cycloniques dans le cercle de 1000 km d'Umiujaq et les deltas pour la période b) 2041-70 et c) 2071-99 par rapport à la période 1961-2000. Les lignes pleines et pointillées sont les deltas exprimés en nombre de centres cycloniques et en pourcentage.61
- Figure 30** Nombre moyen mensuel de centres cycloniques (tempêtes de plus de 6 CVU de fréquence du tourbillon) dans le cercle de 1000 km d'Umiujaq et les deltas pour la période b) 2041-2070 et c) 2071-2099 par rapport à la période 1961-2000. Les lignes pleines et pointillées sont les deltas moyens exprimés en nombre de centres cycloniques (trait plein) et en pourcentage (pointillé).....67

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1	Modèles atmosphériques utilisées pour simuler les niveaux d'eau et les tempêtes..	8
Tableau 2	Changement anticipés du niveau moyen relatif de la mer (tiré de James et al. 2014)	39
Tableau 3	Deltas (%) du nombre de centres cycloniques (tempêtes de 2 CVU et plus) dans les cercles de 1000 km aux sites de référence tirés des 10 simulations climatiques (voir tableau 1).....	63
Tableau 4	Deltas (en %) de la fréquence moyenne du tourbillon dans les 8 cercles de 1000 km de diamètre des sites de référence de la baie d'Hudson pour les surcotes et décotes en futur proche (2041-70) et lointain (2071-99). La colonne 1961-2000 est la moyenne sur 40 ans de la fréquence du tourbillon (CVU) à chaque cercle. Les lettres de la colonne de droite indiquent la position du cercle par rapport au centre de la baie d'Hudson (C= Centre, N = Nord, E = Est, etc.).	65
Tableau 5	Deltas (%) du nombre de centres cycloniques (tempêtes de 6 CVU et plus) dans les cercles de 1000 km aux sites de référence tirés des 10 simulations climatiques (voir tableau 1).....	68

1. INTRODUCTION

Le présent rapport regroupe et compare les résultats de deux études menées en parallèle; la première est une modélisation hydrodynamiques des niveaux d'eau dans la région de la baie James, de la baie d'Hudson et du détroit d'Hudson (figure 1); la seconde est une étude du régime des tempêtes et des processus atmosphériques en Amérique du nord et une analyse des caractéristiques de ces tempêtes dans la région (figure 2) où celles-ci peuvent causer d'importantes variations de niveau d'eau aux sites du projet.

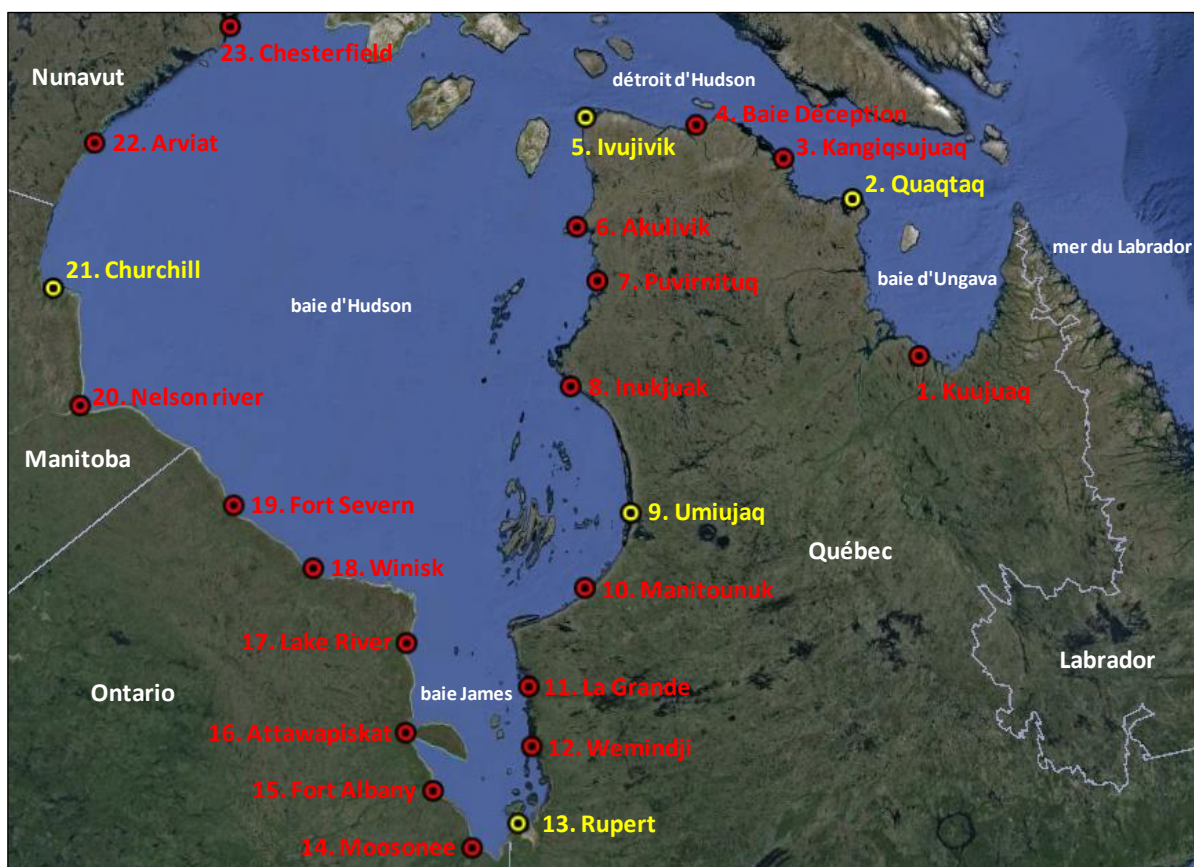


Figure 1 Zone d'étude du projet montrant les 23 sites où des séries chronologiques de niveau d'eau ont été modélisées. D'après LaSalle-NHC, annexe 1.

L'objectif principal du projet est de décrire les niveaux d'eau dans la zone d'étude à tous les sites indiqués sur la figure 1. Il consiste également à comprendre les facteurs météorologiques et climatiques qui font varier ces niveaux d'eau, principalement les tempêtes, et à les décrire. Enfin, le projet cherche à évaluer l'impact des changements climatiques sur le régime des tempêtes et sur les niveaux d'eau au cours des 35 à 85 années à venir.

Dans chacune de ces deux études, les niveaux extrêmes et les tempêtes qui en sont la cause sont simulés en climat actuel pour la période 1979-2013. Ils sont aussi simulés à partir de données tirées de modèles climatiques en climat passés (1961-2010) et futurs (2041-2099) afin d'évaluer l'impact des changements climatiques sur les extrêmes de niveaux d'eau et sur le régime des tempêtes pouvant constituer un risque pour les communautés côtières. Vingt-trois (23) communautés sont visées par l'étude dont le but est d'améliorer les outils d'aménagement côtier et de conception et de gestion des infrastructures côtières. L'étude permet aussi de mieux anticiper l'impact des changements climatiques sur les conditions de navigation et de gestion des déplacements le long des côtes pour les décennies à venir en améliorant la capacité d'évaluer les risques maritimes et côtiers.

La figure 1 indique les 23 sites ou villages pour lesquels des séries de données synthétiques de niveau d'eau sont produites. Les séries synthétiques sont des données reconstituées à l'aide d'un modèle océanique hydrodynamique alimenté par le modèle atmosphérique North American Regional Reanalysis (NARR). Ces données ont fait l'objet de comparaisons avec les données mesurées à plusieurs sites de référence indiqués en jaune sur la figure 1.

L'analyse des trajectoires de tempêtes s'étend à l'ensemble de l'Amérique du nord, mais la majeure partie des applications de cette analyse se limite à la zone circonscrite par un trait rouge à la figure 2. L'analyse des tempêtes compare les dépressions atmosphériques présentes dans cette zone lorsque se produisent de fortes variations des niveaux d'eau comme des surcotes et des décotes qui sont respectivement des niveaux plus élevés ou plus faibles que la marée prédite. Cette comparaison vise à caractériser les tempêtes et à établir les conditions qui prévalent dans la zone d'étude lorsque se développent ces surcotes et décotes. À partir de ces informations, il est possible d'évaluer l'impact des changements climatiques tant sur la fréquence ou récurrences des surcotes et décotes que sur les paramètres atmosphériques qui sont responsables de leur développement. En examinant en parallèle la cause (les tempêtes) et les effets (les surcotes et décotes) des processus étudiés, il est possible non-seulement de comprendre les impacts des changements climatiques sur les niveaux d'eau, mais aussi, de mieux expliquer les causes de ces impact et de les rattacher à d'autres facteurs liés au climat qui peuvent affecter les communautés côtières de la zone d'étude.

2. MÉTHODOLOGIE

Certaines méthodes décrites brièvement ci-dessous sont reprises plus en détail en annexe du présent rapport. La section 2.1 résume les grandes lignes de la méthode de modélisation des niveaux d'eau développée par Massé et Villeneuve (2013) et décrite en détail à par Massé et Gallant (2016) à l'annexe 1 du présent rapport. La section 2.2 présente la méthodologie développée par Savard et al. (2014) pour l'analyse du régime des tempêtes. Cette méthode a été améliorée et certains ajouts sont développés à l'annexe 2 du présent rapport par Côté (2016). L'étude du régime des tempêtes a aussi été facilitée grâce à une application web développée par Rosu (2016); cette application est disponible en ligne (<http://stormtrack.ouranos.ca/>).

2.1 MODÉLISATION DES NIVEAUX D'EAU POUR LA PÉRIODE 1979-2013

Les variations des niveaux d'eau sous l'effet de la marée et des tempêtes (vent et pression atmosphérique) sont simulées à l'aide du module HD (Hydrodynamics) du modèle MIKE 21 conçu et commercialisé par la firme danoise DHI Water & Environment. La version 2D horizontale du modèle permet de calculer les déplacements d'eau et les changements du niveau d'eau en tenant compte des forces qui agissent sur le domaine d'étude, soit la marée à la frontière du modèle situé au transect reliant Nain au Labrador et Qaqortoq au sud du Groënland ainsi que la pression atmosphérique et le cisaillement causé par le vent sur toute la surface du domaine.

Le modèle numérique hydrodynamique Mike21 a été utilisé pour reconstituer les variations du niveau d'eau dans toute la zone d'étude pour la période 1979-2013. Le domaine du modèle et la bathymétrie utilisée sont présentés à la figure 3. Les données de vent et de pression atmosphériques sont tirées des ré-analyses NARR (North American Regional Reanalysis) qui fournissent une valeur de la pression atmosphérique de surface et la vitesse et direction du vent à 10 m au-dessus de l'eau à intervalle de 3 heures de 1979 à 2013. Les niveaux de la marée sont obtenus du modèle DTU10 à la frontière du modèle située sur un transect reliant Qaqortoq (sud du Groënland) et Nain (Labrador). Les niveaux d'eau causés par les phénomènes atmosphériques à cette frontière ont été prescrits en assumant que l'effet de baromètre inversé est le seul facteur qui contrôle les variations non-tidales à cette frontière. Les effets du vent sont considérés comme négligeables à cette frontière à cause de la grande profondeur d'eau; le vent agit surtout en surface alors que la profondeur de l'eau au transect est supérieure à 2000 m.

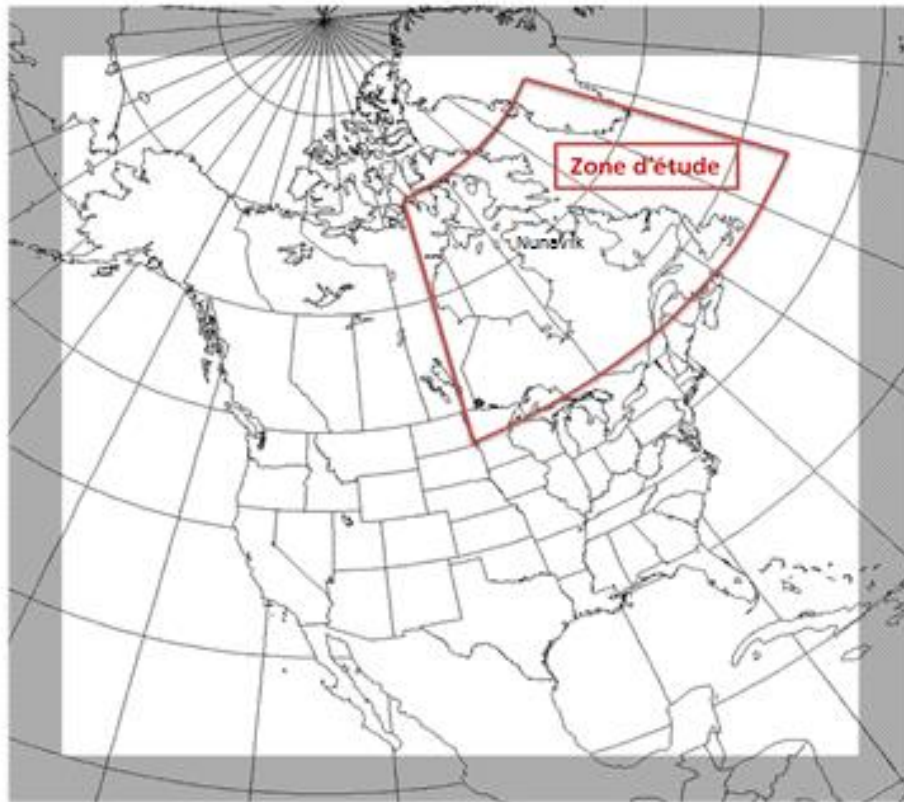


Figure 2 Zone d'étude élargie pour le suivi des trajectoires de tempêtes. Les trajectoires ont été répertoriées pour l'ensemble de l'Amérique du nord (zone en blanc). L'analyse détaillée des tempêtes a été réalisée dans la zone circonscrite en rouge.

Le modèle hydrodynamique a été validé en comparant les niveaux d'eau modélisés et les données de niveau d'eau observées aux sites de référence indiqués en jaune à la figure 1. Les points de validation ou sites de référence sont : Churchill, l'île Stag (Baie de Rupert), Umiujaq, Ivujivik et Quaqtaq. Comme la marée et les ondes de tempêtes peuvent interagir dans le domaine d'étude, les simulations numériques doivent propager simultanément les marées et les forçages atmosphériques. Or la simulation des ondes de marée requiert une grille beaucoup plus fine et un pas de temps plus court que la simulation des ondes de tempêtes; afin de réduire le temps de calcul, les marées calculées par le modèle sont donc modélisées sur la grille plus grossière utilisée pour le calcul des ondes de tempêtes. La marée est ensuite extraite par analyse harmonique du niveau total simulé et remplacée par une onde de marée tirée de DTU10 ou par des courbes de marées reconstituées à partir des tables de marée du Service Hydrographique d'Environnement Canada ou construites par analyse harmonique de données aux sites lorsqu'elles sont disponibles. Cette méthode permet d'obtenir des niveaux résiduels non-tidaux proche des valeurs observées et des niveaux totaux très proche de la réalité (corrélation de l'ordre de $R^2 = 0,95$).

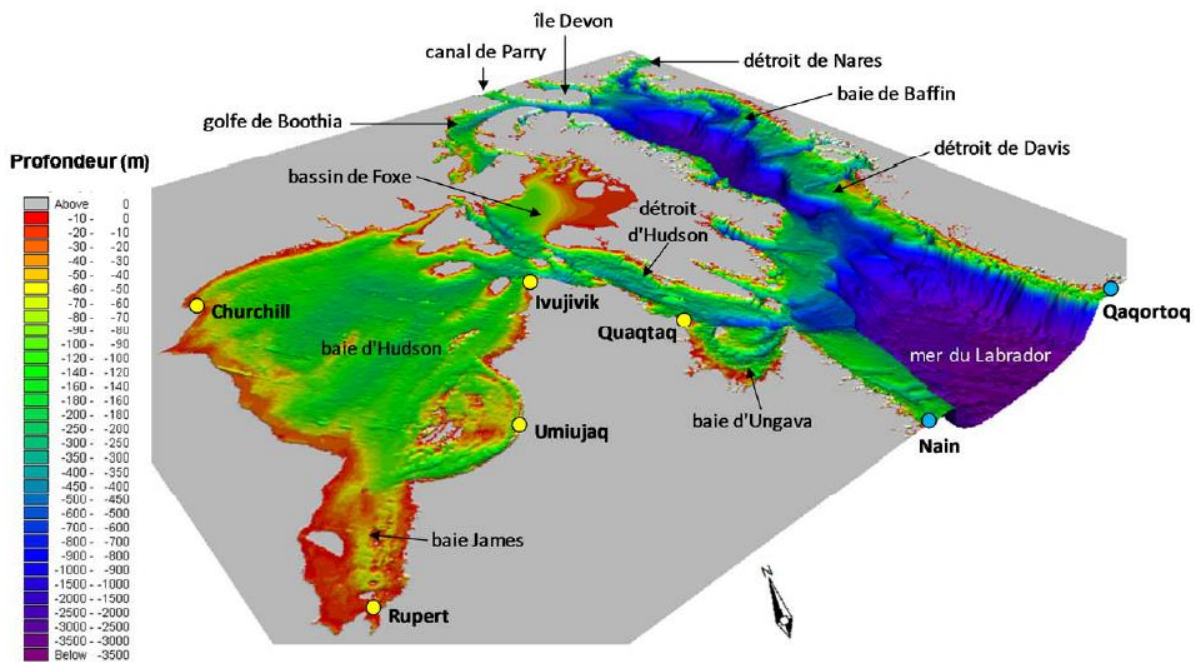


Figure 3 Domaine et bathymétrie du modèle hydrodynamique Mike21-2d utilisé pour la modélisation des niveaux d'eau (d'après LaSalle-NHC 2015, annexe 1).

Toutes les simulations du modèle hydrodynamique font abstraction de la présence des glaces hivernales, qui n'ont pas d'influence significative sur les niveaux d'eau dans la baie d'Hudson et le détroit d'Hudson. Par contre, dans la baie James, la marée et les ondes de tempêtes sont amorties par les glaces en hiver, de sorte qu'il n'est pas possible de reproduire les niveaux d'eau en hiver dans cette partie de la zone d'étude. L'amortissement par les glaces n'a pas de conséquence sur les objectifs de l'étude puisque l'objectif principal est d'évaluer les niveaux extrêmes (hauts et bas); or, puisque les fluctuations de niveau dans la baie James sont amorties en hiver, elles ne sont pas préoccupantes et n'ont pas d'incidence notable sur les calculs de statistiques d'extrêmes.

Le produit final de la modélisation hydrodynamique comprend des séries chronologiques de données horaires couvrant la période 1979-2013 inclusivement à chacun des 23 sites du projet indiqués sur la figure 1. Ces résultats sont présentés à la section 3.1 ci-dessous et comprennent une description des méthodes de validation des données ainsi que des précisions sur certains sites du projet dans la baie James où l'absence de données de marée fiables a limité la production de niveaux totaux, même si des séries non tidales de niveau d'eau ont pu être produites. Il ne sera possible d'obtenir des séries chronologiques de niveau total à ces sites (Attawapiskat, Fort Albany, Lake River et Wemindji) qu'en obtenant des observations de niveau d'eau pendant d'une durée minimale de quelques mois. On pourrait ainsi reconstituer la marée passée (période 1979-2013) et ajouter ces valeurs au niveau non-tidal pour reconstituer le niveau total. Ce travail a déjà été complété pour les 19 stations pour lesquelles on dispose de données de marée.

2.2 ÉTUDE DES TEMPÊTES ET DE LEUR IMPACT SUR LES SURCOTES ET LES DÉCOTES

Les séries chronologiques de niveaux d'eau non-tidaux (sans la marée) produites par le modèle hydrodynamique pour la période 1979-2013 ont été utilisées pour identifier les épisodes de niveaux extrêmes pendant lesquelles les plus fortes surcotes et décotes se sont produites aux sites de référence de la zone d'étude. Les surcotes et décotes sont respectivement des niveaux d'eau supérieurs et inférieurs au niveau de la marée prédite. Pour chacun des cinq sites de référence, les 20 à 25 plus grosses surcotes et décotes ont été identifiées et répertoriées. Un algorithme (programme informatique) a été utilisé pour tracer les trajectoires complètes des tempêtes correspondant à chacun de ces événements de surcotes et décotes pour chaque site de référence. L'algorithme, appelé algorithme de Sinclair (Sinclair 1994, 1997) permet de calculer à intervalle de 3 heures, les propriétés des dépressions atmosphériques à partir de données tirées de ré-analyses, de modèles météorologiques ou de modèles de climat. L'algorithme utilise le géopotential à 1000 hPa, l'orographie (altitudes topographique de la surface) et les vents à 500 hPa (vents en haute altitude) pour repérer les systèmes dépressionnaire et pour calculer la position du centre de la dépression appelé centre cyclonique, centre tourbillonnaire ou centre dépressionnaire. L'algorithme calcule aussi la pression atmosphérique en tout point de la tempête, le géopotential à 1000 hPa, la vitesse et direction des vents dans la tempête, le changement de fréquence angulaire du tourbillon (vorticité) et la vitesse et direction de déplacement de la tempête.

L'algorithme de Sinclair a été utilisé par Savard et al. (2014) pour caractériser le régime des tempêtes dans la zone d'étude. Ces auteurs ont montré que toutes les grosses surcotes observées sur les côtes du Nunavik sont associées à la présence de tempêtes qui traversent la baie d'Hudson et/ou le Nunavik et le nord du Québec. Cette étude a aussi montré que le vent est le principal facteur de développement des surcotes dans la baie d'Hudson et que les ondes de tempêtes se développent surtout à l'intérieur du système baie d'Hudson, baie James. Dans le détroit d'Hudson, les ondes de tempêtes sont d'avantage liées à la pression atmosphérique et sont influencées par les conditions atmosphériques qui prévalent dans la mer du Labrador et l'Atlantique nord.

Dans le cadre du projet, l'algorithme de Sinclair a été amélioré et utilisé pour développer une application web (<http://stormtrack.ouranos.ca/>) permettant de localiser en quelques secondes les trajectoires complètes de toutes les tempêtes et les dépressions atmosphériques d'intensité moyenne à grosse se déplaçant en Amérique du nord, incluant l'Arctique et une partie de l'Atlantique et du Pacifique nord. Il suffit d'entrer une date et heure et l'application retourne une carte montrant toutes les trajectoires des systèmes dépressionnaires actifs à cette date dans sur le continent en indiquant la position du centre dépressionnaire de chacune de ces trajectoires à la date et heure sélectionnées. La position du centre de la dépression correspond approximativement à l'endroit où la pression atmosphérique est la plus basse. Les vents dans la dépression tournent autour du centre dépressionnaire dans le sens contraire des aiguilles d'une montre (circulation cyclonique).

En utilisant les résultats du modèle hydrodynamique décrit à la section 2.1, on a répertorié les 20 à 25 plus grosses surcotes et décotes modélisées entre 1979 et 2013 à chacun des 5 sites de référence du projet. Les trajectoires et tous les paramètres caractérisant les tempêtes correspondant à ces surcotes et décotes pour ces cinq sites ont été identifiées à l'aide de l'application web décrite ci-dessus (<http://stormtrack.ouranos.ca/>) soit environ 130 trajectoires

de tempêtes pour les surcotes et autant pour les décotes. Les résultats obtenus ont confirmé ceux de Savard et al. (2014) en montrant qu'il y a pratiquement toujours une tempête qui traverse la zone d'étude chaque fois que se produit une grosse surcote ou une grosse décote dans la zone d'étude. L'analyse a montré que la position des centres cycloniques et les vents présentent des caractéristiques communes pour l'ensemble des 20 à 25 tempêtes identifiées à chacun des cinq sites de référence.

Cette méthode permet d'identifier les tempêtes qui ont le « potentiel » de développer des ondes de tempêtes majeures, soit des surcotes et décotes dont la période de retour est supérieure à un an. L'analyse des propriétés de ces tempêtes permet de suivre en détail les conditions atmosphériques prévalant pendant le développement d'une onde de tempête à chaque site de référence. C'est un outil puissant pour : 1) comprendre comment se forment les surcotes et décotes; 2) identifier ce qui distingue ou caractérise les systèmes atmosphériques capables de générer de fortes variations du niveau d'eau; 3) identifier les causes de la saisonnalité des fortes surcotes et décotes, qui se produisent presque uniquement en automne (mi-août à fin décembre), alors que les tempêtes se produisent à l'année longue; 4) évaluer l'impact des changements climatique sur les tempêtes qui produisent de fortes surcotes et décotes.

Par exemple, le modèle hydrodynamique montre clairement que, hormis la région de la baie James, la présence de glace n'a pas d'impact direct sur le développement et la propagation des ondes de tempêtes. En effet, le modèle hydrodynamique ne prend pas en compte la présence des glaces dans le calcul niveaux d'eau; le modèle agit comme si la zone d'étude était toujours libre de glace. Pourtant, lorsqu'on compare les surcotes et décotes du modèle avec les données de marégraphes de la baie d'Hudson ayant été prélevées aussi bien en eau libre (été et automne) qu'en condition de glaces (hiver), les résultats du modèle reproduisent correctement les fluctuations non tidales du niveau d'eau (à l'exception de la baie James en hiver). La seule conclusion qu'on puisse en tirer est que le développement des ondes de tempêtes n'est pas inhibé par le frottement additionnel causé par les glaces de mer dans la zone d'étude, sauf dans la baie James. L'intensité plus élevée des surcotes automnales est donc directement liée aux processus atmosphériques; les tempêtes d'automne sont différentes de celles des autres saisons. La compréhension de cette différence prend son importance lorsqu'on cherche à expliquer comment les changements climatiques modifient le développement des ondes de tempêtes dans le futur. Cette question est abordée à la section 3.

2.3 IMPACT DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LES NIVEAUX D'EAU ET LES TEMPÊTES

Dans un premier temps, le modèle hydrodynamique a été utilisé pour simuler les niveaux d'eau en climat passé et futur à l'aide de modèles climatiques. La méthodologie consiste à remplacer les données de vent et de pression atmosphérique tirés des ré-analyses par des données provenant de simulations climatiques. Les modèles climatiques sont semblables aux modèles météorologiques, mais ils ne sont pas tenus d'assimiler des données au moins deux fois par jours pour se coller le plus possible à la réalité météorologique. Les modèles climatiques ne reproduisent pas les vents et la pression atmosphérique réels, mais ils reproduisent une climatologie plausible des vents et de la pression atmosphérique à l'échelle régionale. Comme les modèles climatiques n'assimilent pas de données météorologiques, ils peuvent servir à simuler la climatologie passée et future.

Les simulations climatiques utilisées pour alimenter le modèle hydrodynamique (voir tableau 1) ont été choisies parce que la taille de grille utilisée et le pas de temps sont suffisamment fins pour reproduire correctement les forces appliquées sur le plan d'eau. Les ré-analyses NARR (tableau 1) ont été utilisées pour le calcul des niveaux d'eau non-tidaux de 1979 à 2013. Cinq simulations du MRCC présentées dans les cinq dernières rangées du tableau 1 ont été utilisées pour simuler les niveaux d'eau en climat passé et futur. Les modèles et simulations utilisées pour les niveaux d'eau sont indiqués par le symbole ☉ au tableau 1.

Tableau 1 Modèles atmosphériques utilisées pour simuler les niveaux d'eau et les tempêtes

Modèle (Pilote)	Abréviation	Résolution	Période				Type de modèle
			1979-2013	1961-2000	2041-70	2071-99	
ERA40	era40	277 km		✓			Ré-analyses
NCEP	ncep	277 km	✓	✓			
ERAINTERIM	era_i	75 km	✓				
MERRA	merra	55 km	✓				
NARR	narr	32 km	☉ ✓				
ECHAM5/#1	eh51	210 km		✓	✓	✓	Modèles globaux
ECHAM5/#2	eh52	210 km		✓	✓	✓	
ECHAM5/#3	eh53	210 km		✓	✓	✓	
CGCM3/#4	g3#4 / abu / abv	416 km		✓	✓	✓	
CGCM3/#5	g3#5 / abx / abw	416 km		✓	✓	✓	
MRCC (NCEP)	ade	45 km	✓				Modèle régionaux
MRCC (ERA40)	aex	45 km	✓				
MRCC (CGCM3/#4)	adj	45 km	☉	✓	✓ ☉	✓ ☉	
MRCC (CGCM3/#4)	aet	45 km	☉	✓	✓ ☉	✓	
MRCC (CGCM3/#5)	aev	45 km	☉	✓	✓ ☉	✓ ☉	
MRCC (ECHAM5/#1)	agx	45 km	☉	✓	✓ ☉	✓ ☉	
MRCC (ECHAM5/#3)	ahj	45 km	☉	✓	✓ ☉	✓ ☉	

Le symbole ☉ indique que la simulation a été utilisée pour alimenter le modèle hydrodynamique alors que le symbole ✓ correspond aux simulations utilisées pour l'étude du régime des tempêtes.

ECHAM5 : European Centre Hamburg Model (Jungclaus et al., 2006)
CGCM3 : Canadian Global Climate Model (Scinocca et al., 2008; Flato et al., 2000; Flato et Boer, 2001)
ERA-INTERIM : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Reanalysis (Dee et al., 2011)
ERA40 : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts - 40 (Uppala et al., 2005)
NCEP : National Centers for Environmental Prediction (Kalnay et al., 1996)
NARR : North American Regional Reanalysis (Mesinger et al., 2006)
MERRA: Modern Era-Retrospective Analysis for Research and Applications (Rienecker et al., 2011)
MRCC : Modèle Régional Canadien du Climat (Music et Caya, 2007; de Élia et Côté, 2010; Paquin, 2010).

Les simulations appliquées au modèle hydrodynamique fournissent directement une comparaison des niveaux d'eau passés et futurs. Cependant, le nombre de simulations climatiques disponibles est assez faible parce que la modélisation des niveaux d'eau requiert des intrants à fine échelle spatiale et temporelles (intervalle de temps de 3 heures et grille spatiale de 45 km). Or, les simulations qui peuvent satisfaire ces exigences dans la région ne sont pas très nombreuses. De plus, la quantité de calculs à effectuer est très élevée, ce qui nous limite au plan budgétaire. Il est donc difficile d'estimer l'incertitude sur les changements affectant les niveaux d'eau dans le futur.

Comme les tempêtes sont des très grands systèmes atmosphériques, il est possible de les caractériser même si la résolution des simulations est assez grossière. On peut donc alimenter l'algorithme de Sinclair avec une grande variété de modèles, alors que la simulation hydrodynamique n'est possible qu'avec des données d'intrant à plus fine échelle (moins de 45 km et intervalle de 1 à 3 heures). Les données des simulations et ré-analyses présentées au tableau 1 ont été utilisées pour le calcul des trajectoires et des propriétés des tempêtes à l'aide de l'algorithme de Sinclair. Les simulations utilisées pour l'analyse des tempêtes sont représentées par le symbole ✓.

Des comparaisons systématiques ont été réalisées entre les propriétés des tempêtes et la présence de surcotes et décotes dans la zone d'étude. En comparant le régime des tempêtes et celui des extrêmes de niveaux de niveau d'eau, on a pu vérifier si les changements du régime des tempêtes en climat futur est cohérent avec les changements de la fréquence et de l'intensité des surcotes et décotes. Cette façon d'appréhender l'impact des changements climatique est moins directe que des simulations portant sur les niveaux d'eau, mais elle permet de réaliser plus de simulations, ce qui nous informe d'avantage sur l'incertitude liée à ces simulations climatiques. Si le régime des tempêtes responsable des surcotes et décotes s'intensifie et si la simulation directe des niveaux d'eau futurs montre aussi une augmentation de la récurrence des surcotes, alors on a de bonnes raisons de considérer que les CC vont avoir un impact sur les niveaux d'eau. A l'inverse, si rien ne change quant au régime des tempêtes, une augmentation de la récurrence des surcotes et décotes, même confirmée par 5 simulations, soulèverait des doutes.

Les trois étapes de la méthodologie de travail décrites très sommairement ci-dessus sont reprises avec plus de détails techniques et scientifiques en annexe du présent rapport. Ces annexes fournissent aussi des références et des informations sur les données et produits qui découlent de ces étapes. Dans la prochaine section, les principaux résultats du projet sont présentés avec quelques exemples à l'usage des utilisateurs.

3. RESULTATS DE LA SIMULATION DES NIVEAUX D'EAU

Cette section présente les résultats des simulations de niveau d'eau. Plus de détails concernant la validation des données et les procédés de simulations sont fournis dans le rapport de Massé et Gallant (2016) présenté à l'annexe 1.

3.1 MODÉLISATION DES NIVEAUX D'EAU DE 1979 À 2013

La figure 4 ci-dessous montre une comparaison directe des données de niveaux d'eau observés (marégraphe de l'Île Stag d'Hydro-Québec) et modélisés avec le modèle hydrodynamique Mike21-2d dans la baie de Rupert. Le panneau (a) de cette figure montre une série chronologique du niveau d'eau total observé et modélisé pendant l'automne 2012. Le niveau total est la somme du niveau de la marée prédite et du niveau résiduel non-tidal qui fluctue sous l'influence du vent et de la pression atmosphérique ainsi que plusieurs autres facteurs moins importants, comme le débit des rivières du complexe NBR (Nottaway, Broadback et Rupert), les vents locaux, la stratification thermo-haline, etc. Le modèle hydrodynamique ne calcule que les effets du vent et de la pression atmosphérique à échelle moyenne (grille spatiale de 32 x 32 km et intervalle de 3 heures).

Malgré les limitations du modèle, la corrélation entre les niveaux observés et modélisés est bonne. La figure 5a illustre cette corrélation entre les niveaux totaux observés et modélisés. Le coefficient de corrélation de la régression linéaire est de $R^2 = 0,97$, ce qui est plutôt bon. Mais comme la marée est identique pour les niveaux totaux observés et modélisés, cette bonne corrélation est en grande partie due à la marée. Le vrai test du modèle est la comparaison des niveaux résiduels non-tidaux (sans la marée) observés et modélisés (figure 5b). Dans ce cas, le coefficient de corrélation $R^2 = 0,87$. Le panneau (c) de la figure 4 montre que les variations modélisées du niveau non-tidal (en rouge) et mesurées (en noir) dans la baie de Rupert. Même si la corrélation est moins élevée que celle du niveau total, le modèle reproduit correctement les variations non-tidales du niveau d'eau.

La droite de régression de la figure 5b a une pente de 0,94. Si le modèle reproduisait parfaitement les niveaux observés, cette pente serait de 1,0. La pente de 0,94 signifie que les variations du niveau non-tidal sont sous-estimées d'environ 6% en moyenne par rapport à la réalité. Cet amortissement de 6% des fluctuations non-tidales des niveaux d'eau par le modèle infléchit la pente de la régression du niveau total de seulement 1,4%. Autrement dit, comme les variations de niveau sont dues beaucoup plus souvent à la marée qu'aux ondes de tempêtes, l'impact sur le niveau total des incertitudes sur la modélisation des ondes de tempêtes n'est pas très élevé.

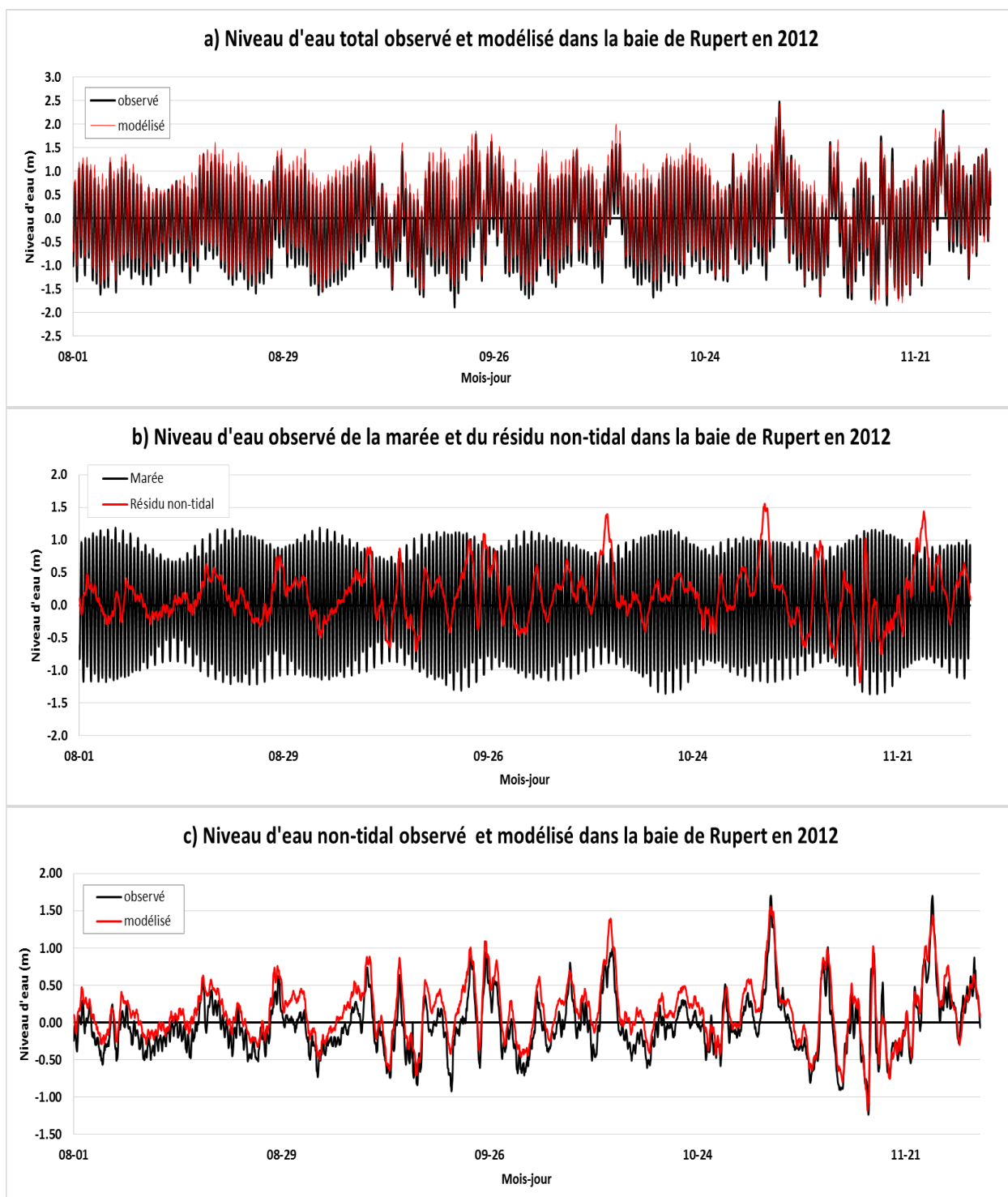


Figure 4 Séries chronologiques horaires de niveaux d'eau obtenue par modélisation numérique et observées à l'automne 2012 à l'Île Stag, dans la baie de Rupert. Les séries montrent; a) le niveau total observé et modélisé; b) la marée observée et le résidu non-tidal et c) les niveaux résiduels non-tidaux observés et modélisés.

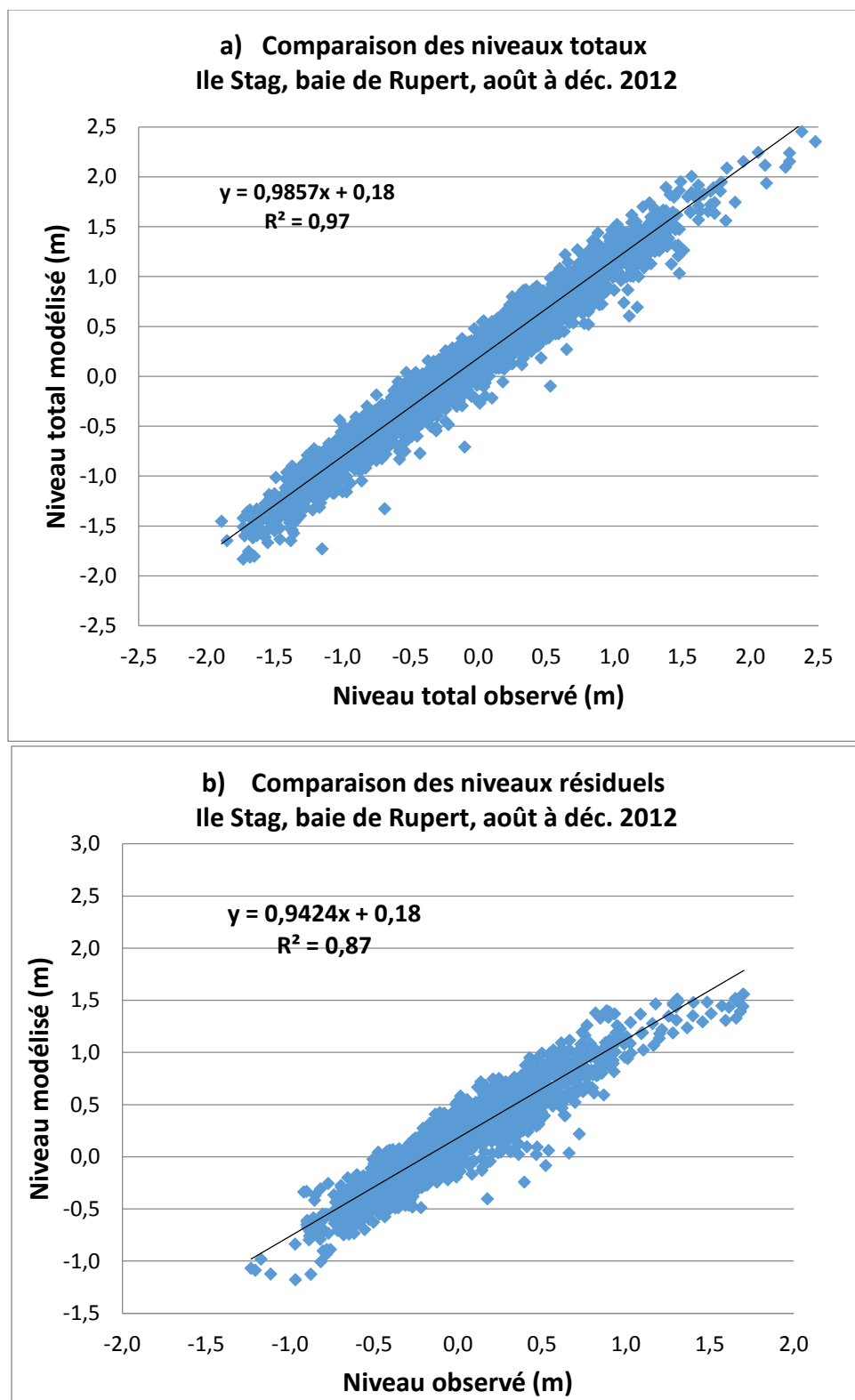


Figure 5 Comparaison des niveaux A) totaux et B) résiduels (non-tidaux) observés et modélisés à l'Ile Stag, baie de Rupert du 1^{er} août au 30 novembre 2012.

L'ordonnée à l'origine des deux régressions de la figure 5 est de +0,18 m. Autrement dit, le niveau moyen de l'eau, à Rupert, est 18 cm plus élevé dans le modèle que celui des observations pour la période d'août à novembre (incl.) 2012. La question du niveau de référence est assez complexe et sera discutée à la section 3.2.

Les figures 4 et 5 ne présentent qu'un seul exemple de comparaison directe des données observées et modélisées. Cette comparaison et plusieurs autres ont été réalisées partout où des séries continues d'observations de niveau d'eau sont disponibles. Une discussion plus détaillée de la comparaison des données observées et modélisées est disponible à l'annexe 1 et dans Massé et Villeneuve (2013) et Massé et Gallant (2016). Dans l'ensemble, même s'il y a des variations d'un site de référence à l'autre, la performance du modèle est bonne. Dans la baie de Rupert, les surcotes et les décotes atteignent les plus fortes valeurs de la zone d'étude (jusqu'à $\pm 2,25$ m) et l'on dispose d'une dizaine d'années d'observations. Ce site de référence a donc été choisi pour illustrer les méthodes de validations utilisées dans le cadre du projet.

3.2 NIVEAU DE RÉFÉRENCE (NIVEAU ZÉRO)

Le niveau de référence ou référentiel altimétrique est une altitude ou une hauteur à laquelle on compare les niveaux d'eau mesurés et modélisés. Même en utilisant une méthode très simple, comme lire le niveau d'eau sur une règle à mesurer fixée verticalement à un quai, il faut choisir la hauteur du zéro de la règle. Ce zéro peut être choisi arbitrairement ou correspondre à une référence verticale officielle comme le zéro des cartes marines (ou niveau marégraphique), le niveau moyen de la mer, le zéro géodésique, une surface ellipsoïde ou un géoïde (voir <http://www.rncan.gc.ca/sciences-terre/geomatique/systemes-reference-geodesique/9055#Toc374618869>). Tout instrument de mesure, quel qu'il soit (ex : marégraphe), devrait donner une lecture du niveau d'eau identique au niveau mesuré sur la règle si le zéro de l'instrument est le même que celui de cette règle.

Le niveau d'eau mesuré localement sur une règle ou par un marégraphe s'appelle le niveau relatif de la mer; relatif parce que la mesure est relative à une marque au sol qui peut être différente d'un endroit à l'autre. Par contre, si le niveau d'eau est établi comme la distance entre le centre de la terre et la surface de l'eau, on parle alors de niveau absolu puisqu'il n'y a qu'un seul centre de la terre, de sorte que la référence est la même partout sur terre. Le niveau moyen relatif de la mer diminue avec le temps dans toute la zone d'étude, à un taux de l'ordre de 0,5 à 1,5 cm/année selon le site choisi. Cette diminution est due au relèvement isostatique postglaciaire encore très actif dans cette région. Par exemple, à l'embouchure de La Grande Rivière, le niveau moyen de la mer s'est abaissé de près de 0,5 m depuis 1979. Le taux de changement du niveau moyen relatif de la mer varie d'une région à l'autre de la zone d'étude. Le niveau de la mer baisse de 1,45 cm/an à La Grande alors qu'il ne baisse que de 0,65 cm/an à Churchill et à Salluit et de 1,0 cm/an dans la région de Moosonee, dans le sud de la baie James, d'après James et al. (2014). Toutes les séries temporelles de niveau d'eau présentent donc une tendance à la baisse à long terme dans la zone d'étude. La figure 6 présente l'exemple de Churchill où des données de niveaux sont disponibles depuis plusieurs décennies. La courbe montre que le niveau moyen annuel a baissé de plus de 20 cm en une trentaine d'années, soit une baisse d'environ 0,65 cm/an.

Or, cette baisse du niveau moyen de la mer n'est pas prise en compte par le modèle hydrodynamique. Les données du modèle hydrodynamique Mike21 sont produites sous forme

des séries stationnaires de niveaux d'eau. Dans une série stationnaire, le niveau moyen de la mer est fixe à chaque point de grille du modèle pour toute la série de données de niveaux d'eau. Pour comparer les résultats du modèle avec les observations, on peut se limiter à de courtes périodes de temps, comme c'est le cas à la figure 4. Mais si l'on veut comparer une série de données plus longue, comme celle de la figure 6, il faut alors enlever ou soustraire la tendance en utilisant la droite de régression. On peut alors comparer le niveau de la mer de la série d'observations sans tendance avec celui du modèle hydrodynamique. Par exemple, niveau moyen de la mer est de 2,65 m à la figure 6 (moyenne sur toute la série) et il correspond au niveau marégraphique moyen prévalant en 1995. Comme le niveau moyen du modèle hydrodynamique est zéro, il suffit de soustraire 2,65 m à toutes les données observées (tendance enlevées) ou d'ajouter cette valeur de 2,65 m à toutes les données modélisées pour obtenir deux séries de données directement comparables. Ceci dit, le choix du niveau de référence est arbitraire ; on pourrait choisir l'année 2010 comme année de référence et le niveau moyen de la mer à Churchill, selon la figure 6, serait de 2,52 m plutôt que celui de 1995 de 2,65 m.

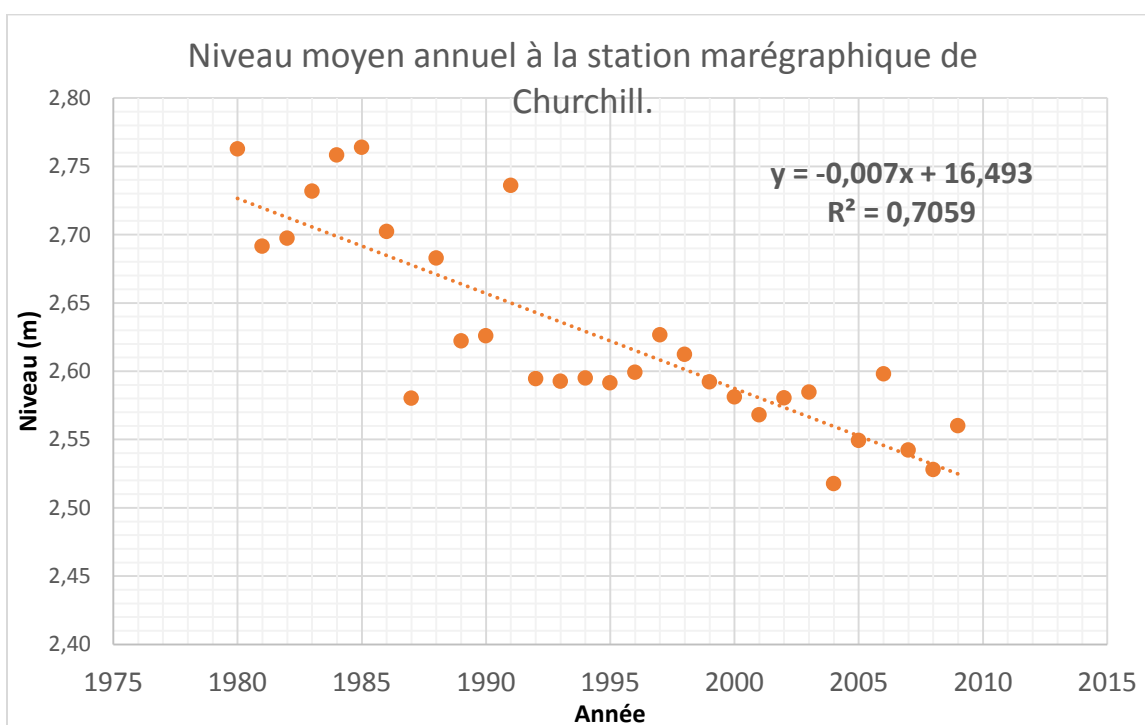


Figure 6 Niveau moyen annuel à la station marégraphique de Churchill. D'après les données du Service hydrographique du Canada de Pêches et Océans Canada.

À la plupart 23 des sites du projet, on ne dispose pas de longues séries de données de niveaux d'eau. Dans ce cas, tout ce qu'on peut faire est d'utiliser la régression entre les données du modèle pour la période correspondant aux observations disponibles. La figure 6 montre que les niveaux moyens annuels s'écartent de la droite de régression et peuvent varier d'une année à l'autre de part et d'autre de cette droite. Par exemple, le niveau moyen de l'année 1986 est environ 10 cm sous la droite de régression alors celui de l'année 1991 est 9 cm au-dessus de cette droite. Si l'on ne disposait d'observation que pour l'une de ces deux années, on pourrait seulement espérer que le modèle reproduit un peu les variations interannuelles des niveaux

moyens. Cependant, ces variations sont complexes et il est peu probable que le modèle les reproduise de manière satisfaisante. La qualité du rattachement des données du modèle dépend donc fortement de la fiabilité des données et de la durée de la période d'observation disponible.

3.3 MODÉLISATION DES NIVEAUX D'EAU EN CLIMAT FUTUR

Le modèle hydrodynamique Mike21-2d a été utilisé pour évaluer l'impact des changements climatiques sur les risques de niveaux extrêmes dans le futur. Le modèle hydrodynamique calcule l'effet du vent à 10 m au-dessus de l'eau (vitesse et direction) et de la pression atmosphérique près de la surface sur les niveaux d'eau. En utilisant les données de vent et de pression atmosphérique provenant de simulations climatiques, il est possible de reconstituer des extrêmes de niveaux d'eau plausibles en climat actuel et futur. Les niveaux d'eau obtenus de cette manière ne représentent pas les niveaux non-tidaux réels puisque ces simulations ne sont pas constamment ajustées aux observations météorologiques comme le sont les ré-analyses et les modèles de prévision météorologique. Seule la marée est réelle puisque la marée future est prévisible. Le niveau total, qui est la somme du niveau de la marée et du niveau-non tidal, est donc en partie fictif et représente une situation plausible compte tenu du climat régional, passé ou futur.

Les simulations climatiques reproduisent la physique de l'atmosphère et fournissent une climatologie plausible qui s'approche de la réalité climatologique réelle. La norme en la matière est de réaliser plusieurs simulations climatiques afin de mieux évaluer l'incertitude ou la variabilité liée aux modèles atmosphériques, aux scénarios d'émissions de gaz à effet de serre et à la portion chaotique du climat. Le MRCC est un modèle régional qui couvre l'Amérique du nord et une partie des océans qui l'entourent, incluant l'océan arctique canadien. Dans ce projet, le modèle MRCC est piloté à ses frontières par deux GCM (modèles atmosphériques globaux ou planétaires), soit le modèle canadien CGCM3 et le modèle allemand ECHAM5. Les références bibliographiques concernant le MRCC et ses pilotes sont fournies au tableau 1. Différentes simulations (ou membres) de ces deux modèles sont utilisées afin de varier les conditions initiales et de produire plusieurs simulations différentes. Le principal scénario d'émission utilisé est le scénario SRES-A2, considéré comme le scénario le plus réaliste des émissions de gaz à effet de serre observées depuis quelques décennies et probable pour les décennies à venir.

Deux méthodes statistiques ont été utilisées pour estimer les niveaux extrêmes, soit les fréquences de dépassement pour les niveaux surcotes et décotes fréquentes (qui se produisent plus d'une fois par années) et une analyse basée sur la théorie générale des valeurs extrêmes (GEV) pour les cas rares se produisant moins souvent (par exemple, une fois aux 1, 5, 10, ou 30 ans). Quelques exemples de ces statistiques sont décrits dans les sections qui suivent.

3.3.1 FRÉQUENCE DE DÉPASSEMENT DES NIVEAUX NON-TIDaux

La figure 7 présente les courbes de probabilité de dépassement de seuil des niveaux non-tidaux à Umiujaq tant pour les surcotes (panneaux du haut a et b) que pour les décotes (panneaux du bas c et d). Ces courbes montrent le pourcentage du temps pendant lequel le seuil de niveau d'eau a dépassé une certaine valeur (indiquée sur la courbe) ou seuil de niveau résiduel non-

tidal à Umiujaq. Par exemple, la courbe en noir dont le seuil est de 0,65 m à la figure 7a indique qu'en septembre, le niveau d'eau non-tidal à Umiujaq a dépassé une hauteur de 0,65 m au-dessus de la marée prédite 3,5 % du temps, soit 756 heures sur les 21 600 heures que compte le mois de septembre pendant les 30 années de simulation des niveaux d'eau basée sur les ré-analyses NARR. Par contre le seuil de 1,05 m, en septembre, sur le même panneau (a) n'a été dépassé que 0,25% du temps, soit un total de 54 heures pour la période de 1980-2010. A Umiujaq, on peut observer des surcotes qui dépassent 1,4 m; les surcotes représentées à la figure 7 ne sont donc pas les plus fortes qu'on puisse observer, mais elles se produisent pour la plupart plus d'une fois par année. On a donc beaucoup de données permettant de construire les courbes en noir basées sur les ré-analyses ce qui leur confère une certaine robustesse.

Les courbes de la figure 7 illustrent la saisonnalité des grosses surcotes de tempêtes qui se produisent exclusivement en automne (août et décembre). Comme le montre la figure 7a, plus la surcote est forte, plus elle est confinée aux mois d'automne. Les grosses décotes (seuil inférieur à -0,6 m sur les courbes en noir figure 7c) se produisent aussi exclusivement en automne, mais des décotes de taille moyenne (-0,4 à -0,5 m) peuvent aussi se produire en hiver.

Les courbes en rouge sur la figure 7 illustrent le changement de la fréquence de dépassement des niveaux des surcotes et décotes en climat futur. Elles représentent le changement de fréquence de dépassement en climat futur par rapport à la situation actuelle. Ces courbes en rouge sont obtenues de la manière suivante : Le modèle hydrodynamique est forcé par 5 simulations climatiques en climat passé (1980-2009) et en climat futur proche (2040-69) et par 4 simulations en climat futur lointain (2070-99). Dans chacune de ces 14 simulations, les niveaux non-tidaux horaires sont calculés pour chaque période de 30 ans. La fréquence de dépassement des seuils de niveau d'eau est calculée pour chacune des 9 périodes futures (cinq périodes en futur proche et quatre en futur lointain) pour chaque mois et la différence (ou delta) entre la fréquence de dépassement future et la fréquence de dépassement passée est calculée. On fait alors la moyenne des 5 deltas en futur proche et des 4 en futur lointain et cette différence est additionnée aux fréquences de dépassements calculées par NARR (courbe en noir). Ce résultat donne la courbe en rouge; si cette courbe est située au-dessus de la courbe en noir pour un même seuil, la fréquence de dépassement augmente en climat future et vice versa.

A titre d'exemple, la fréquence de dépassement du niveau de 0,65 m de la figure 7a augmente pour les mois de mai à janvier en futur proche (2040-69) par rapport à la période passée (1980-2009). Cette augmentation s'applique aussi pour les niveaux dépassant 0,75 m, 0,85 m et 0,95 m mais seulement pour la période d'août à février. En climat futur lointain (2070-99), les augmentations se produisent aussi d'août à février pour tous les seuils mais elles se produisent aussi le reste de l'année pour les surcotes plus faibles. Par contre, les surcotes de 0,85 m et plus n'augmentent qu'en automne et en début d'hiver (janvier et février). Les données suggèrent que les changements climatiques produisent une augmentation généralisée des surcotes de taille moyenne à grosse dans la région d'Umiujaq et ont pour effet d'allonger la saisonnalité des grosses surcotes.

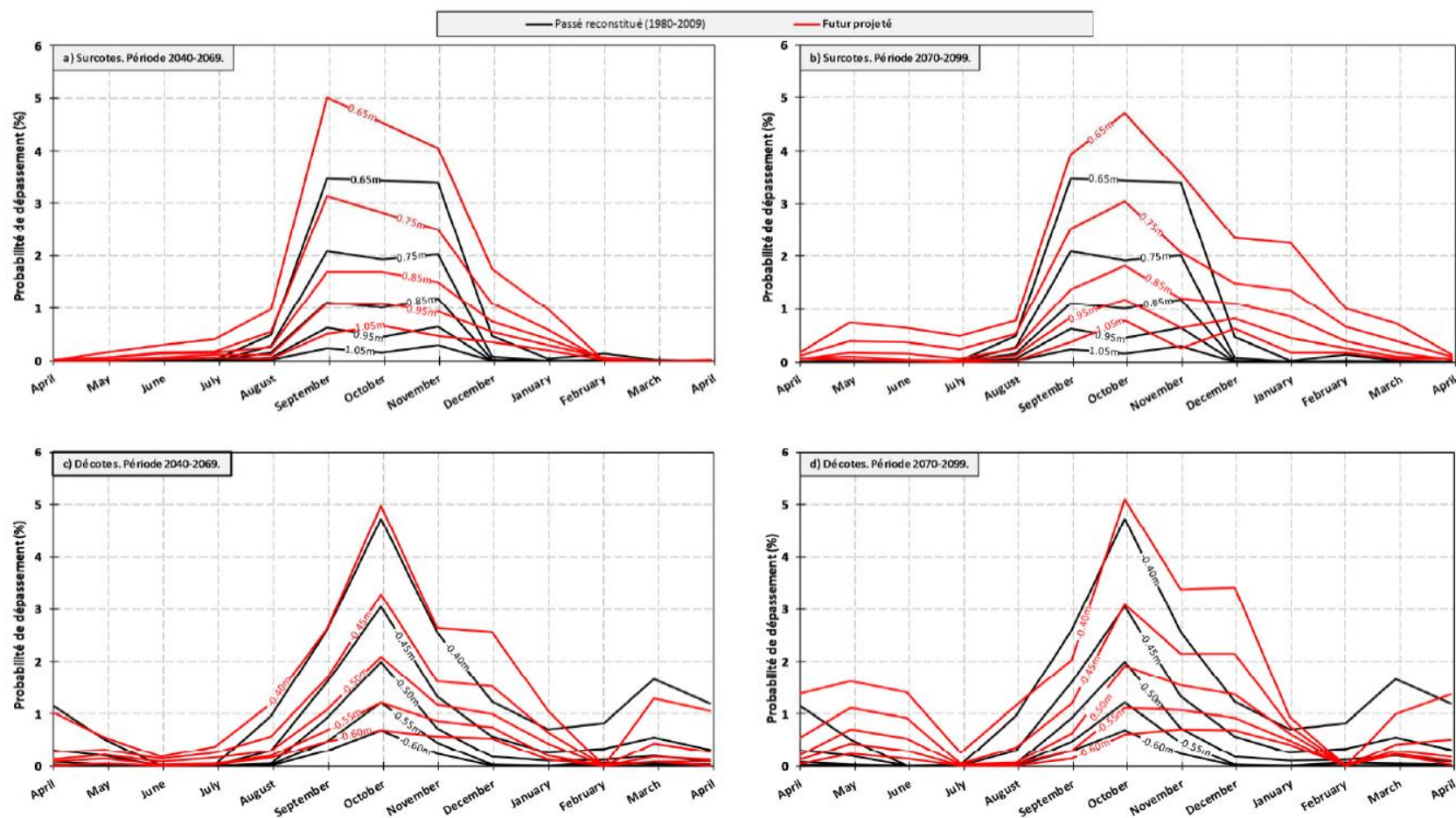


Figure 7 Fréquence de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempêtes à Umiujaq en climat passé (1980-2009) et futur proche (2040-69) et plus lointain (2070-99). D'après LaSalle-NHC (2015).

En ce qui concerne les décotes, la figure 7 montre que la fréquence de dépassement des décotes ne change pas à l'automne en climat futur proche mais elle augmente en juillet et août et en décembre et janvier. Il y a étalement de la saison des décotes, particulièrement en début d'hiver. Cette tendance à l'étalement s'accroît en futur lointain. Par contre, les décotes hivernales (février et mars) sont le seul exemple très clair de diminution de la fréquence de dépassement des décotes. En futur lointain, ces décotes hivernales se déplacent au printemps pour tous les seuils présentés. Comme nous le verrons plus loin, ce déplacement vers la droite des fréquences de dépassement est présent partout dans la baie d'Hudson.

La figure 8 illustre la fréquence de dépassement de seuils des surcotes et décotes à Churchill en climat actuel et futur. Cette figure montre, comme la figure 7, une prédominance des surcotes à l'automne. Les décotes aussi se produisent à l'automne, mais un mode d'hiver est aussi présent, surtout pour les petites et moyennes décotes de février à avril inclusivement. En climat futur, la fréquence de dépassement des surcotes augmente en automne en climat futur proche, mais revient à la situation actuelle en climat futur lointain. Par contre, dans les deux cas (futurs proche et lointain) il y a déplacement vers la droite des fréquences de dépassement pour les surcotes, qui se produisent de plus en plus souvent en début d'hiver et même au printemps. En ce qui concerne les décotes, pas beaucoup de changement à l'automne mais faible déplacement vers l'hiver en futur proche mais très marqué en futur lointain. Les décotes hivernales (mars et avril) subissent aussi une baisse de fréquence. D'une certaine manière, Churchill subit un changement très semblable à celui d'Umiujaq (figure 7). Les deux sites sont situés au centre de la baie d'Hudson, de part et d'autre de la baie.

La situation est très différente dans le nord de la baie d'Hudson (Ivujivik) et dans le détroit d'Hudson (Quaqtaq). La figure 9 présente les fréquences de dépassement de seuils des niveaux non-tidaux à Quaqtaq. La saisonnalité des surcotes est étendue non seulement à l'automne mais aussi à la majeure partie de l'hiver, en climat actuel (1980-2009). Les décotes se produisent d'avantage en hiver qu'en automne. En climat futur, la fréquence de dépassement des surcotes augmente mais celle des décotes diminue, particulièrement en hiver. La hauteur des surcotes et décotes de taille moyenne à grosse est très faible à Quaqtaq comparativement à celles de la baie d'Hudson.

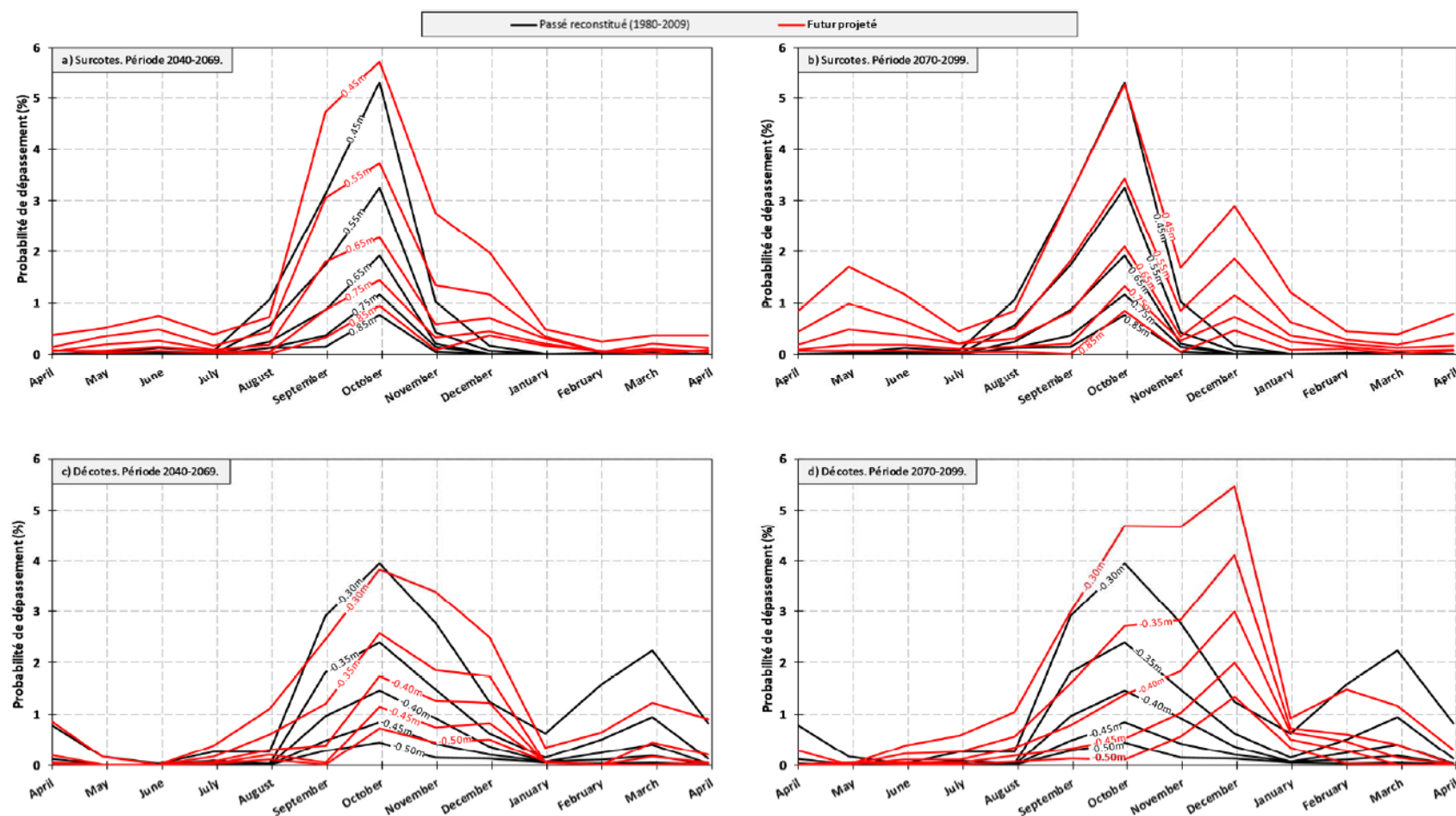


Figure 8 Fréquence de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempêtes à Churchill en climat passé (1980-2009) et futur proche (2040-69) et plus lointain (2070-99). D'après LaSalle-NHC (2015).

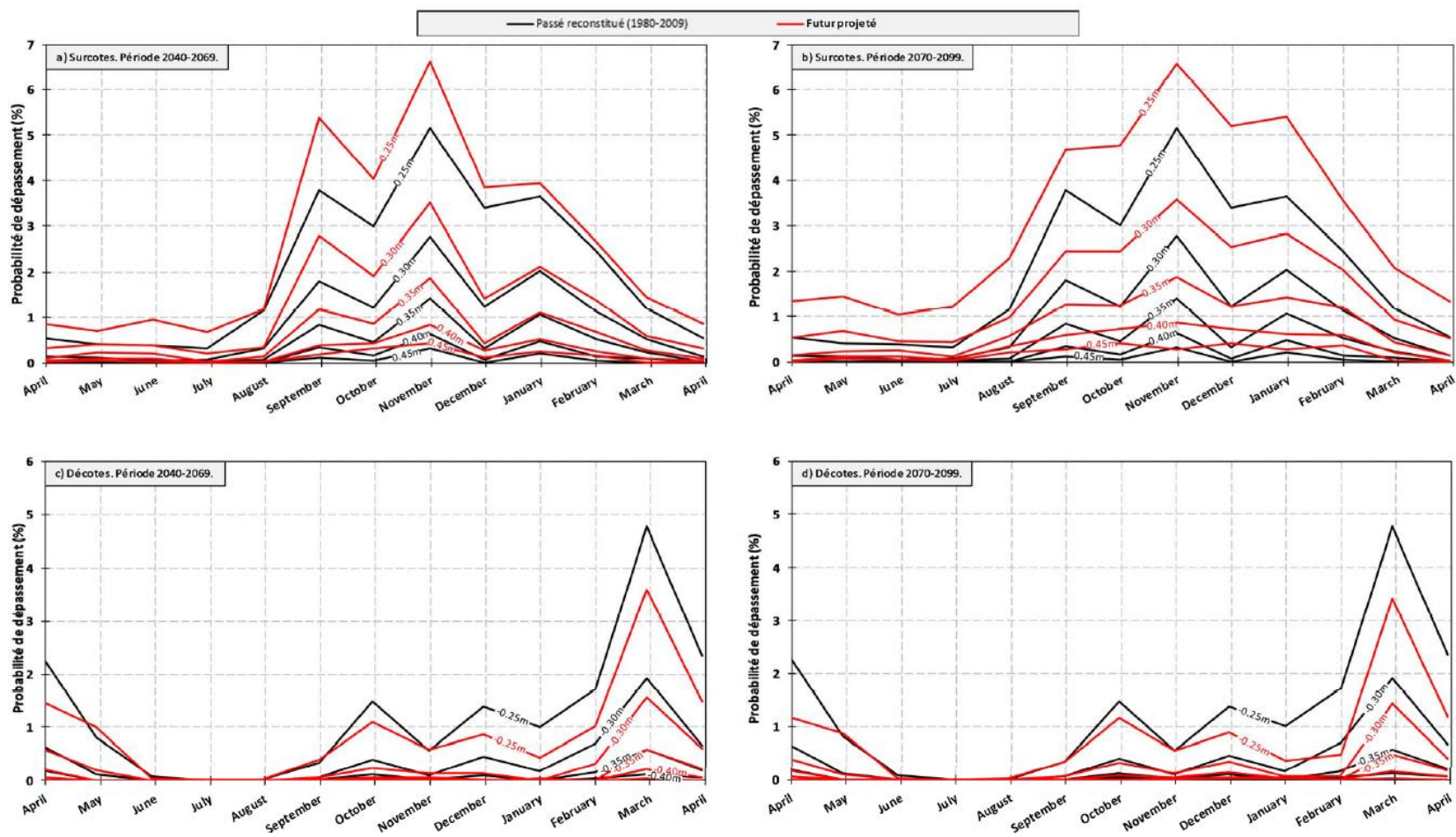


Figure 9 Fréquence de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempêtes à Quaqta en climat passé (1980-2009) et futur proche (2040-69) et plus lointain (2070-99). D'après LaSalle-NHC (2015).

A Ivujivik (figure 10), la saisonnalité automnale des courbes de dépassement des surcotes s'apparente à celle d'Umiujaq en climat actuel et futur. La fréquence de dépassement augmente en automne et s'étale surtout vers le début de l'hiver pour les plus fortes surcotes présentées à la figure 10 a et b. Les décotes, cependant, se produisent majoritairement en hiver en climat actuel lorsqu'elles sont de taille moyenne mais les décotes automnales deviennent de plus en plus prédominantes lorsqu'on s'intéresse aux grosses décotes. En climat futur, il y a une nette diminution de la fréquence de dépassement des décotes en fin d'automne et en hiver mais pas de changement du printemps jusqu'en octobre.

Dans le sud de la baie James (figure 11), dans la baie de Rupert, les surcotes et les décotes en climat actuel sont parmi les plus fortes de la zone d'étude. En climat actuel (courbe en noir), les surcotes et les décotes se produisent exclusivement en automne, d'août à décembre. En climat futur proche (2040-69), les surcotes automnales ne changent pas mais des surcotes se développent en début d'hiver (décembre et janvier) et en été (juin et juillet) pour les surcotes de taille moyenne. En climat futur lointain (2070-99), la fréquence des surcotes diminue en automne mais augmente fortement de décembre à mars. La fréquence des surcotes augmente aussi pendant tout l'hiver bien que cette augmentation soit moins importante. Les décotes, en climat futur proche, affichent une augmentation à l'automne et en début d'hiver (janvier et février). En futur lointain, la fréquence de dépassement des seuils des décotes augmente très peu en début d'automne (août et septembre) mais elle subit de fortes augmentations d'octobre à janvier inclusivement. Des augmentations de fréquence se produisent aussi au printemps.

Au sommaire, les figures 7 à 11 permettent de tirer certaines conclusions concernant les surcotes et les décotes qui se produisent dans la zone d'étude en climat actuel et futur.

- 1) D'abord, les surcotes et les décotes affichent une saisonnalité. La grande majorité des surcotes se produisent en automne, entre le mois d'août et le mois de décembre, sauf à Quaqtaq dans le détroit d'Hudson, où la saison est plus longue et s'étend jusqu'en février. Plus elles sont fortes, plus elles se produisent exclusivement en automne. Les décotes se produisent également en automne dans la baie de Rupert, au sud de la zone d'étude et dans la baie d'Hudson. Par contre, plus on se déplace vers le nord de la baie d'Hudson, plus les décotes comportent un mode hivernal centré sur le mois de mars. A Umiujaq et Churchill, le mode automnal est prédominant et le mode hivernal s'applique surtout aux décotes de taille moyenne. Par contre, à Ivujivik et dans le détroit d'Hudson le mode hivernal devient de plus en plus prédominant pour nettement dominer la distribution saisonnière à Quaqtaq.
- 2) Toujours en climat actuel (1980-2010), l'intensité de surcotes et décotes augmente du nord vers le sud et de Quaqtaq vers Ivujivik. Par exemple, les surcotes dont le seuil de dépassement est de 1% en octobre passent de 0,32 m à Quaqtaq, à 0,50 m à Ivujivik, à 0,75 m à Churchill, 0,85 m à Umiujaq et 1,0 m à Rupert. Toutes ces surcotes sont assez fréquentes puisqu'elles se produisent environ 7 heures par année durant le seul mois d'octobre. Autrement dit, plusieurs de ces surcotes se produisent chaque année en automne. La répartition géographique des décotes suit un patron à peu près similaire à celle des surcotes.
- 3) En climat futur proche (2040-69), la fréquence de dépassement des surcotes augmente partout dans la zone d'étude sauf à Rupert dans le sud de la baie James. A tous les sites de référence, la distribution saisonnière s'élargit, particulièrement en début d'hiver en décembre et janvier.

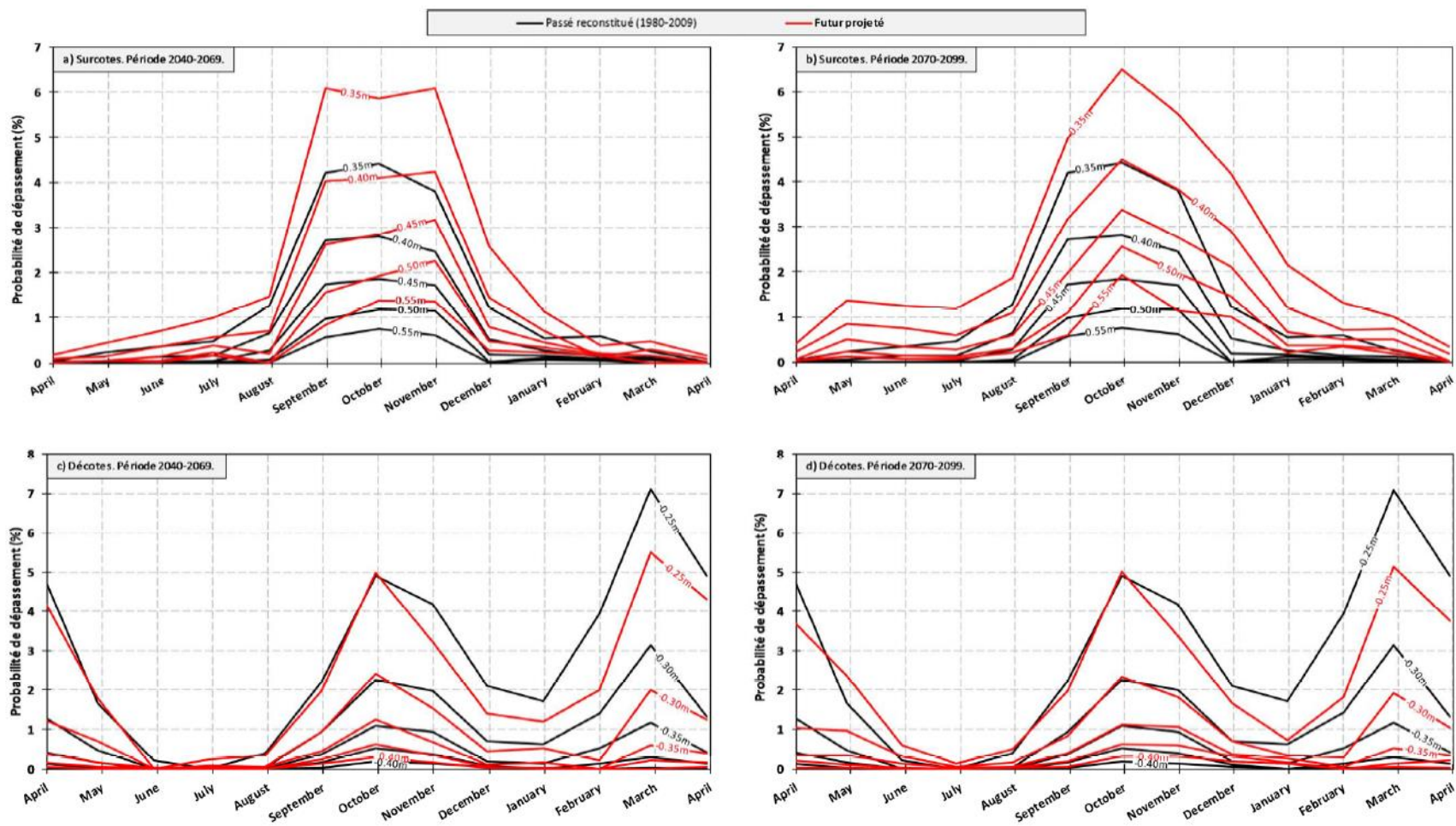


Figure 10 Fréquence de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempêtes à Ivujivik en climat passé (1980-2009) et futur proche (2040-69) et plus lointain (2070-99). D'après LaSalle-NHC (2015).

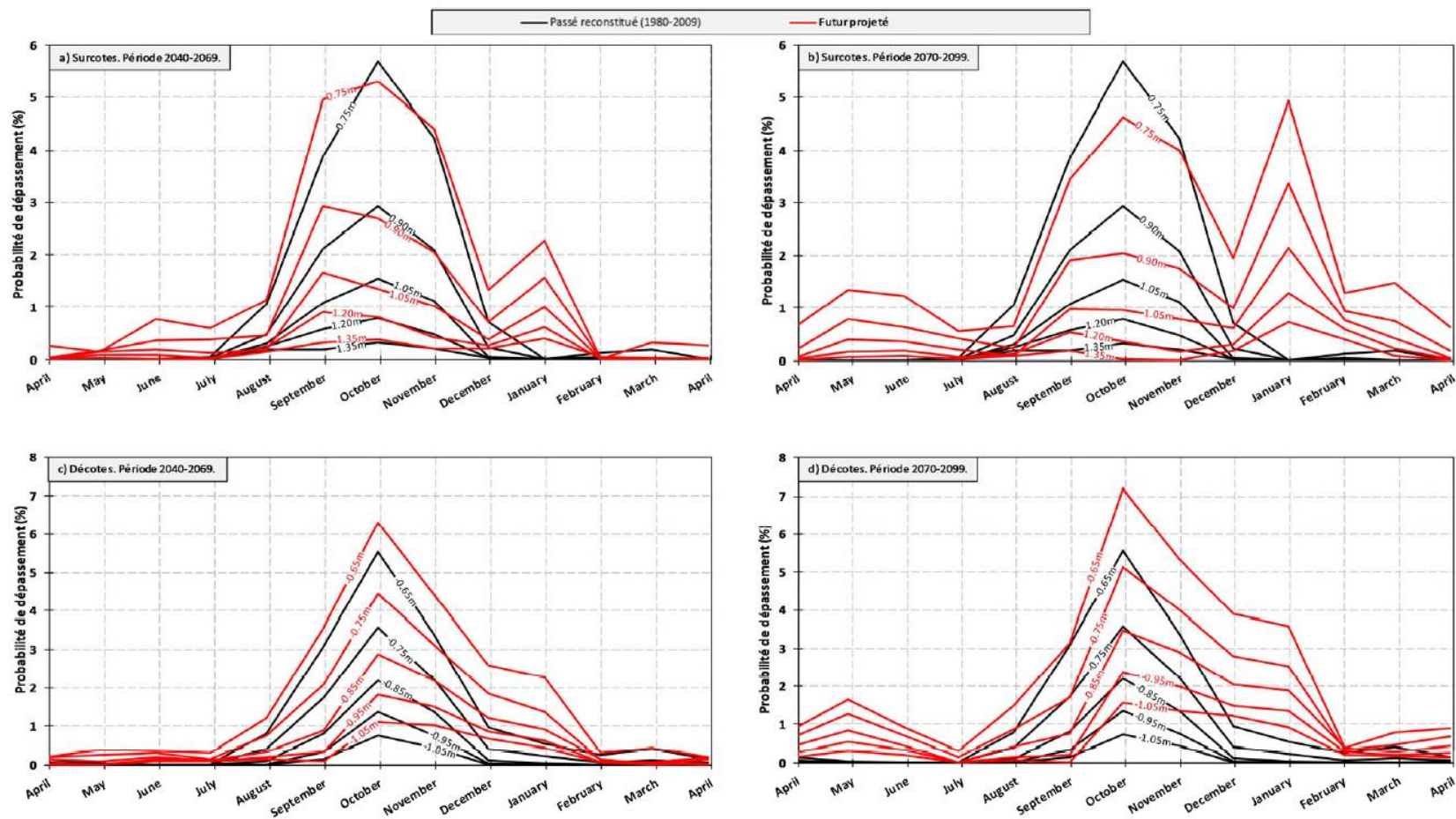


Figure 11 Fréquence de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempêtes à Rupert en climat passé (1980-2009) et futur proche (2040-69) et plus lointain (2070-99). D'après LaSalle-NHC (2015).

- 4) En future plus lointain (2070-2099), cette tendance à l'augmentation s'accroît et la distribution saisonnière s'élargit encore plus qu'en futur proche. On voit aussi apparaître des surcotes en mars, au printemps et en été alors qu'elles étaient pratiquement totalement absentes en climat actuel. Par contre, dans le sud de la baie James, à Rupert, la fréquence des surcotes diminue à l'automne en climat futur lointain, même si elle augmente en hiver.
- 5) La fréquence des décotes demeure la même au début de l'automne (septembre et octobre) en climat futur sauf dans la baie de Rupert où elle augmente. Dans le sud et le centre de la baie d'Hudson, un déplacement des décotes automnales se produit vers les mois de décembre et janvier ou des augmentations de fréquence s'accroissent à mesure qu'on se déplace vers un futur plus lointain. Dans le centre et le nord de la baie d'Hudson et dans le détroit d'Hudson, le mode hivernal centré sur le mois de mars voit sa fréquence diminuer même s'il y a augmentation des décotes en début d'hiver presque partout sauf dans le détroit d'Hudson (Quaqtaq et Ivujivik).
- 6) Les modifications de la fréquence des surcotes et décotes peuvent prendre diverses formes : il se peut que l'intensité et/ou la durée des ondes de tempêtes changent pour produire un changement apparent de fréquence puisque nous comparons la fréquence de dépassement à des seuils fixes. Il se peut également que la durée et de l'intensité ne changent pas mais que le nombre d'événements augmente ou diminue (changement de fréquence). Les figures 7 à 11 ne permettent pas de conclure à ce sujet.

3.3.2 EXTRÊMES DE NIVEAU D'EAU

Les extrêmes de niveau d'eau sont des événements rares qui se produisent une fois par année ou moins souvent. Ces événements sont trop rares pour qu'on puisse les analyser sur une base saisonnière à l'aide d'une méthode de dépassement de seuils. Une analyse statistique basée sur la théorie des valeurs extrêmes (Generalized Extreme Value theory ou GEV) a été utilisée pour décrire ces ondes de tempêtes exceptionnelles. La méthode consiste à sélectionner le niveau maximum annuel (niveau de surcote le plus élevé de chaque année) ou le niveau minimum (niveau de décote le plus bas de chaque année) d'une série chronologique de données. On peut appliquer cette méthode aux niveaux non-tidaux et aux niveaux totaux. Par exemple, dans une série de 30 années, on obtient les 30 valeurs au niveau maximum de chaque année. Cette série de 30 valeurs est classée par ordre décroissant. Le niveau le plus élevé de la série de 30 ans se voit attribuer une période de retour de 30 ans puisqu'il n'a été atteint ou dépassé qu'une seule fois en 30 ans. Le deuxième niveau le plus élevé se voit attribué une période de retour de 15 ans puisqu'il a été atteint ou dépassé 2 fois en 30 ans. Le troisième se voit attribué une période de retour de 10 ans (atteint ou dépassé 3 fois en 30 ans) et ainsi de suite jusqu'au niveau atteint ou dépassé chaque année dont la période de retour est 1 an. On compare alors ces valeurs avec plusieurs distributions théoriques d'extrêmes et celle qui représente le mieux la distribution observée est choisie. La distribution de Gumbel a été choisie.

La figure 12 présente les distributions de Gumbel des maximums annuels du niveau d'eau non tidal à Umiujaq en climat actuel (1980-2010) et futur (2040-69 et 2070-99). La distribution de Gumbel est l'une des distributions GEV qui permettent de décrire les extrêmes. Les points représentant les niveaux non-tidaux maximums annuels sont alignés sur une droite dans les cinq panneaux, avec des coefficients de détermination R^2 supérieurs à 0,90. Par exemple, pour les niveaux non-tidaux obtenus par le modèle hydrodynamique forcé par les ré-analyses NARR (niveaux reconstitués pour la période 1980-2009), le coefficient de détermination $R^2 = 0,99$, ce

qui montre sans équivoque que les maximums annuels sont conformes à une distribution de Gumble. Cette distribution s'obtient en calculant le log du log de la fréquence du maximum annuel choisi (la fréquence est l'inverse de la période de retour assignée). La période de retour est une estimation statistique; une période de retour de 10 ans signifie que le niveau d'eau correspondant à cette période de retour possède une chance sur 10 (probabilité de 1/10 ou 10%) chaque année d'être atteint ou dépassé.

La courbe en noir sur tous les panneaux de la figure 12 affiche la distribution des niveaux maximums annuels calculés avec les données de NARR. Le plus faible maximum annuel calculé à partir des 30 années de données est de 0,8 m alors que le plus élevé est de 1,4 m. Il y a donc 0,6 m de différence entre un extrême de niveau d'eau atteint ou dépassé chaque année et un autre qui ne revient qu'à intervalle moyen de 30 ans. La figure 7 montre que le niveau seuil de 0,8 m est atteint ou dépassé environ 1,5% du temps en septembre, octobre et novembre chaque année en moyenne. Cela correspond à une trentaine d'heures par année. Il y a donc un certain recoupement entre les courbes de fréquence de dépassement de seuils présentées à la figure 7 (qui couvre des seuils atteignant 1,05 m) et la courbe de Gumble qui couvre des valeurs allant de 0,8 à 1,4 m à la figure 12. Mais il faut se rappeler que les deux méthodes sont très différentes. L'une est basée sur des données horaires individuelles alors que l'autre compare des « événements » annuels.

Les courbes de couleur verte sur les panneaux de la figure 12 représentent les distributions des niveaux non-tidaux calculées à partir de données de simulations climatiques pour la période 1980-2009 à Umiujaq. Le nom des simulations (aex, ahj...) indiqué en haut à gauche de chaque panneau correspond aux simulations décrites dans les cinq dernières lignes du tableau 1. Les maximums annuels calculés à partir des données de modèles climatiques atteignent des valeurs situées entre 0,7 et 2,2 m pour l'ensemble des 5 simulations. Toutes les courbes simulées en vert sont situées au-dessus de la courbe en noir (NARR), ce qui indique que les modèles climatiques ont tendance à produire des niveaux extrêmes de surcotes supérieurs à ceux des ré-analyses NARR. Plus la période de retour augmente, plus ce biais augmente. Les surcotes qui reviennent une fois par année en moyenne ont des valeurs qui se situent très près de celle de NARR (entre 0,8 et 0,9 m comparativement à 0,8 m pour NARR). Par contre, les surcotes à récurrence de 30 ans se situent entre 1,55 et 2,2 m comparativement à 1,4 m pour NARR.

Ce biais systématique quant à la valeur des surcotes de longue période de retour n'empêche pas de comparer les surcotes futures et passées (figure 13). En utilisant les données d'une même simulation climatique (ex : aex), on compare la distribution des extrêmes en soustrayant le résultat passé du résultat futur pour une même période de retour. Cette soustraction ou delta élimine en partie le biais pour chacune des périodes de retour. On additionne ensuite ce delta (positif ou négatif) à la valeur correspondant à la courbe établie à partir des données NARR pour cette même période de retour. Cette méthode delta s'apparente à celle utilisée pour les seuils de dépassement aux figures 7 à 11. La variabilité d'une simulation à l'autre est plus grande à cause du nombre restreint de données (30 valeurs par simulation); c'est pourquoi la figure 13 présente en rouge (trait gras) la moyenne des deltas des quatre ou cinq simulations utilisées selon la période future modélisée (2040-69 et 2070-99). À la figure 13a et c, la hauteur des surcotes augmente en moyenne de 10 à 15 cm à Umiujaq en climat futur. La figure 13 montre aussi que le changement de la hauteur des extrêmes de niveau d'eau total (marée incluse, panneaux b et d) augmente aussi de l'ordre de 10 à 15 cm en climat futur.

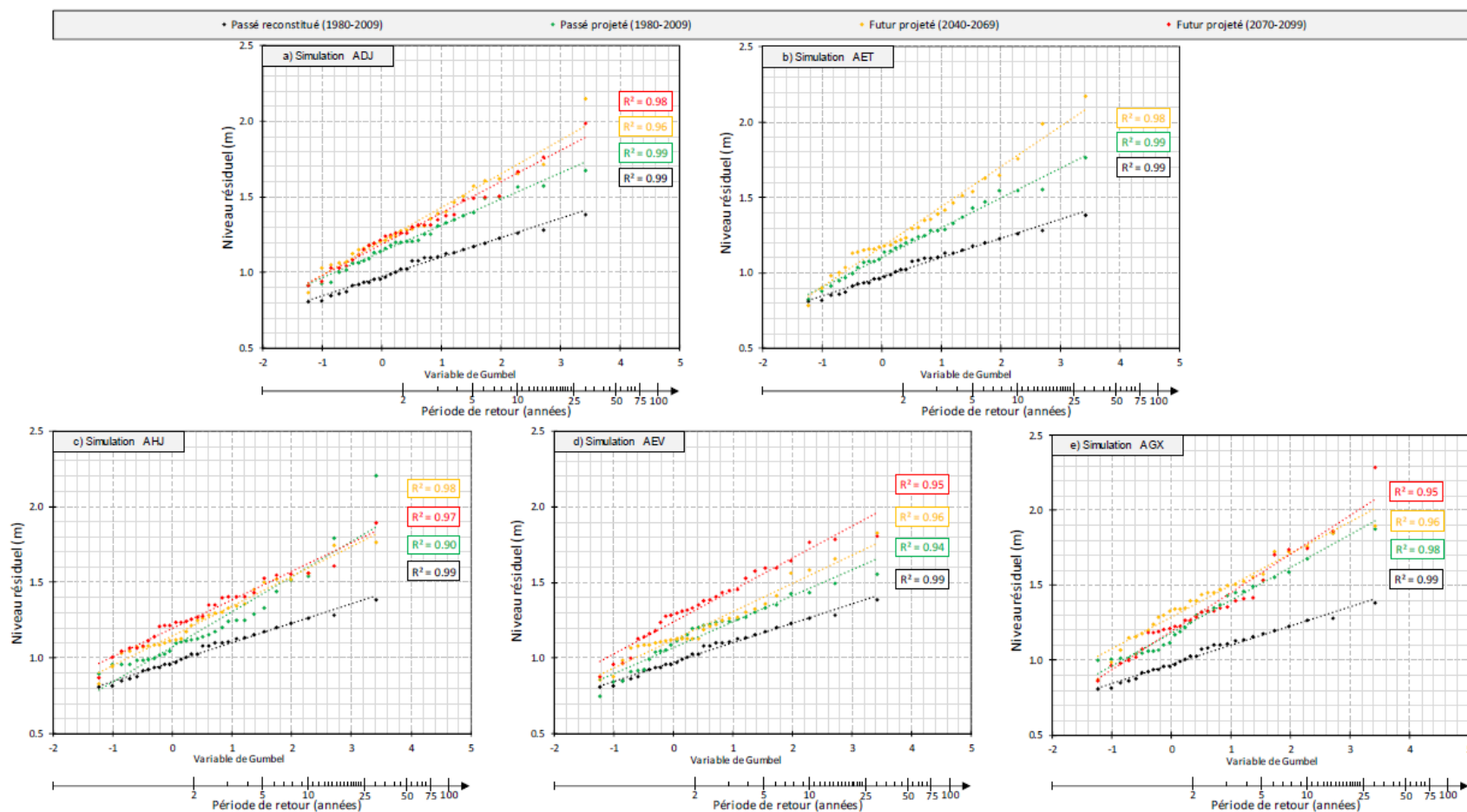


Figure 12 Projections de Gumbel des niveaux non-tidaux maximums à Umiujaq basées sur les simulations climatiques du MRCC (en couleur) et les -analyses NARR (en noir).

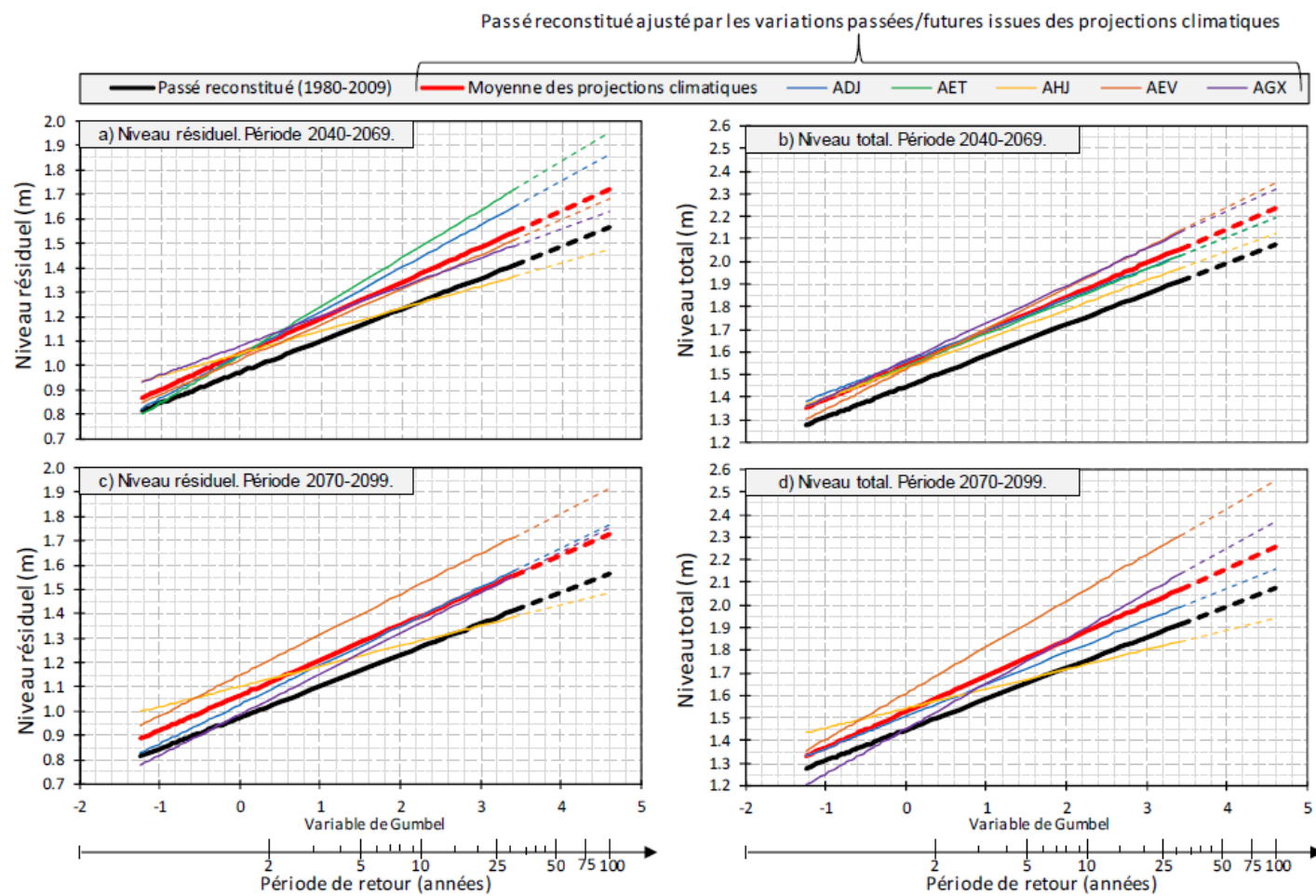


Figure 13 Courbes de Gumbel des maximums annuels de niveaux d'eau non tidaux et totaux à Umiujaq basées sur les ré-analyses NARR (en noir) et les deltas (futur vs passé) tirés des simulations du MRCC ajoutés à NARR et représentés en couleur. La moyenne des deltas est en rouge (gras).

Cette valeur de 10 à 15 cm peut sembler plutôt faible, mais elle n'est pas négligeable en termes de récurrence. Par exemple, le niveau non-tidal correspondant à une période de retour de 100 ans (figure 13a) à Umiujaq est de 1,56 m en climat actuel. Dans un climat futur proche (2040-69), la période de retour d'un niveau de 1,56 m est de 35 ans. La récurrence de cet événement extrême est donc 3 fois plus élevée en climat futur qu'actuellement. Cependant, ce calcul du changement de récurrence est effectué à niveau moyen de la mer constant. Or, le niveau moyen de la mer vers 2055 sera plus bas d'environ 25 ± 10 cm que le niveau moyen actuel à Umiujaq (James et al. 2014). La hausse de 15 cm du niveau des surcotes sera plus que compensée par la baisse du niveau marin de l'ordre de 25 cm. Le risque d'inondation n'augmente pas; il diminue avec le temps, essentiellement à cause du relèvement isostatique postglaciaire.

S'il est assez logique qu'une baisse continue du niveau marin diminue le risque de niveaux d'eau très élevés, cette même baisse du niveau marin augmente le risque de niveaux extrêmement bas. La figure 14 montre la fréquence de dépassement (dans ce cas, le dépassement est négatif, axe vertical inversé) pour la période 1980-2010 à Umiujaq.

Les figures 14a et c montrent que les niveaux non-tidaux extrêmes bas (décotes extrêmes) ne changent pas de manière notable en climat passé et futur (proche ou lointain) à Umiujaq. Cela s'applique aussi aux niveaux totaux. Compte tenu de la grande dispersion ou variabilité des courbes de Gumble pour chacune des simulations, il est impossible de conclure à un changement dans ce cas. Mais puisque le niveau moyen de la mer baissera de 25 cm environ d'ici 2055, le niveau total extrême bas de récurrence 5 ans qui est actuellement de -1,26 m sera de -1,56 m en 2055, ce qui correspond actuellement à une période de retour de 5 ans. Autrement dit, le risque d'être exposé à un niveau total de -1,56 m, actuellement de 1% par année, passera à 20% par année d'ici 2055 à Umiujaq et ce changement s'explique uniquement par la baisse du niveau marin. Dans certains secteurs du nord-est de la baie d'Hudson, entre Inukjuag et Akulivik, la récurrence des niveaux extrêmes bas de récurrence 100 ans augmente de -15 cm en climat futur (voir figure 17). Si ces projections se réalisent, le risque de niveau extrêmement bas pourrait augmenter par un facteur supérieur à 20 fois.

Les calculs de niveaux extrêmes présentés aux figures 12 à 14 ont été repris pour tous les sites du projet. La figure 15 présente une synthèse des résultats en climat actuel pour des niveaux totaux (trait plein en rouge), des marées (rouge pointillé) et des niveaux non-tidaux (en bleu), correspondant dans tous les cas à une période de retour de 100 ans. Les numéros sur les courbes en bleu et sur l'abscisse du graphique correspondent aux 23 sites numérotés du projet indiqués à la figure 1. Le panneau du haut présente les niveaux des surcotes et celui du bas, les niveaux des décotes (valeurs négatives et axe vertical inversé correspondant à la hauteur sous le niveau moyen de la mer ou sous le niveau de la marée prédite dans le cas de niveaux non-tidaux). Notons que l'axe en bleu à gauche n'a pas les mêmes valeurs que l'axe en rouge (à droite) et que les axes sont négatifs sur la figure du bas. La figure 15a montre que la hauteur des surcotes extrêmes (bleu) augmentent en direction du sud de la baie James. Les sites 13 et 14 sont la baie de Rupert et Moosonee. Les surcotes et décotes les plus fortes y sont observées, atteignant près de 2,5 m.

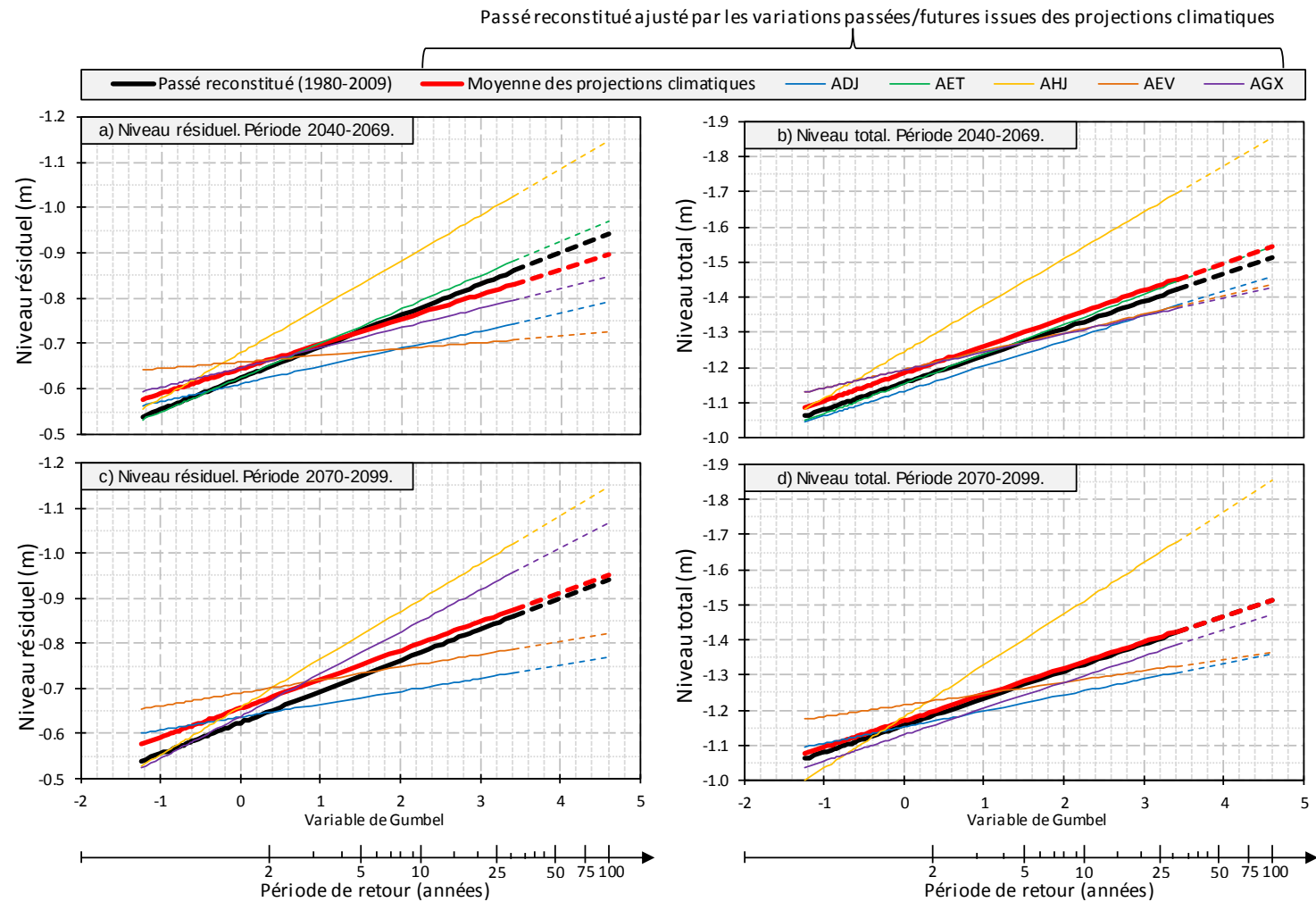
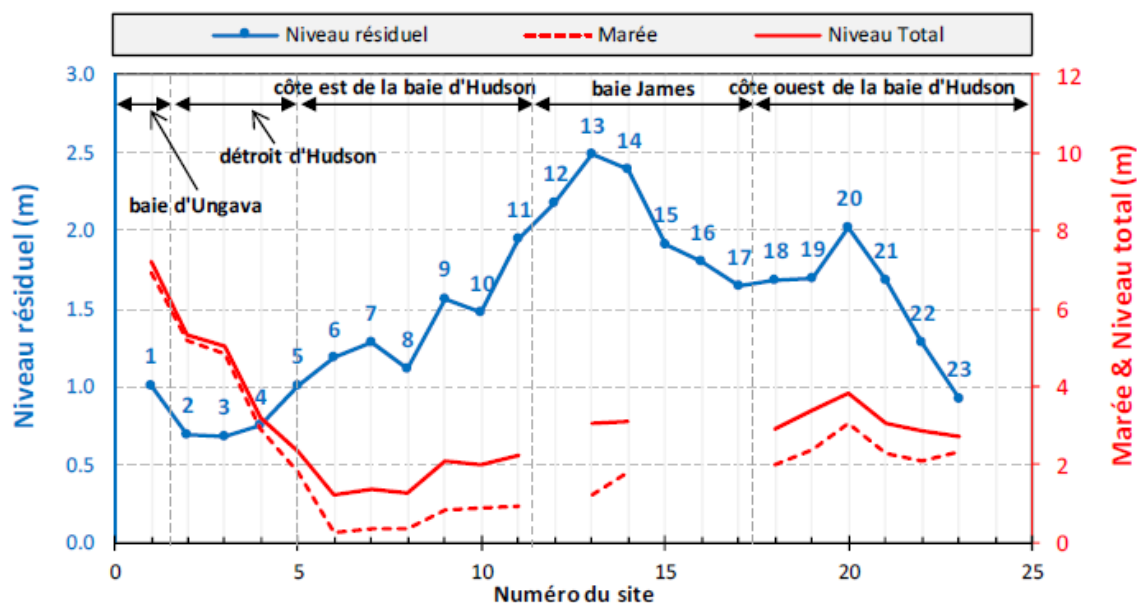


Figure 14 Courbes de Gumbel des minimums annuels de niveaux d'eau non tidaux et totaux à Umiujaq basées sur les ré-analyses NARR (en noir) et les deltas (futur vs passé) tirés des simulations du MRCC ajoutés à NARR et représentés en couleur. La moyenne des deltas est en rouge (trait gras).

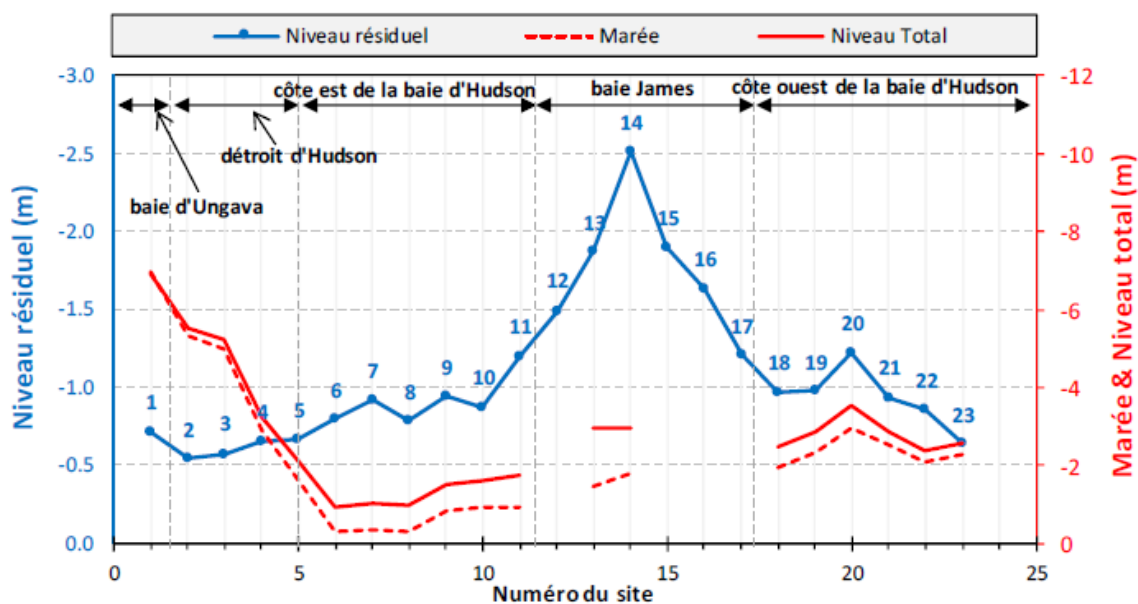
La figure 16 illustre le changement ou delta en climat futur par rapport au climat passé des niveaux d'eau maximums (niveaux non-tidaux ou surcotes) de récurrence 100 ans pour le futur proche (2040-69) et plus lointain (2070-99). Cette figure présente les résultats de chacune des simulations climatiques utilisées pour forcer le modèle hydrodynamique. La courbe en noir est la moyenne des deltas de maximum annuel des cinq simulations en futur proche (panneau du haut) et des quatre simulations en futur lointain (panneau du bas) par rapport à la période 1980-2009. La moyenne des deltas du niveau maximum non-tidal de récurrence 100 ans (courbe en noir) augmentent partout sauf aux sites suivants : Kuujjuaq (site 1), sud de la baie James (sites 13 à 15) et sud-ouest de la baie d'Hudson (sites 19 et 20). À l'exception du Kuujjuaq, on ne trouve pas de diminution de la hauteur des niveaux extrêmes en ce qui concerne la moyenne des cinq simulations. Par contre, les simulations individuelles peuvent montrer des baisses de la hauteur des surcotes extrêmes en climat futur.

La figure 17 est semblable à la figure 16 mais elle s'applique aux changements de minimum annuel de niveau non-tidal de récurrence de 100 ans (à noter que l'axe vertical est inversé par rapport à celui de la figure 16). Les changements des niveaux de surcotes extrêmes sont généralement faibles et très variables. Les sites # 4, 5, 6, 7 et 8 situés au nord-est de la baie d'Hudson montrent une tendance à la hausse cohérente de la récurrence des niveaux de décotes extrêmes (récurrence de 100 ans) en climat futur proche et lointain. Pour ces sites le changement ou delta affiché par les diverses simulations est toujours positif puisque les 9 simulations individuelles affichent une hausse des niveaux extrêmes bas. Par contre, la figure 17 affiche aussi des baisses de la courbe moyenne (noire) du niveau des décotes extrême aux sites 10 à 15 situés au sud-est de la baie d'Hudson (Kuujjuarapik et dans l'ouest et le sud de la baie James). Dans l'ouest de la baie d'Hudson, les deltas sont soit nuls ou positifs mais la cohérence d'une simulation à l'autre est plutôt faible.

Les figures 16 et 17 soulignent la difficulté d'interpréter les résultats des projections d'extrêmes de niveau d'eau en climat futur. Les changements s'appliquant aux extrêmes de niveau d'eau hauts et bas sont basés sur des échantillons statistiques relativement faibles (30 valeurs par simulation), de sorte que la variabilité entre les diverses projections est très élevée. Comme le nombre de simulation est restreint par les exigences élevées concernant la résolution spatiale et temporelles des données d'intrants (pression atmosphérique au niveau de la mer, vent à 10 m au-dessus de l'eau), il est difficile de statuer sur la fiabilité des résultats en ce qui concerne les changements en climat futur.



a) Niveaux maximums annuels associés à une période de retour de 100 ans



b) Niveaux minimums annuels associés à une période de retour de 100 ans

Figure 15 Distribution spatiale dans l'ensemble du domaine d'étude des niveaux d'eau maximums et minimums annuels à période de retour 100 ans. Marée, niveau résiduel (non tidal) et niveau total pour la période 1980-2009. D'après LaSalle NHC (2016, annexe 1).

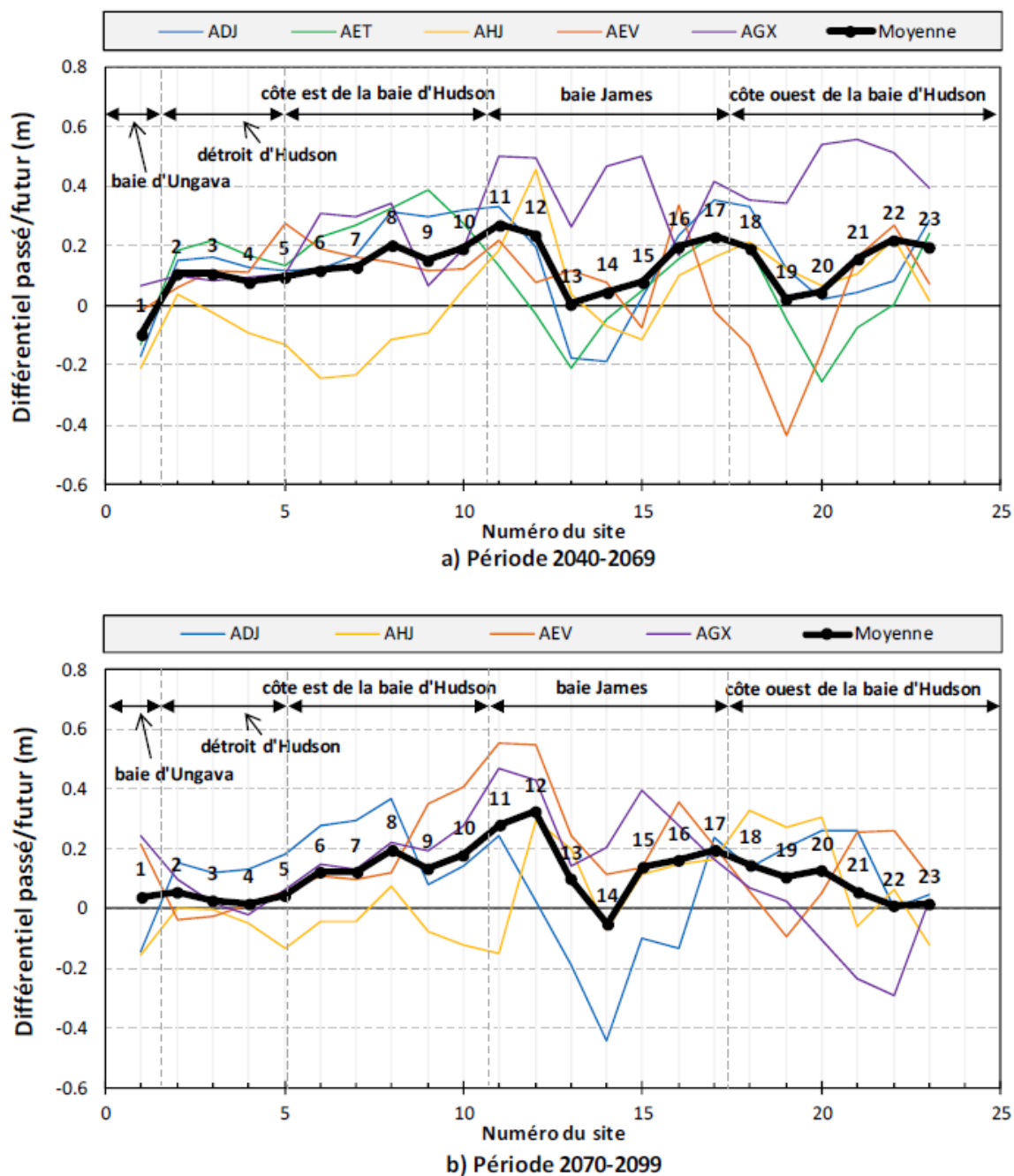


Figure 16 Distribution spatiale de l'effet des changements climatiques (deltas futur moins passé) sur le niveau maximum annuel (niveau non-tidal) à récurrence de 100 ans dans la zone d'étude. Le trait noir est la moyenne des résultats des simulations climatiques individuelles représentées en couleur.

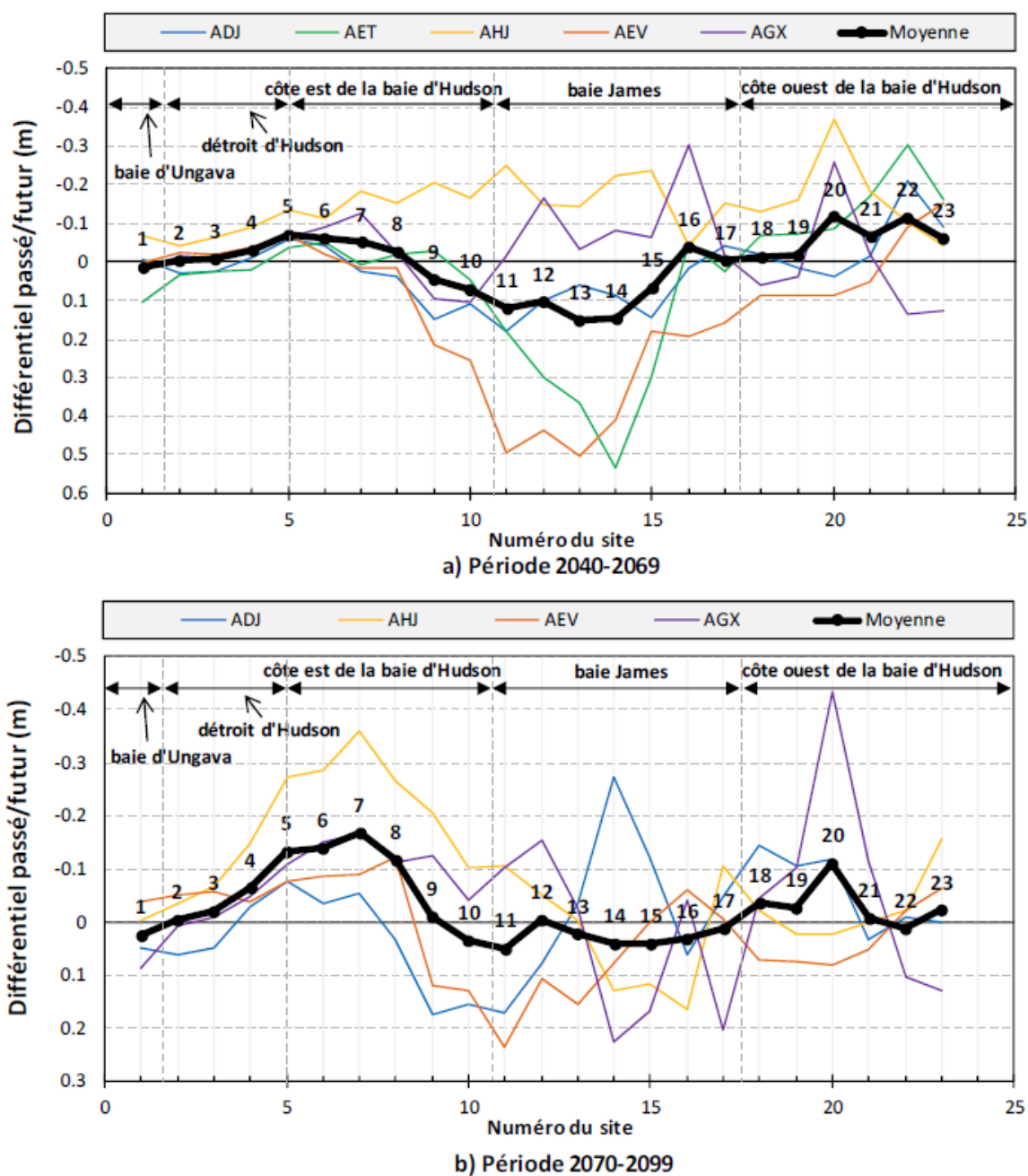


Figure 17 Distribution spatiale de l'effet des changements climatiques (deltas futur moins passé) sur le niveau minimum annuel (niveau non-tidal) à récurrence de 100 ans dans la zone d'étude (sites numérotés à la figure 1). Le trait noir est la moyenne des résultats des simulations climatiques individuelles représentées en couleur.

La question se pose de savoir si les deltas présentés aux figures 16 et 17 sont de véritables tendances montrant des changements de la récurrence des niveaux extrêmes ou seulement des fluctuations aléatoires résultant de l'incertitude statistique et des incertitudes dues aux limites de la modélisation. Par exemple, les deltas moyens (courbes en noir) concernant les niveaux d'eau extrêmes ne dépassent pas 30 cm pour les surcotes et 15 cm pour les décotes. Par comparaison, les deltas (récurrence 100 ans) des simulations individuelles peuvent excéder 40 cm tant pour les surcotes que les décotes. De même, l'erreur sur la modélisation des niveaux d'eau lors de surcotes ou décotes extrêmes se situe aussi aux environs de 20 cm en moyenne (voir figures 4c et 5b). L'échantillon statistique de 30 valeurs extrêmes par simulation est donc plutôt faible compte tenu des incertitudes liées à la modélisation climatique et hydrodynamique.

Malgré les incertitudes mentionnées au paragraphe précédent, on dispose de quelques moyens permettant d'évaluer la fiabilité des changements obtenus aux figures 15 et 16. Certains critères peuvent être utilisés à cette fin : Par exemple, les neuf deltas calculés en climat futur proche et lointain (ex : site 5 et 6 de la figure 17 a et b) indiquent tous une augmentation des décotes extrêmes. Même s'il est possible que le hasard ait fait coïncider ces projections, les probabilités sont d'avantage du côté d'une tendance réelle. De plus, dans bien des cas, les sites d'une même sous-région sont fortement cohérents entre eux. Par exemple, les sites 5 à 12 (ouest de la baie d'Hudson et nord-ouest de la baie James entre Ivujivik et Weminji) montrent tous une augmentation de la hauteur des surcotes extrêmes (figures 16 a et b) en climat futur proche et lointain; seule la simulation ahj suggère une diminution. Le fait qu'une certaine cohérence existe pour toute une sous-région de la zone d'étude suggère que les projections de changement des niveaux extrêmes ne sont pas dues à des épiphénomènes locaux mais plutôt à un forçage de grande échelle, ce que devrait être le cas pour des ondes de tempêtes.

La courbe ahj, mentionnée au paragraphe précédent offre un autre moyen d'évaluer l'incertitude. La simulation ahj présente des caractéristiques uniques qu'on peut voir au panneau c de la figure 12; la courbe de Gumble de la simulation ahj (couleur verte de la figure 12 c) représente la distribution des extrêmes de niveau non-tidal pour la période 1980-2009. Or, les deux niveaux maximums les plus élevés de cette courbe affichent respectivement des valeurs de 2,2 m et 1,8 m. La première valeur est le niveau le plus élevé des cinq simulations présentées à la figure 12 pour la période 1980-2009 et le niveau de 1,8 m est le troisième plus élevé de ces cinq simulations présentées à la figure 12 (courbes en vert sur les cinq panneaux). Si l'on regroupait ensemble ces cinq simulations pour produire une série de données de 150 ans, la période de retour qui serait assignée à ces deux valeurs les plus élevées de la simulation ahj (2,2 et 1,8 m) serait de 150 et 50 ans respectivement plutôt que 30 et 15 ans.

La simulation ahj a donc produit deux des cinq maximums annuels les plus élevés des 150 années simulées pour la période 1980-2009. C'est la raison pour laquelle cette projection ahj de 30 ans ne suit pas aussi bien la distribution de Gumble (coefficient de régression R^2 de 0,90), alors que les coefficients des quatre autres projections pour les courbes en vert (1980-2009) sur la figure 12 sont de 0,99, 0,99, 0,98 et 0,94. La pente de la droite de régression (courbe verte) de la simulation ahj (figure 12 c) dévie de l'alignement des points de la série de Gumbel, ce qui tend à exagérer ou amplifier la projection sur 100 ans de cette simulation. Les projections des deux simulations ahj en climat futur de la figure 12c (courbes en jaune et en rouge) affichent des R^2 de l'ordre de 0,98 et la droite de régression est très alignée sur la série de 30 valeurs dans chaque cas. Comme les deltas sont calculés en soustrayant le niveau passé du niveau futur, le résultat devient négatif essentiellement parce que la simulation ahj a produit, par hasard, deux des pires surcotes en 150 ans de simulation. Si l'on remplace les deux valeurs en

question à la position correspondant à leur période de retour probable, on obtient une courbe ahj assez proche des quatre autres simulations de 30 ans.

Cet exemple illustre deux éléments importants en ce qui concerne l'incertitude : d'abord, la méthode utilisée pour illustrer la variabilité des projections tirées des simulations climatiques est très contraignante puisque la projection de 100 ans amplifie la moindre fluctuation de pente due aux niveaux minimums les plus élevés. Cela ne pose pas de problème en soit puisque la moyenne des changements ou deltas est la même, qu'on la calcule sur cinq simulations de 5 ans ou sur une projection de Gumble de 150 ans. Cependant, lorsque la plupart des simulations projetées sur une période de retour de 100 ans sont groupées autour de la moyenne, il est alors très probable que la tendance soit plausible.

Deuxièmement, le fait de deux surcotes sur 30 années puissent influencer autant la projection de Gumble pour la récurrence 100 ans devrait conduire à essayer d'en savoir plus sur les deux surcotes en question. À quoi ressemblent ces deux énormes surcotes. Quelles conditions atmosphériques ont permis la formation de surcotes aussi importantes. Rappelons que le niveau maximum le plus élevée de la simulation ahj de la figure 12c est de 2,2 m, alors que le niveau le plus élevé pour la même période de la simulation basée sur NARR est de 1,4 m, une différence de 0,8 m pour la même période de retour de 30 ans sur la période 1980-2009. C'est considérable et l'on peut se demander comment une simulation climatique peut produire une telle surcote. Même en projetant la simulation NARR sur 150 ans, le niveau maximum ne dépasse pas 1,6 m, ce qui est malgré tout 0,6 m de moins que la simulation ahj.

Le paragraphe précédent soulève la question des causes des surcotes et des décotes. La modélisation hydrodynamique ne permet pas à elle seule de déterminer les causes des surcotes et des décotes. L'étude du régime des tempêtes qui sera présenté à la section 4 ci-dessous se penche sur cette question. L'analyse des causes des ondes de tempêtes permet aussi d'évaluer l'incertitude quant aux changements de la récurrence de ces ondes de tempêtes en climat futur.

3.3.3 NIVEAUX TOTAUX

La section précédente a montré comment le modèle hydrodynamique permet de décrire les niveaux non-tidaux extrêmes les plus élevés et les plus bas. Mais qu'en est-il des niveaux totaux (marée + niveaux non-tidaux). La figure 15 présentée ci-dessus illustre les niveaux totaux maximums (figure 15a) et minimums (figure 15b) annuels de récurrence 100 ans (trait plein en rouge) aux sites 23 sites du projet. La récurrence du niveau total est le résultat de deux facteurs principaux semi-aléatoires : les surcotes dues aux ondes de tempêtes et leur coïncidence plus ou moins bonne avec les marées hautes de vive-eau. Tel que mentionné précédemment, lorsque les marées sont très fortes par rapport à la hauteur des surcotes et décotes, la récurrence des extrêmes de niveau total est très proche de celle des marées. C'est le cas notamment dans le détroit d'Hudson, dans la baie d'Ungava et dans une moindre mesure, dans l'ouest de la baie d'Hudson (ex : Churchill). Par contre, lorsque l'amplitude des marées est faible par rapport à celle des ondes de tempêtes, la hauteur du niveau total est beaucoup plus liée à celle des surcotes et décotes. C'est le cas, par exemple à Umiujaq, Puvirnituq et Akulivik ou même dans le sud où les ondes de tempêtes peuvent atteindre une amplitude très élevée (plus de 2 m).

La variabilité des projections de changement ou delta de niveau total en climat futur est typiquement plus élevée que celle des niveaux non-tidaux seuls puisque cette variabilité intègre

à la fois les facteurs de variabilités intrinsèques à la modélisation des ondes de tempêtes et en plus, celle de leur coïncidence avec de fortes marées. La figure 13 illustre cette situation à Umiujaq. À la figure 13b (deltas de niveau max pour la période 1940-69), les pentes des simulations individuelles (courbes en couleur) sont nettement plus groupées autour de la moyenne (en rouge) que celles des courbes de la figure 13a (période 1980-2009). Il semble bien que les simulations adj et aet de la figure 13a, qui montrent des deltas de niveaux non-tidaux de récurrence 30 ans très élevés atteignant 1,7 m (simulation aet), ne se sont pas répercutés sur les niveaux totaux. En effet, à la figure 13b, le niveau total le plus élevé de la simulation aet pour la même période est de 2,0 m, à peine 0,3 m de plus que le 1,7 m non-tidal. Autrement dit, cette surcote de 1,7 m n'a certainement pas coïncidé avec une marée haute de vive-eau, dont le niveau peut atteindre 0,6 à 0,8 m. De la même manière, le niveau non-tidal 30 ans le plus bas de la figure 13a (environ 1,38 m, simulation ahj) est assez près du niveau total 30 ans de la figure 13b est de 1,95 m. Cet exemple de la figure 13 a et b indique que ce cas, la coïncidence marée et non-tidal à eu pour effet de grouper les courbes de deltas autour de la moyenne. Par contre, la même figure 13, pour la période 2070-99, illustre un effet exactement contraire. Dans ce cas, les courbes de changements ou de deltas de la figure 13 d sont beaucoup plus dispersées ou éloignées de la moyenne des changements (trait gras en rouge) pour les niveaux totaux que pour les niveaux non-tidaux. Dans ce cas, les extrêmes non-tidaux ont plutôt eu tendance à coïncider avec les marées de vive-eau. A la figure 13, les deltas moyens, dans tous les cas, ne semblent pas avoir été affectés parce que la dispersion ou la concentration des courbes se sont réparties de façon assez uniforme autour de la moyenne. Mais ce n'est pas le cas partout.

Par exemple, la figure 18 est semblable à la figure 13 mais elle porte sur les niveaux de décote à Churchill. Cette figure montre que les deltas moyens ne montrent pratiquement pas de changement net du niveau non tidal minimum annuel ni en futur proche (figure 18 a), ni en futur lointain (figure 18c). Dans les deux cas, les simulations individuelles des deltas sont plutôt groupées autour de la moyenne (courbe en rouge). Par contre, le niveau total (figure 13b et d) montre une augmentation des niveaux totaux extrêmes bas en climat futur proche (figure 18b) et une diminution de ces extrêmes bas en climat futur lointain (figure 18d) avec dans les deux cas une forte dispersion des courbes des simulations individuelles, particulièrement en climat futur lointain ou la simulation aev s'écarte énormément de la moyenne, au point d'influencer cette moyenne vers le bas. Cet exemple illustre le fait que la variabilité intrinsèque des projections de niveau total est assez difficile à gérer.

La seule méthode permettant d'évaluer correctement l'incertitude sur le niveau total est de permuer les données de marée et les données de niveau non-tidal. Cependant, cela ne peut se faire directement et il est nécessaire de refaire toutes les simulations au complet parce que la marée et les ondes de tempêtes interagissent entre elles de manière non linéaire. On ne peut donc pas générer séparément la marée et les ondes de tempêtes parce que le résultat net n'est pas le même que celui d'une simulation simultanée des deux processus (Massé et Villeneuve 2013; Massé et Gallant 2016). Par contre, il serait possible de sélectionner de manière aléatoire une dizaine de décalage en heure (ex : 41, 96, 167...heures...) et de décaler les séries de données de marée à la frontière du modèle de ce nombre d'heure en avançant ou en reculant la série.

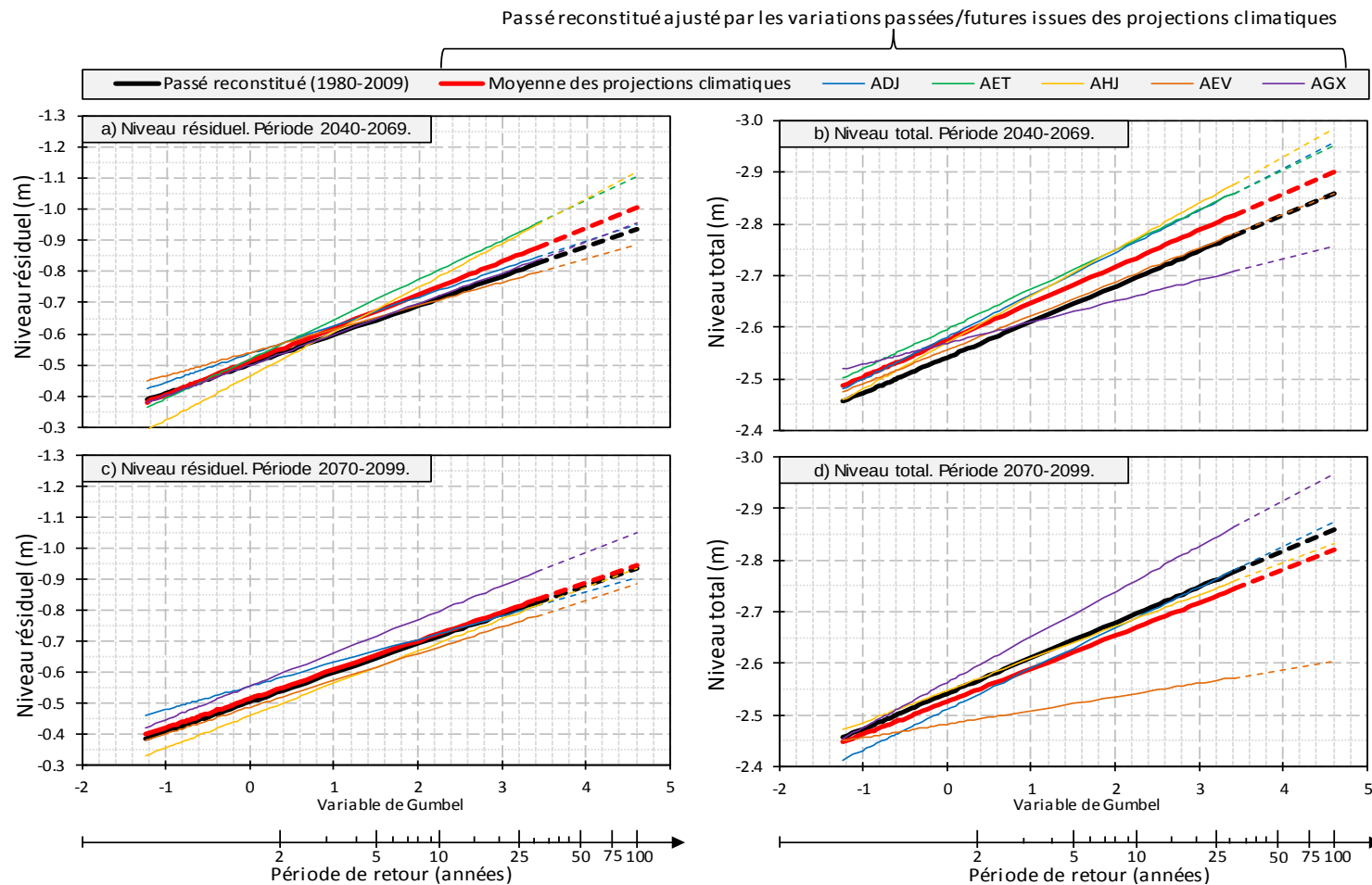


Figure 18 Courbes de Gumbel des minimums annuels de niveaux d'eau résiduels non tidaux et totaux à Churchill basées sur les ré-analyses NARR (en noir) et les deltas (futur vs passé) tirés des simulations du MRCC ajoutés à NARR et représentés en couleur. La moyenne des deltas est en rouge (trait gras).

Il faudrait décaler du même nombre d'heures les marées finales aux sites du projet (figure 1). On reprend alors les simulations forcées par NARR et par le MRCC en climat actuel et futur, ce qui nous donne 150 nouvelles séries de 30 ans pour lesquelles les niveaux non-tidaux et les niveaux totaux seront différents de ceux qui ont été produits dans l'étude de Massé et Gallant (2016) présentée en annexe 1. Cette méthode nous fournirait un beaucoup plus grand échantillon de courbes de Gumbel des niveaux d'eau totaux et permettrait d'évaluer la variabilité ou l'incertitude découlant de la combinaison marées vs ondes de tempêtes. Par contre, cette méthode ne permettrait pas de compenser le faible nombre de simulations climatiques. Les limites de temps et de budget du projet ne permettent pas de réaliser une quantité de calculs aussi grande, mais il sera toujours possible de le faire s'il y a une demande pour des projections plus fiables des extrêmes de niveaux totaux dans un climat futur.

En l'absence de telles données statistiques, on peut s'appuyer sur le fait que la variabilité des projections de niveaux totaux extrêmes sera vraisemblablement liée à l'amplitude des marées. Plus l'amplitude des marées est grande par rapport à celle des ondes de tempêtes (ex : Quaqtaq, Chesterfiel), plus l'impact d'un changement de la hauteur des surcotes et décotes en climat futur sera atténué pour le niveau total. À l'inverse, si la hauteur des surcotes et décotes est forte par rapport aux marées (ex : Puvirnituq, Umiujaq, Rupert, Moosonee) plus les deltas de niveaux extrêmes en climat futur se répercuteront sur les niveaux totaux. Enfin, plus les niveaux non-tidaux sont forts, plus la variabilité des extrêmes est forte tant pour les niveaux totaux que pour les niveaux non-tidaux. Cependant, nous ne sommes pas en mesure, compte tenu du nombre limité de simulation, d'évaluer l'incertitude sur les niveaux totaux.

3.3.4 HAUSSE DU NIVEAU DE LA MER

La hausse du niveau des océans est décrite en détail dans le cinquième rapport du Groupe International d'Experts sur le Climat (GIEC) publié en 2013. Ce rapport indique que le nord-est de l'Amérique du nord connaîtra une hausse du niveau moyen de la mer de l'ordre de 0,5 à 0,9 m d'ici la fin du 21^{ième} siècle selon le scénario d'émission de gaz à effet de serre choisi. Le rehaussement du niveau marin est actuellement d'environ 3,4 mm/an dans la région de la baie d'Hudson. Cette hausse du niveau marin est plus faible que le relèvement isostatique post glaciaire, qui est supérieur à 5,0 mm/an dans la zone d'étude. Mais, le taux de rehaussement du niveau marin augmente avec le temps alors que le relèvement isostatique demeure constant. D'ici la fin du 21^{ième} siècle, la hausse du niveau marin sera supérieure à 10,0 mm/an. Autrement dit, dans quelques décennies, la mer montera plus vite que la côte, particulièrement dans le nord de la baie d'Hudson et dans le détroit d'Hudson.

James et al. 2014 ont analysé la hausse des niveaux marins en tenant compte de tous les facteurs affectant les changements de niveau relatif de la mer. À partir des données rassemblées par le GIEC (2013), James et ses collègues ont estimé les taux futurs de changement net du niveau de la mer lorsqu'on tient compte du relèvement isostatique postglaciaire et des changements climatiques. Le tableau 2 résume les principaux résultats de ces estimations pour la région. Ce tableau montre que le taux actuel (1985-2010) de relèvement isostatique n'est pas uniforme dans la zone d'étude et qu'il diminue généralement lorsqu'on s'éloigne d'un sommet situé à La Grande Rivière (Chisasibi). Il montre aussi que dans un climat futur, le taux change et affecte le niveau moyen relatif de la mer. Les villages les plus au nord de la zone d'étude sont moins affectés par le relèvement isostatique postglaciaire que ceux situés plus au sud de la baie d'Hudson, avec un point culminant dans le sud-est de la baie d'Hudson et le nord-est de la baie James.

Tableau 2 Changement anticipés du niveau moyen relatif de la mer (tiré de James et al. 2014)

Lieu/	Taux actuel 1985-2010	RCP 4,5 2085-2100	RCP 8,5 2085-2100
Churchill	-10 mm/an	-68 cm	-55 cm
Inukjuaq	-11 mm/an	-71 cm	-59 cm
Iqaluit	-3 mm/an	-9 cm	-1 cm
Kuujuaq	-8 mm/an	-46 cm	-36 cm
Kuujuarapik	-13 mm/an	-87 cm	-73 cm
La Grande	-13.5 cm	-91 cm	-76 cm
Moosonee	-10 cm	-55 cm	-39 cm
Salluit	-6.5 cm	-42 cm	-32 cm

Conséquence de la hausse du niveau marin, les niveaux atteints lors des événements extrêmes change avec le temps pour une même période de retour. Par exemple, à Umiujaq, le niveau de la mer pourrait être 0,65 m plus bas qu'aujourd'hui vers la fin du 21^{ième} siècle. Actuellement, la période de retour d'un niveau total très élevé de 1,9 m est de 30 ans. Vers la fin du siècle, ce niveau extrême dont la période de retour est de 30 ans ne sera plus que 1,25 m par rapport au niveau moyen actuel. La baisse du niveau relatif de la mer réduit avec le temps le risque de niveau très élevés. Par contre, cette baisse du niveau relatif augmente avec le temps le risque de niveaux extrêmement bas. Par exemple, à Umiujaq, le niveau extrême bas ayant une période de retour de 30 ans est de -0,5 m; vers la fin du siècle, ce niveau très bas atteindra -1,15 m, augmentant ainsi les risques d'échouage de bateaux et d'affouillement au pied des infrastructures maritimes.

4. RÉGIME DES TEMPÊTES

Les surcotes et décotes se produisant dans la baie James, la baie d'Hudson et le détroit d'Hudson sont presque toujours associées à des tempêtes circulant dans la zone d'étude (Massé et Villeneuve 2013 et Savard et al. 2014). La grande majorité des 120 plus grosses surcotes et des 120 plus grosses décotes répertoriées aux 5 stations de référence (Churchill, Rupert, Umiujaq, Ivujivik et Quaqtaq) s'est produite à l'automne entre le 15 août et le 31 décembre. Toutes les surcotes et décotes sont associées à la présence de tempêtes ayant circulé dans la baie d'Hudson, la baie James ou le nord du Québec pendant le développement de ces ondes de tempêtes. Le lien avec les tempêtes est un peu moins direct pour les décotes, parce que le centre de ces tempêtes ne passe pas directement au site où la décote est observée; nous verrons que les décotes sont aussi liées à la présence de forts anticyclones (crêtes de haute pression atmosphérique) qui jouent un rôle prépondérant. Nous verrons aussi, dans les sections qui suivent, que les changements climatiques peuvent modifier le régime des tempêtes, leur distribution saisonnière et l'organisation des gradients thermiques et de pression atmosphérique dans la zone d'étude.

Les tempêtes sont des dépressions atmosphériques (zones de basse pression ou creux dépressionnaires) de grande dimension spatiale, typiquement 1000 à 2000 km de diamètre. La figure 19 illustre une tempête située au-dessus la baie d'Hudson le 31 octobre 2009. La dépression en surface est illustrée en traçant les lignes d'égale géopotential à 1000 hPa (GZ). Le géopotential à 1000 hPa est très similaire à la pression atmosphérique en surface de la mer : plus le GZ (représenté par des plages de couleurs) est faible ou négatif, plus on s'approche du centre de la tempête: les hautes valeurs du géopotential sont représentées en rouge et les basses valeurs en bleu. Cette figure montre que la pression atmosphérique est plus faible au-dessus du Nunavik et de la baie d'Hudson que dans les régions avoisinantes, avec un GZ minimum de -41 au centre de la tempête. Les vents près de la surface, représentés par des flèches, tournent autour du centre de la tempête dans le sens contraire des aiguilles d'une montre (antihoraire). Ce mouvement de rotation des vents est appelé le tourbillon et se mesure par la fréquence de rotation des vents exprimée en CVU (Cyclone Vorticity Unit). Plus les vents sont forts, plus la fréquence du tourbillon est élevée et plus la tempête est intense. La position du centre de la tempête, aussi appelé centre tourbillonnaire ou centre cyclonique, peut être calculée à l'aide d'algorithmes informatiques en utilisant les données tirées de modèles atmosphériques (météorologiques, climatiques et ré-analyses).

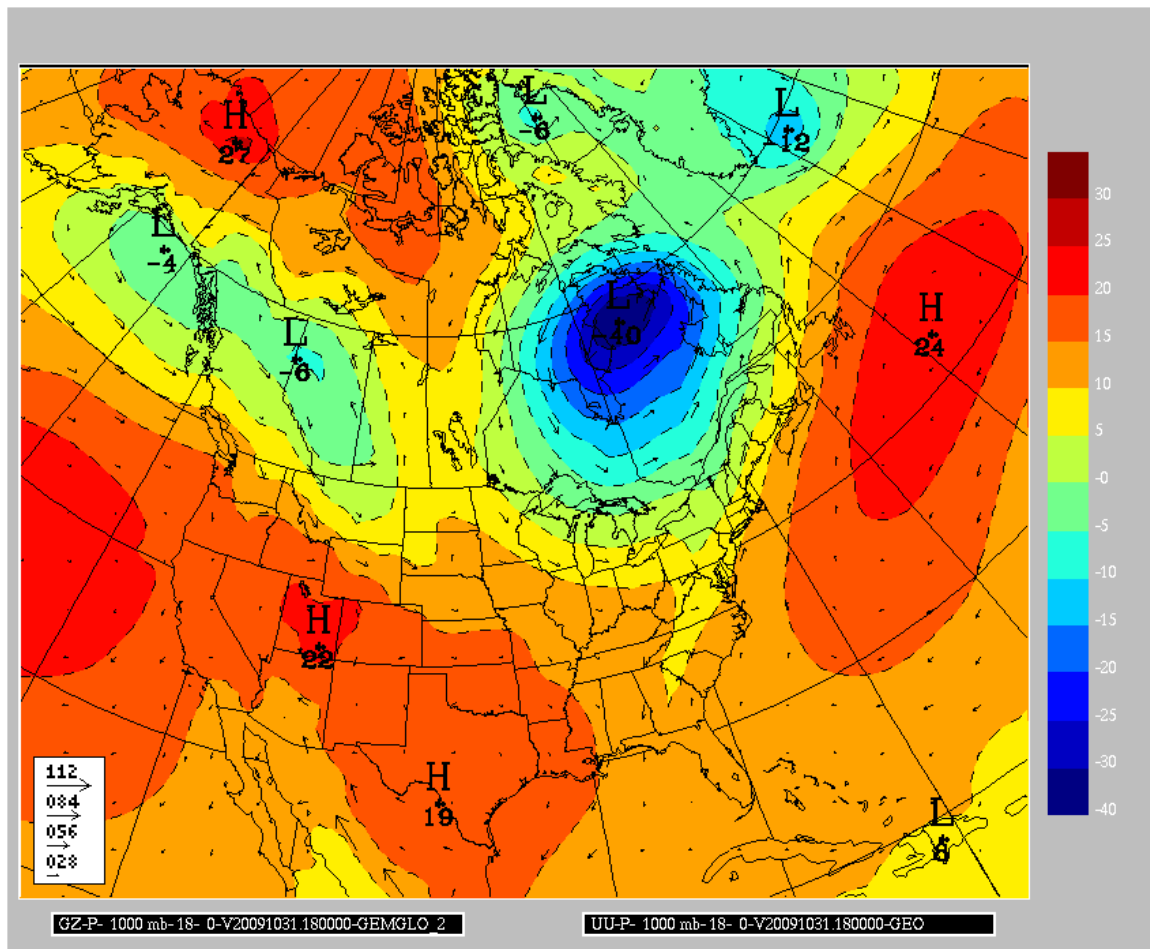


Figure 19 Distribution du géopotential à 1000 hPa dans la zone d'étude le 31 octobre 2009 montrant une forte dépression (GZ minimum de -41 au centre tourbillonnaire). Le centre est situé près de la frontière sud-ouest du Nunavik, à la hauteur d'Umiujaq. Les flèches indiquent la direction des vents.

Savard et al. (2014) ont utilisé un algorithme de suivi de trajectoires des tempêtes pour identifier et décrire les caractéristiques des tempêtes qui ont traversé la zone d'étude entre 1961 et 2010 à partir de données de ré-analyses. L'algorithme, appelé « algorithme de Sinclair » parce qu'il a été développé par Sinclair (1994 et 1997), est un programme informatique permettant de calculer la position du centre de tout système dépressionnaire important (fréquence de tourbillon ≥ 2 CVU) en utilisant les données de ré-analyses ou des simulations provenant de modèles atmosphériques. Cet algorithme a été amélioré avec le temps (Rosu 2004) et une application web a été développée par Corina Rosu (<http://stormtrack.ouranos.ca/tracks.php>) dans le cadre du présent projet afin de tracer la trajectoire des tempêtes circulant en Amérique du nord ainsi que plusieurs paramètres qui permettent de décrire ces tempêtes. Cette application permet, en entrant une date et heure, d'obtenir instantanément les trajectoires de toutes les dépressions importantes ayant circulé au-dessus de l'Amérique du nord en 1979 et 2013. L'application fournit quatre trajectoires calculées par autant de ré-analyses différentes. Les ré-analyses sont des données tirées de modèles atmosphériques semblables aux modèles de prévision météorologiques mais appliqués uniformément sur une longue période de temps en ne retenant que l'analyse météorologique (qui correspond au moment où les données météorologiques sont assimilées par le modèle).

La figure 20 trace la trajectoire de la tempête du 31 octobre 2009 illustrée à la figure 19 grâce à cette application web. La trajectoire complète montre que le centre dépressionnaire, détecté au-dessus de Kansas, USA, a traversé le lac Supérieur et la baie James pour atteindre la frontière sud du Nunavik le 31 octobre 2009 vers 18h comme l'indiquent la position des étiquettes de chacune des quatre ré-analyses. La tempête a ensuite poursuivi sa route vers la mer du Labrador et le sud du Groënland. Cette tempête a produit une surcote de 1,84 m dans la baie de Rupert. La figure 20 illustre quatre représentations de la trajectoire de cette tempête calculée à l'aide de l'algorithme de Sinclair à partir des données de quatre ré-analyses différentes. Ces quatre trajectoires sont toutes très semblables mais diffèrent légèrement les unes par rapport aux autres et la position du centre tourbillonnaire, indiquée par des étiquettes, varie d'une centaine de kilomètres d'une ré-analyse à l'autre, ce qui souligne l'incertitude ou la marge d'erreur des modèles atmosphériques et de la localisation du centre cyclonique par l'algorithme.

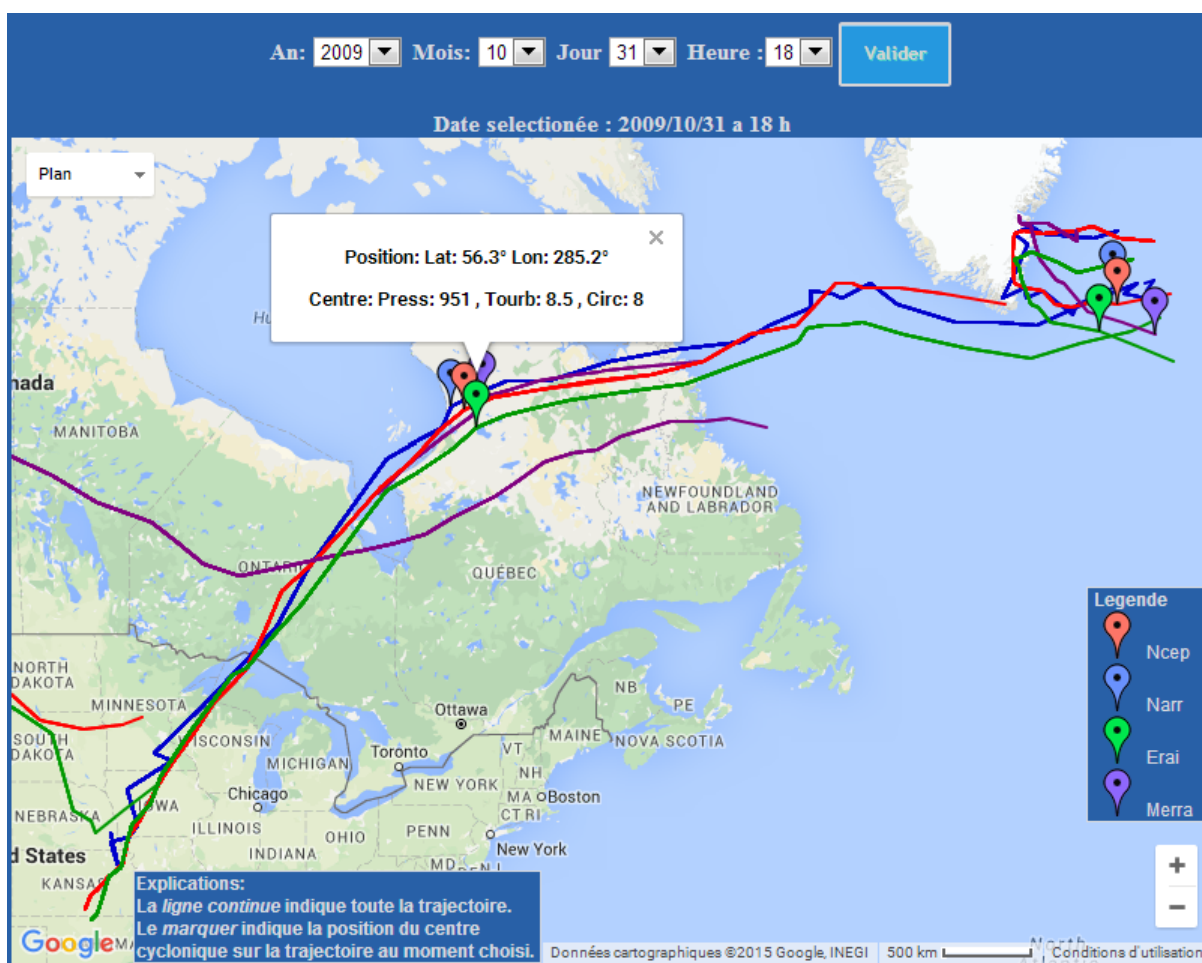


Figure 20 Tempête du 31 octobre 2009 à 18h00 GMT ayant provoqué une surcote de 1,84 m dans la baie de Rupert. Les étiquettes situés au sud du Nunavik indiquent la position du centre de la tempête calculé par les quatre ré-analyses identifiées en légende (NCEP, NARR, ERA-Interim et Merra). Le contenu de l'étiquette ouvert (NCEP) indique la longitude et latitude du centre tourbillonnaire, la pression atmosphérique (hPa) au centre, la fréquence du tourbillon en CVU et un indicateur de la puissance totale (circ).

Considérant la taille de la tempête du 31 octobre 2009, ces différences entre les trajectoires sont assez minimes et montrent que l'algorithme produit des résultats très comparables même si les données ont été obtenues par des modèles atmosphériques très différents pour chacune de ces ré-analyses NARR, Merra, EraIntérim et NCEP (voir leurs caractéristiques au tableau 1). Comme il s'agit dans tous les cas de ré-analyses obtenues par modélisation météorologique, donc forcée sur les observations météorologiques, on s'attend à ce que les trajectoires se ressemblent. Les étiquettes apparaissant sur la trajectoire montrent la position du centre de la tempête le 31 octobre 2009 à 18h00, au moment où la surcote est à son maximum de développement et a déjà atteint 1,4 m de hauteur dans la baie de Rupert. L'une des étiquettes correspondant à la ré-analyse NCEP, est affichée dans un rectangle blanc sur la figure 20. Cette étiquette indique la latitude et la longitude du centre tourbillonnaire, la pression atmosphérique au centre de la tempête (951 hPa), la fréquence du tourbillon exprimée en CVU et elle fournit aussi un indicateur de puissance de la tempête.

Pourquoi calculer les trajectoires des tempêtes? Parce que ces tempêtes sont la cause principale des surcotes et des niveaux extrêmes dans la zone d'étude. L'analyse des données du modèle hydrodynamique (voir section 3 et annexe 1) montre que les niveaux d'eau dans la zone d'étude sont affectés par la pression atmosphérique et le vent (Savard et al. 2014). Lorsque la pression atmosphérique diminue, comme c'est le cas près du centre d'une tempête, le niveau d'eau s'élève par un effet de succion appelé « effet de baromètre inversé ». Parallèlement, les vents forts et soutenus causés par les tempêtes déplacent l'eau qui s'empile sur certaines côtes, provoquant une onde de tempête.

La crête de cette onde est une surcote et le creux, une décote. En étudiant et en caractérisant les tempêtes, on obtient des informations permettant de comprendre comment se forment les ondes de tempêtes ce qui permet d'expliquer pourquoi les plus grosses surcotes ne se produisent qu'en automne et pourquoi certaines tempêtes produisent de grosses surcotes et décotes à plusieurs sites de référence alors que d'autres ne le font qu'à un seul site. L'étude sur les tempêtes permet surtout de comprendre et d'expliquer les changements du régime des tempêtes et des ondes de tempêtes qui se produiront à cause des changements climatiques, comme nous le verrons à la section 5.

Pour produire une onde de tempête majeure, une dépression atmosphérique doit déplacer beaucoup d'eau. Comme l'eau possède une grande inertie, il faut que la chute de pression atmosphérique et les vents forts se maintiennent assez longtemps pour déplacer de grandes quantités d'eau. Il faut donc que les systèmes dépressionnaires ou systèmes cycloniques qui circulent dans la zone d'étude soient de grande dimension, de forte intensité et qu'ils bougent lentement, ce qui leur permet de demeurer assez longtemps à une position propice au développement d'une onde de tempête.

La figure 21 illustre la trajectoire et la position des centres cycloniques de trois tempêtes ayant causé de fortes surcotes dans la baie de Rupert. Les surcotes identifiées au tableau situé à gauche de la figure 21 sont les plus grosses surcotes modélisées entre 1979 et 2013 à l'aide du modèle hydrodynamique décrit ci-dessus et en annexe 1. Ce tableau indique la date, l'heure et le niveau maximum atteint selon le modèle numérique des 21 surcotes les plus fortes prévalant dans la baie de Rupert pendant la période de modélisation. Les trois trajectoires de la figure 21 ont quelques éléments communs : d'abord, toutes ces trajectoires traversent la baie James et les centres cycloniques de toutes ces tempêtes se trouvent au-dessus de la même région, au sud du Nunavik, au moment où la surcote est à son développement maximal.

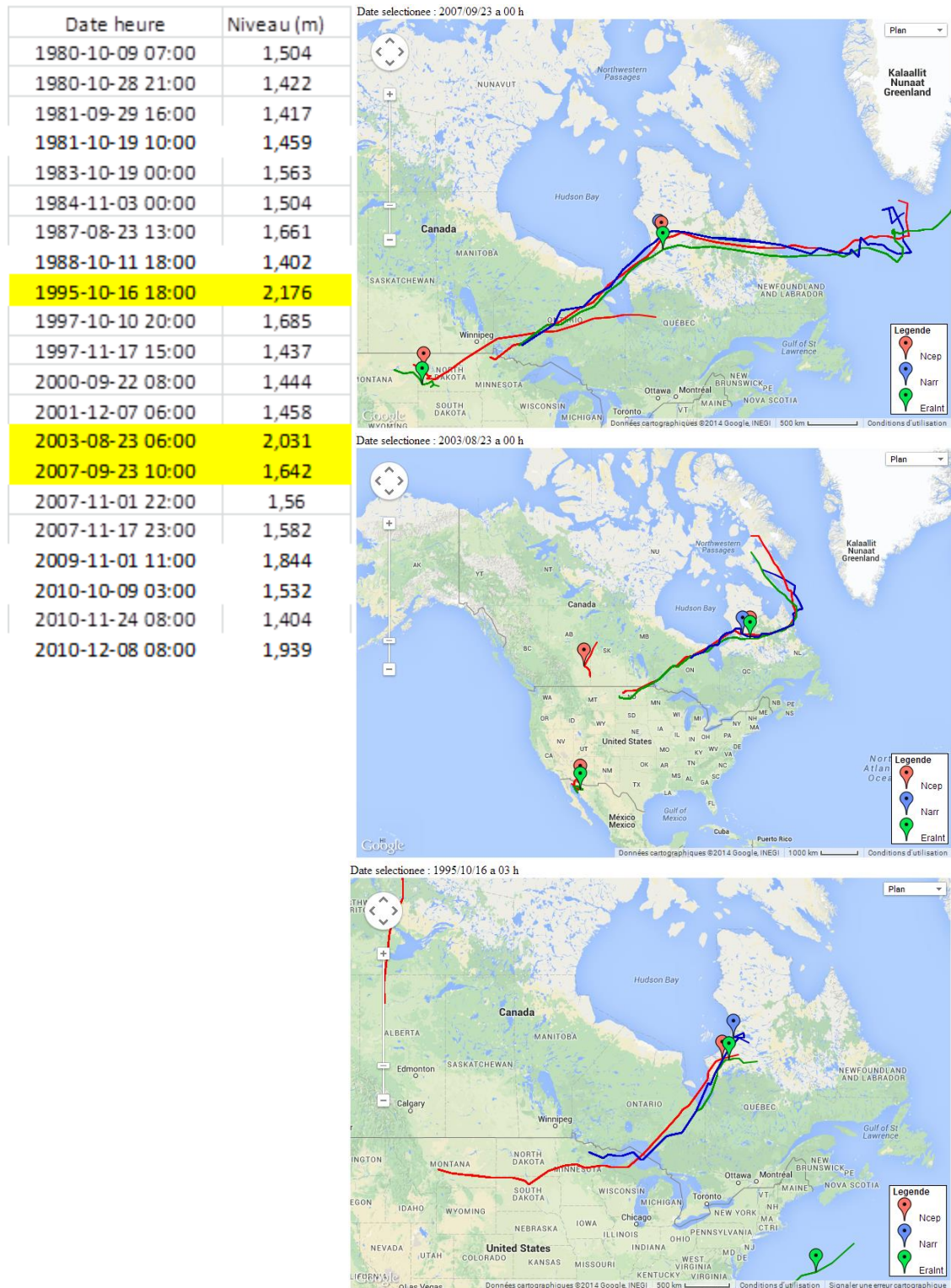


Figure 21 Trajectoires de trois tempêtes ayant causé 3 des 21 plus grosses surcotes à Rupert. Ces tempêtes sont surlignées en jaune. Les étiquettes indiquent la position du centre cyclonique de ces tempêtes à la date indiquée au tableau.

Toutes les grosses surcotes de la baie de Rupert se sont produites entre le 15 août et le 31 décembre, peu importe l'année (voir tableau de la figure 21). C'est également le cas pour toutes les grosses surcotes et décotes observées et modélisées aux autres sites de référence de la zone d'étude à l'exception de Quaqaq, situé en bordure du détroit d'Hudson. Dans ce dernier cas, une fraction de l'ordre de 15% des surcotes et décotes s'est produite en hiver. Savard et al. (2014) et Massé et Villeneuve (2013) ont noté que les surcotes dans la baie d'Hudson sont principalement causées par les vents forts qui se développant dans la baie d'Hudson. Par contre, dans le détroit d'Hudson, particulièrement dans le secteur de Quaqaq, la pression atmosphérique devient le facteur dominant par rapport au vent.

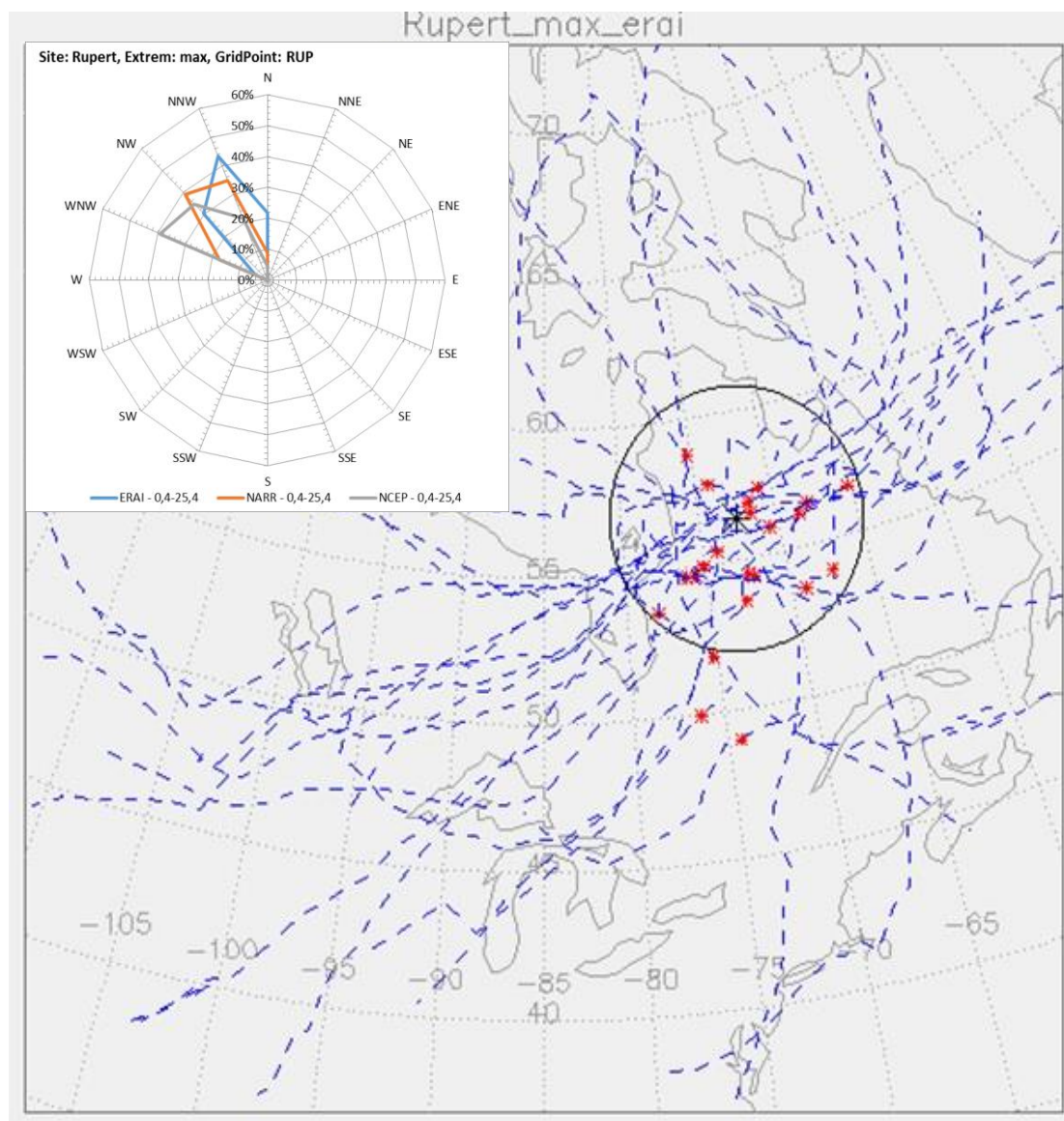


Figure 22 Trajectoires de tempêtes et position des centres cycloniques pendant le maximum de développement des 21 plus fortes surcotes dans la baie de Rupert. Un cercle de 1000 km de diamètre circonscrit la région où passent la majorité des centres cycloniques. L'encadré en haut à gauche fournit une rose des vents moyens prévalant au sud de la baie d'Hudson au moment où les centres cycloniques sont regroupés dans le cercle.

La figure 22 présente une synthèse de la position des centres cycloniques des 21 tempêtes (panneau de gauche, points rouges) listées au tableau de la figure 21 pour la baie de Rupert. Ces tempêtes sont associées à la présence des 21 plus grosses surcotes (niveau non-tidal maximum supérieur à 1,4 m) modélisées et/ou observées dans la baie de Rupert. Le centre cyclonique d'une tempête correspond à l'endroit où la pression atmosphérique et le géopotential en surface atteignent leur valeur minimum. Les vents, dans la tempête, tournent autour du centre cyclonique avec une rotation dans le sens contraire des aiguilles d'une montre. La grande majorité des centres cycloniques de ces 21 tempêtes (représentés par des points rouges) se trouvent dans un cercle de 1000 km de diamètre centré au sud-est d'Umiujaq au moment où la surcote est au maximum de son développement. Les centres cycloniques des tempêtes qui génèrent ces grosses surcotes ont en commun le fait d'être situées dans ce cercle lorsque la surcote atteint son maximum de développement (quelques heures avant d'atteindre le niveau non-tidal maximum).

Ces tempêtes ont aussi d'autres caractéristiques communes. Par exemple, la figure 22, panneau de droite, montre que les vents dans le sud de la baie d'Hudson sont tous du secteur nord-ouest pendant le développement maximum des surcotes. Les tempêtes résident presque toutes dans le cercle de 1000 km ou à proximité pour des périodes de 6 à 12 heures et les vents sont forts et soutenus du secteur nord-ouest dans l'ensemble de la baie d'Hudson et la baie James.

La figure 23 montre la position des centres cycloniques et la direction prédominante des vents à Churchill pendant le développement des 20 plus grosses surcotes modélisées et observées à Churchill de 1979 à 2013. Là aussi, les centres cycloniques sont situés dans un cercle de 1000 km de diamètre. Cependant, ce cercle est centré au milieu de la baie d'Hudson (plutôt qu'au sud du Nunavik) et les vents pendant ces tempêtes sont du secteur nord-est dans la baie d'Hudson et non du nord-ouest comme ceux de la figure 22.

Les centres de tempêtes sont situés dans un cercle de 1000 km de diamètre à tous les sites de référence de la baie d'Hudson pendant le développement de grosses surcotes. La position de ces cercles est cependant différente à chaque site. Il en va de même à tous les sites du projet dans la baie d'Hudson. Comme ces cercles de 1000 km de diamètre se recoupent en partie, il est probable que lorsqu'un centre de tempête est situé à l'intersection de deux ou plusieurs cercles, cette tempête affecte simultanément plusieurs sites.

On peut d'ailleurs constater que les dates correspondant aux surcotes majeures sont parfois les mêmes pour deux sites de référence.

Ces caractéristiques communes sont aussi présentes pour les décotes, ou niveaux très bas. La figure 24 montre la position des centres cycloniques des 20 tempêtes au moment du maximum de développement de décotes dans la baie de Rupert. Les centres cycloniques se regroupent dans un cercle de 1000 km situé au nord de la baie d'Hudson, près de Chesterfield et les vents sont du sud dans la baie James et la baie d'Hudson. Cependant, les centres cycloniques ne sont pas aussi groupés qu'à Rupert pour tous les sites de référence en ce qui concerne les décotes. Les centres de tempêtes sont plus dispersés, mais les vents sont très cohérents et très forts, comme pour les surcotes, dans une direction spécifique à chaque site. Les décotes, comme nous le verrons ci-dessous, sont aussi fortement liées à la présence de crêtes de haute pression dans la zone d'étude.

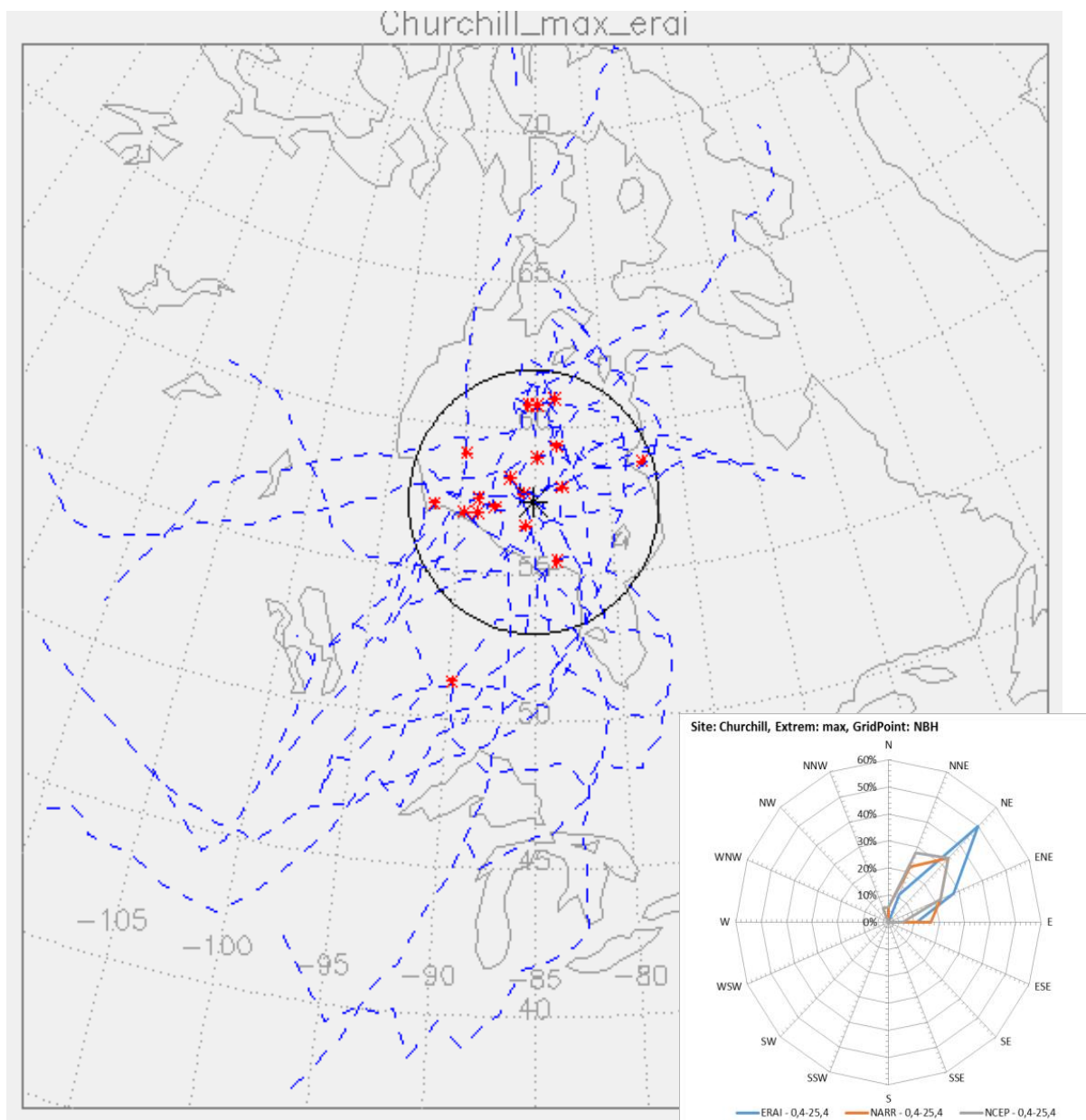


Figure 23 Trajectoires de tempêtes (pointillés) et position (points rouges) des centres cycloniques pendant le maximum de développement des 21 plus fortes surcotes à Churchill. Un cercle de 1000 km de diamètre circonscrit la région où passent la majorité des centres cycloniques. L'encadré en bas à droite fournit une rose des vents moyens prévalant au sud de la baie d'Hudson au moment où les centres cycloniques sont regroupés dans le cercle.

Une étude réalisée par Hélène Côté dans le cadre du projet (voir annexe 2B pour plus de détails) permet de visualiser l'état de l'atmosphère près de la surface lors du développement des surcotes et décotes. Cette étude a permis de dresser des cartes synthèses du géopotentiel à 1000 hPa pendant la période de 48 heures précédant l'atteinte du niveau maximal des 20 à 25 surcotes et décotes les plus fortes à chacun des quatre sites de référence dans la baie d'Hudson, soit Churchill, Rupert, Umiujaq et Ivujivik.

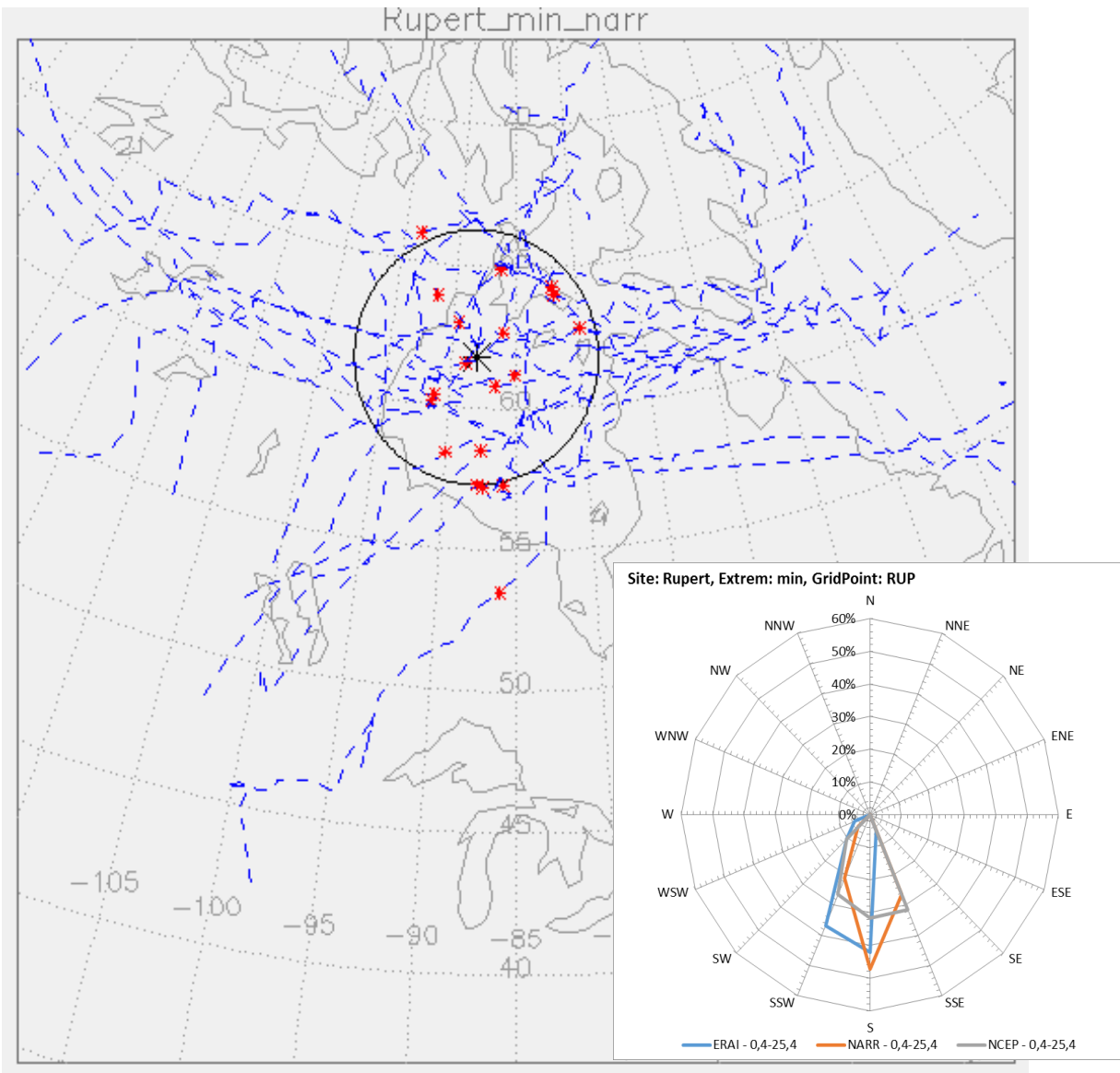


Figure 24 Trajectoires de tempêtes (pointillés) et position (points rouges) des centres cycloniques pendant le maximum de développement des 20 plus fortes décotes à Rupert. Un cercle de 1000 km de diamètre circonscrit la région où passent la majorité des centres cycloniques. L'encadré en bas à droite fournit une rose des vents moyens prévalant au sud de la baie d'Hudson au moment où les centres cycloniques sont regroupés dans le cercle.

La figure 25 présente l'une de ces cartes synthèses montrant la distribution spatiale du géopotentiel à 1000 hPa calculé 48h, 24h, 12h, 6h, et 0h avant l'atteinte du niveau maximum des 21 surcotes majeures répertoriées dans la baie de Rupert entre 1979 et 2013. Le géopotentiel est une façon de représenter la pression atmosphérique près du niveau de la mer tant au-dessus de la mer qu'au-dessus du continent sans que le relief du terrain ne perturbe cette représentation. L'échelle de géopotentiel correspond à l'altitude en décimètre (dm) de l'isobare de 1000 hPa (pression atmosphérique moyenne près du niveau de la mer). La figure 25 permet de suivre les conditions qui prévalent dans la zone d'étude pendant le développement d'une surcote dans la baie de Rupert.

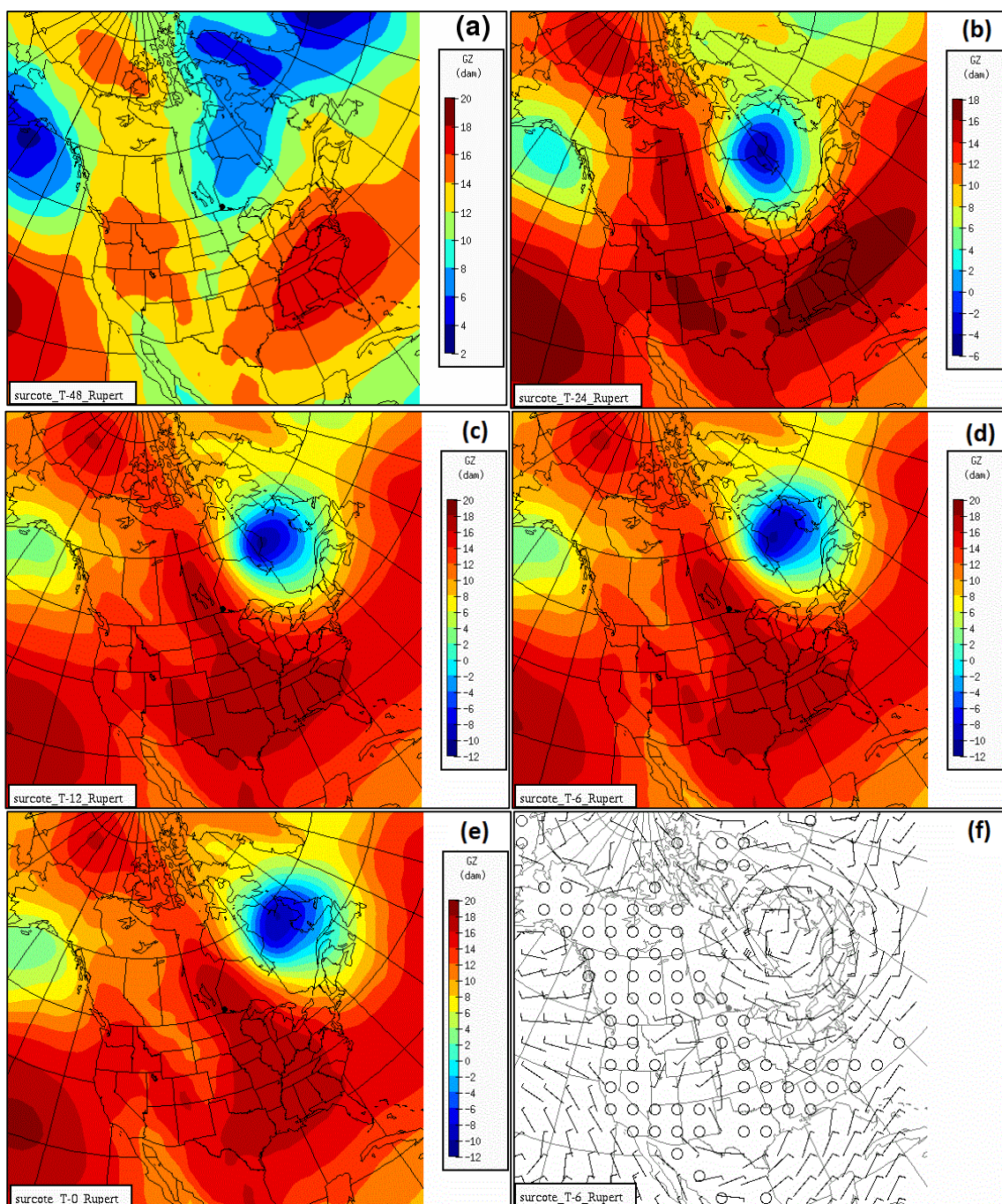


Figure 25 Évolution du géopotiel à 1000 hPa (près de la surface) dans les heures qui précèdent une surcote majeure (48 h, 24 h, 12 h, 6 h et 0 h avant le maximum de la surcote) dans la baie de Rupert, baie James. Le panneau f montre les directions et les vitesses des vents 6 heures avant le maximum de niveau.

Quarante-huit heures avant le maximum de la surcotes (figure 25a), un anticyclone recouvre pratiquement toute l'Amérique du nord à l'exception d'une faible dépression au-dessus de la baie d'Hudson. La dépression est faible parce que le géopotiel est positif (entre +6 et +8 dm) alors que les dépressions fortes affichent un géopotiel négatif (de l'ordre de -10 à -40 dm).

Rappelons qu'il s'agit de conditions moyennes pour 21 surcotes. Vingt-quatre heures avant le maximum de la surcote (figure 25b), la dépression s'est approfondie sur la baie d'Hudson et l'anticyclone (zone en jaune et rouge) s'est intensifié. Douze heures avant le niveau maximum de la surcote (figure 25 c), la dépression s'est encore intensifiée et elle s'est déplacée au sud du Nunavik. Il se forme alors un fort gradient horizontal de géopotential; ce gradient est un changement du géopotential entre le minimum de -10 dm situé au centre de la dépression (figure 25d) et le maximum de géopotential de +18 dm situé sur la crête de l'anticyclone, à la frontière des USA, de l'Ontario et du Manitoba. Entre ces deux points, le géopotential varie de 28 dm 6 heures avant le maximum du niveau d'eau dans la baie de Rupert.

Ce fort gradient de géopotential orienté nord-sud favorise le développement de forts vents du nord-ouest en surface de la baie d'Hudson. Plus le gradient horizontal de géopotential est élevé près de la surface, plus les vents sont forts. Les vents sont parallèles aux lignes d'égale géopotential et leur intensité augmente lorsque ces lignes sont plus rapprochées les unes des autres. La figure 25f schématise les vitesses et directions des vents à 10 m au-dessus de l'eau 6 heures avant le maximum du niveau d'eau. Ce sont ces vents qui entraînent l'eau de surface vers le sud-ouest dans le centre de la baie d'Hudson et vers le sud le long de la côte ouest de la baie d'Hudson et dans la baie James. Cette eau s'accumule dans le sud de la baie James ce qui provoque une surcote moyenne de 1,8 m

La figure 26 illustre l'évolution moyenne du géopotential à 1000 hPa durant le développement des 20 plus grosses décotes modélisées dans la baie de Rupert. Là encore, un vaste anticyclone recouvre la majeure partie de l'Amérique du nord. Quarante-huit heures avant le maximum des décotes (figure 26a), seules deux dépressions sont visibles, l'une dans le Pacifique nord, au sud de l'Alaska et l'autre au sud du Groënland, dans l'Atlantique nord et la mer du Labrador. Vingt-quatre heures avant le maximum des décotes (figure 26b), un pont s'établit entre la dépression du Pacifique nord et celle de la mer du Labrador; la dépression Pacifique nord s'étire vers la Nunavut et une troisième dépression se forme un peu au nord de la frontière Saskatchewan-Manitoba. Au même moment, un anticyclone très bien développé (+22 dm) s'installe au sud de la baie James. Douze heures avant le niveau le plus bas (figure 26 c), la dépression s'intensifie et s'approche de la région de Churchill alors que l'anticyclone migre vers le nord-est, en direction du centre du Québec. Six heures avant le niveau le plus bas de la décote à Rupert (figure 26d), le centre dépressionnaire est au-dessus de Churchill et il atteint son intensité maximale (environ -4 dm) alors que l'anticyclone ($GZ \geq 22$ dm) s'est déplacé vers le centre du Québec, au sud-est de la baie James. A ce moment, un fort gradient de géopotential orienté NE-SO (figure 26d) est présent dans toute la baie d'Hudson et dans la baie James. Ce gradient produit de forts vents du sud dans toute cette région (figure 26f) qui persistent pendant plus de 12 heures. Ces vents et la haute pression atmosphérique au-dessus de la baie James déplace beaucoup d'eau de la baie James en direction nord, ce qui provoque une baisse du niveau non-tidal de plus de 1,2 m dans la baie de Rupert.

La position de la dépression 6 heures avant le maximum de la surcote (figure 25d) et de la décote (figure 26d) correspond presque exactement à la position des cercles de 1000 km de diamètre illustrés aux figure 22 et 24. Ces cercles contiennent la vaste majorité des centres cycloniques des tempêtes associées aux plus fortes décotes et surcotes de la baie de Rupert quelques heures avant les niveaux les plus hauts et les plus bas. Les figures 25 et 26 montrent que les ondes de tempêtes (surcote et décote) sont causées principalement par la présence côte à côte d'une dépression et d'un anticyclone situés de part et d'autre de la baie d'Hudson. Bien que la présence d'une tempête soit le facteur dominant, un élément essentiel pour que les ondes de tempêtes très fortes se développent est le gradient de géopotential qui causent les vents forts et soutenus dans la baie d'Hudson. Pour que le gradient de géopotential

atteigne une intensité suffisante, la présence d'un anticyclone près du côté opposé à celui de la dépression est indispensable. La dépression se développe et s'intensifie en bordure ou dans la baie d'Hudson alors qu'un anticyclone stable et bien développé est présent sur la zone continentale avoisinant la baie d'Hudson.

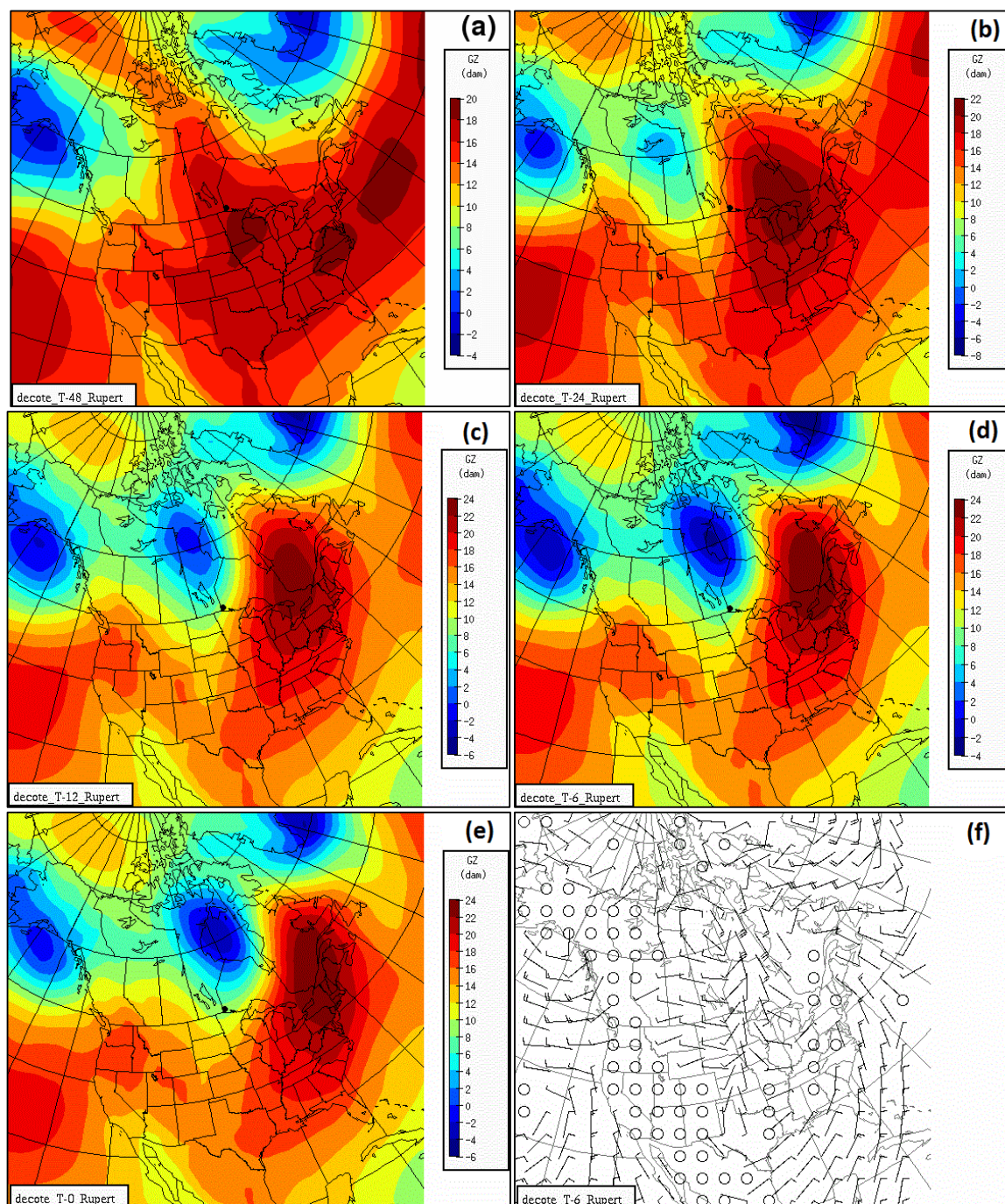


Figure 26 Évolution du géopotentiel à 1000 hPa (près de la surface) dans les heures qui précèdent une décote majeure (48 h, 24 h, 12 h, 6 h et 0 h avant le maximum de la décote) dans la baie de Rupert, baie James. Le panneau f montre les directions et les vitesses des vents 6 heures avant le minimum de niveau.

Massé et Villeneuve (2013) et Savard et al. (2014) ont montré que les ondes de tempêtes de forte amplitude dans la baie d'Hudson sont principalement causées par les vents forts et persistants qui se développent en surface de la baie d'Hudson. Cela signifie qu'en plus d'une tempête majeure, il est essentiel qu'un gradient de géopotential soient présent pour que se produisent les surcotes et décotes à période de retour de plus d'un an dans la baie d'Hudson. Cette particularité permet d'expliquer la saisonnalité de surcotes et décotes majeures qui ne se produisent qu'entre la mi-août et la fin de décembre.

Récapitulons d'abord les faits saillants découlant des figures 19 à 26 et de l'analyse du régime des tempêtes : 1) Les grosses surcotes et décotes se produisant dans la baie d'Hudson sont toujours associées à la présence d'une grosse tempête automnale; 2) dans la baie d'Hudson, la présence de vents forts et persistants est la cause principale du développement de ces surcotes et décotes; 3) ces vents sont causés par la présence de forts contrastes horizontaux de pression atmosphérique ou géopotential au-dessus de la baie d'Hudson; 4) ces contrastes ou gradients horizontaux de géopotential se produisent lorsqu'un anticyclone bien développé est présent sur le continent d'un côté de la baie d'Hudson alors qu'une grosse dépression atmosphérique ou tempête est présente du côté opposé de la baie d'Hudson.

Les cartes synthèses du géopotential présentées dans le rapport d'Hélène Côté en Annexe 2A permettent aussi de mieux comprendre pourquoi on n'observe de très grosses surcotes et décotes qu'en automne et très peu en d'autres saisons. La formation d'anticyclones couvrant pratiquement tout le Canada alors que la région de la baie d'Hudson est sous l'emprise d'une forte dépression peut difficilement se produire en d'autres saisons qu'en automne. A partir de la mi-août, la température nocturne se refroidit dans le nord et dans l'Arctique canadien, dans le Nunavut, le nord québécois, le Nunavik et le Labrador. Les températures nocturnes tombent sous la température de l'eau de surface de la baie d'Hudson, qui se situe entre 5 et 12°C. L'air froid continental, lorsqu'il se déplace au-dessus de la baie d'Hudson, se réchauffe au contact de l'eau. Les échanges thermiques à la surface de l'eau ont pour effet de réchauffer l'air et de refroidir l'eau.

La réserve de chaleur accumulée pendant l'été dans l'eau de la baie d'Hudson est considérable et même alors que la température de l'air passe sous le point de congélation de l'eau de mer, il faut plusieurs mois pour que l'eau de surface commence à geler. Lorsque l'air près de la surface se réchauffe et devient plus humide au contact de l'eau, sa densité diminue et il a tendance à s'élever vers des altitudes plus élevées de l'atmosphère et à se refroidir pendant son ascension, ce qui provoque la condensation de l'humidité et la formation de nuages. La condensation libère de la chaleur et les nuages interceptent les rayons du soleil et le rayonnement infrarouge, ce qui accentue le réchauffement de l'air. Bref, toute la baie d'Hudson, en particulier près des côtes, devient une zone plus chaude et humide que dans les zones continentales avoisinantes et des colonnes d'air ascendant se développent à la marge continentale. Tout cet air qui s'élève crée un appel d'air près de la surface de l'eau et un mouvement généralisé de l'air continental vers la baie d'Hudson de produit. La rotation de la terre et l'effet de Coriolis transforme ce mouvement vers le centre de la baie d'Hudson en une rotation dans le sens contraire des aiguilles d'une montre. Il se forme alors une dépression atmosphérique quasi stationnaire au-dessus de la baie d'Hudson qui perdure pendant tout l'automne. La figure 27 (panneau du bas) montre qu'en automne, la pression atmosphérique moyenne mensuelle diminue au-dessus d'Umiujaq. C'est le cas partout dans la baie d'Hudson.

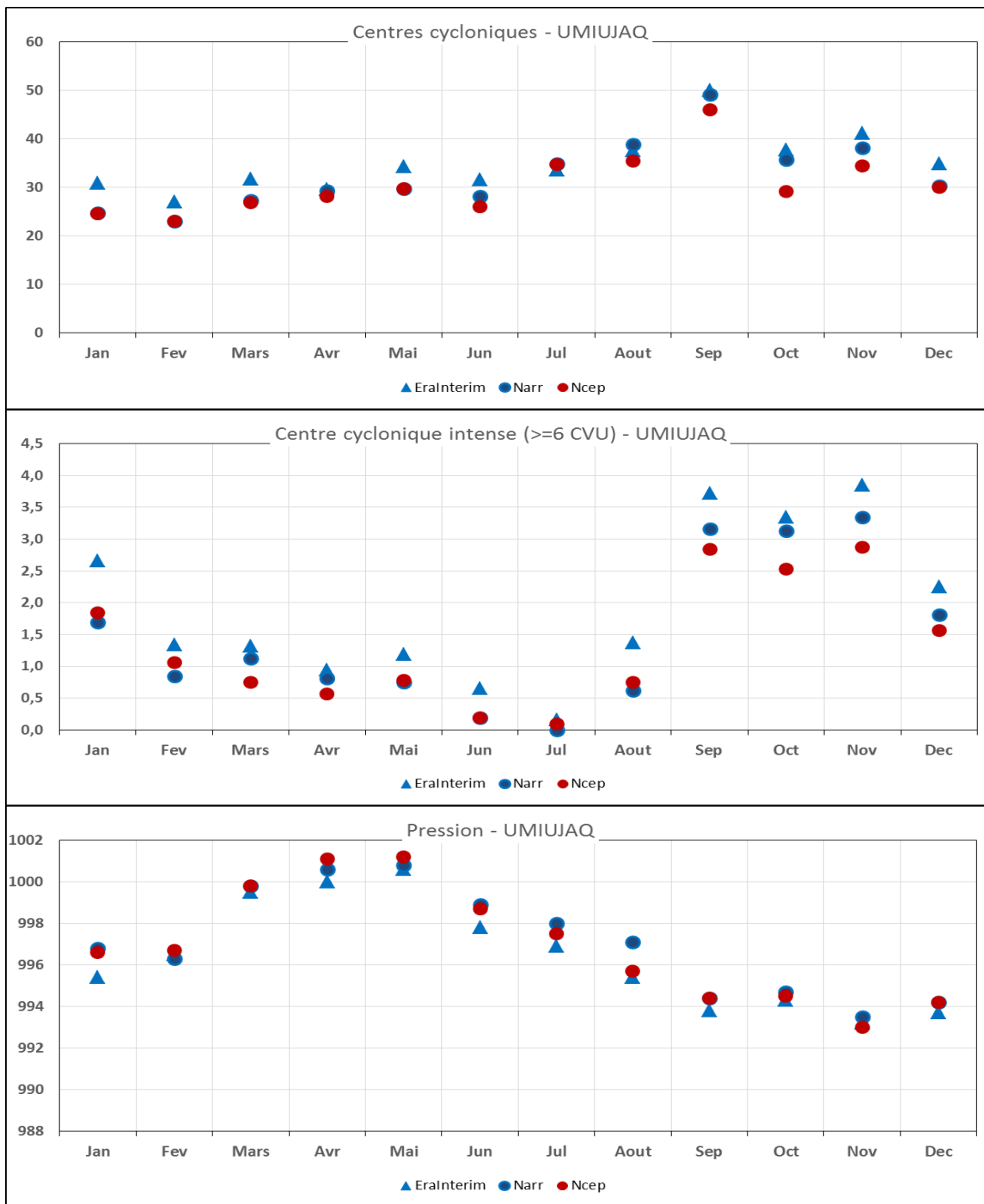


Figure 27 Nombre moyen mensuel de centres cycloniques comptés dans le cercle de 1000 km de diamètre lors du développement maximum des 21 plus grosses surcotes à Umiujaq pour l'ensemble des systèmes dépressionnaires (≥ 2 CVU, en haut), pour les tempêtes intenses (≥ 6 CVU au centre) et la moyenne mensuelle de la pression atmosphériques tirée de ré-analyses ERAinterim, NARR et NCEP pour la période 1979-2010.

Ces conditions sont propices à la formation de fortes dépressions dans la baie d'Hudson. Lorsqu'une dépression, quelle que soit sa provenance, pénètre dans le secteur de la baie d'Hudson en automne, elle se retrouve dans une zone où beaucoup de chaleur et d'humidité

sont disponibles dans l'atmosphère. La dépression se gorge de chaleur et d'humidité, ce qui cause un abaissement du géopotential en surface. En automne, la présence de vastes anticyclones sur la zone continentale qui entoure la baie d'Hudson favorise le développement de forts gradients de géopotential. Ultimement, un anticyclone et un système cyclonique intense se développent de part et d'autre de la baie d'Hudson. Entre les deux, un gradient horizontal très fort se développe, causant de forts vents qui tournent dans le sens antihoraire autour du centre dépressionnaire.

Dès que la glace se forme entre la fin de novembre et la fin de décembre, la situation se modifie. La glace, le plus souvent couverte de neige, agit comme un isolant thermique qui sépare l'atmosphère très froide en décembre de l'eau de surface beaucoup plus chaude. Les échanges de chaleur et d'humidité entre l'eau et l'atmosphère sont alors très réduits et la dépression stationnaire surplombant la baie d'Hudson disparaît pour faire place à un anticyclone stationnaire très semblable à celui qui couvre les zones continentales nordiques.

En juillet, lorsque la glace disparaît, les échanges de chaleur et d'humidité entre l'atmosphère et l'eau de surface de la baie d'Hudson peuvent à nouveau se produire. Cependant, la situation est inversée par rapport à l'automne : l'air est chaud alors que l'eau de surface est froide. Donc, l'air est refroidi par la baie d'Hudson ce qui stabilise l'atmosphère. Tout le contraire de l'automne. Par conséquent, la saison estivale est aussi marquée par la dominance des systèmes anticycloniques (haute pression) sur la baie d'Hudson. Au final, seul l'automne est propice au développement de dépressions majeures et aux forts gradients de géopotential.

Qu'on soit en hiver ou en été, il y a quand même des dépressions atmosphériques, dont certains assez fortes, qui circulent dans la baie d'Hudson, mais les conditions ne sont pas réunies pour le développement des très forts gradients de géopotential nécessaires à la formation d'ondes de tempêtes majeures. La figure 27 illustre ce phénomène. Le panneau du haut de cette figure montre la moyenne annuelle du nombre de centres cycloniques comptés dans le cercle de 1000 km à Umiujaq. Le panneau du haut inclut toutes les dépressions dont la fréquence du tourbillon est supérieure à 2 CVU (seuil de détection de l'algorithme de Sinclair). Les centres cycloniques sont comptés à intervalles de 3 heures.

Par exemple, en novembre, on compte en moyenne 37 centres cycloniques par année pour la période 1961-2000 d'après les trois ré-analyses utilisées. Le panneau du centre de la figure 27 est identique au panneau du haut, mais seuls les centres cycloniques des dépressions de 6 CVU et plus sont comptés. Environ 3 centres cycloniques sont comptés en moyenne en novembre ce qui représente environ 8% du total de 37 centres représenté au tableau du haut. Une fréquence du tourbillon de 6 CVU signifie que les vents dans la dépression sont en moyenne 3 fois plus forts que pour une dépression de 2 CVU. Or l'énergie cinétique totale de la tempête est proportionnelle au carré de la vitesse des vents. Une tempête de 6 CVU est donc 9 fois plus puissante d'une tempête de 2 CVU. Le panneau central de la figure 27 montre que la moitié de ces grosses tempêtes de plus de 6 CVU se produisent en septembre, octobre et novembre et à près des deux tiers si l'on inclut août et décembre.

La figure 27 confirme la cause principale de la saisonnalité des surcotes et décotes. Celles-ci se produisent à l'automne parce que les tempêtes d'automne sont plus intenses en général que les tempêtes se produisant en d'autres saisons. Savard et al. (2013) mentionnent aussi que ces tempêtes se déplacent plus lentement et sont plus persistantes à l'automne avant la prise des glaces. L'analyse du géopotential par Hélène Côté présentée en annexe 2B indique que malgré la présence de quelques fortes tempêtes en été et en hiver, les surcotes et décotes majeures ne peuvent se développer en l'absence de gradients très prononcés de géopotential à

1000 hPa. Certaines fortes tempêtes peuvent se produire en janvier et pendant les mois d'hiver, mais elles ne produisent pas les plus fortes surcotes parce que les gradients de géopotential ne se développent pas sur l'ensemble de la baie d'Hudson.

Le mode de formation des forts gradients de géopotential à 1000 hPa observés en automne n'est pas totalement résolu ou expliqué; il semble assez clair que des facteurs atmosphériques limitent leur développement en hiver. Une explication possible serait qu'en l'absence de la dépression stationnaire automnale au-dessus de la baie d'Hudson qui n'existe qu'en absence de glaces, de grosses dépressions de 6 CVU et plus peuvent pénétrer dans la zone d'étude, mais elles se dissipent plutôt que de se concentrer faute de chaleur et d'humidité. Lorsque cette réserve d'énergie n'est plus disponible, une grosse dépression peut atteindre la baie d'Hudson, mais sa dimension spatiale augmente à mesure qu'elle progresse ce qui empêche les anticyclones environnant de se maintenir. Pour vérifier cette hypothèse, il faudrait identifier de grosses dépressions hivernales ayant circulé dans la zone d'étude, ce qu'on peut faire à l'aide de l'application web (<http://stormtrack.ouranos.ca/tracks.php>) et procéder à une analyse du géopotential à 1000 hPa pendant les 48 heures précédant le maximum des surcotes qu'on peut identifier à l'aide des données du modèle hydrodynamique (voir annexe 1, tableau). Cette approche est similaire à celle utilisée par Hélène Côté à l'annexe 2A du présent rapport. Les échéanciers du projet ne nous permettaient pas de procéder à ces analyses qui demandent quand même beaucoup de temps.

5. IMPACT DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LE RÉGIME DES TEMPÊTES

L'analyse des conditions atmosphériques propices au développement des surcotes et des décotes présentée plus haut permet d'isoler quelques facteurs clés : 1) présence d'une grosse dépression ou tempête; 2) absence de couverture de glace sur la baie d'Hudson ; 3) températures de l'air inférieures à celle de l'eau de surface de la baie d'Hudson. Ces trois facteurs semblent être essentiels au développement des forts gradients de géopotential à 1000 hPa qui produisent les vents forts et persistants nécessaire au développement des ondes de tempêtes (surcotes et décotes) dans la baie d'Hudson.

Comment les changements climatiques peuvent-ils modifier ces trois facteurs. La durée de la saison des glaces par exemple devrait diminuer. La moyenne de l'ensemble des projections CMIP5 pour la période 2081-2100 indique que la région pourraient subir de fortes réductions dans la concentration de glace de mer pour le mois de février (Collins et al., 2013). Joly et al. (2011) estime que la période où la baie d'Hudson sera libre de glace s'allongera de plus de deux mois d'ici 2100. Senneville et St-Onge Drouin (2013) ont calculé que la prise des glaces serait retardée de l'ordre de 25 à 30 jours et la fonte des glaces avancée de 22 à 24 jours dans la baie d'Hudson pour la période 2041-2070 (par rapport à la période 1981-2010) et prévoient une réduction 30 à 50 % de l'épaisseur de la glace hivernale.

Ces études suggèrent donc qu'au moins une des trois conditions pour que se développent de grosses surcotes et décotes sera modifiée par les changements climatiques, soit la durée de la saison des glaces. La fonte plus hâtive des glaces et la température estivale plus élevée devrait permettre une accumulation plus grande de chaleur dans la baie d'Hudson. En août, le début de la saison d'instabilité thermique (air plus froid que l'eau de surface de la baie d'Hudson) ne devrait pas bouger beaucoup puisque la température de l'air sera un peu plus élevée en moyenne, mais celle de l'eau le sera aussi. Il est probable que la saison d'instabilité thermique débutera avec une ou deux semaines de retard dans un climat futur. Par contre, la prise des glaces sur l'ensemble de la baie d'Hudson, qui marque la fin de cette période d'instabilité thermique, sera fortement retardée, d'une part parce que la quantité de chaleur accumulée dans l'eau de la baie d'Hudson sera plus élevée et donc, plus longue à extraire vers l'atmosphère. En plus, les températures assez froides pour extraire cette chaleur accumulée se produiront avec un décalage de plusieurs semaines. Finalement, le transfert de chaleur et d'humidité vers la basse atmosphère sera plus important en moyenne.

Les projections quant à la durée de la saison de glace suggèrent donc un allongement de la saison des surcotes, surtout au début de l'hiver en décembre et janvier qui pourrait s'étirer en février vers la fin du 21^{ième} siècle. C'est assez cohérent avec les résultats de figures 7 à 11 qui montrent pour la plupart un allongement de la saison des surcotes et décotes vers le mois d'hiver. On y voit apparaître des dépassements de seuils en janvier et février à la plupart des sites de référence de la baie d'Hudson tant pour les surcotes que pour les décotes.

Mais y-a-t-il un changement du régime des tempêtes? Les tempêtes deviennent-elles plus nombreuses ou plus intenses? On peut identifier trois facteurs qui favorisent un changement du

régime des tempêtes : le nombre total de trajectoires de tempêtes, l'intensité de ces tempêtes et la persistance ou durée de ces tempêtes dans la zone critique pour produire des surcotes et décotes (cercles de 1000 km). Si l'un ou plusieurs de ces trois facteurs changent, alors il pourrait y avoir des modifications de la récurrence des tempêtes extrêmes en plus de l'allongement de la saison de ondes de tempêtes. Le régime des surcotes et décotes pourrait aussi être influencé par une modification de l'intensité et ou de l'orientation des gradients de géopotentiels à 1000 hPa. Par exemple, cela pourrait se produire si les anticyclones se modifient et produisent un changement des gradients de géopotentiel qui affecte les vents, donc les ondes de tempêtes, même si les tempêtes elles-mêmes ne changent pas.

Ces différents changements, s'ils se produisent, peuvent s'additionner ou s'annuler les uns les autres. Par exemples, les tempêtes peuvent être plus nombreuses mais moins intenses; ou encore, les dépressions peuvent s'intensifier mais les anticyclones s'affaiblir, ce qui aurait pour effet de maintenir les mêmes gradients de géopotentiel à 1000 hPa. Par contre, on pourrait aussi constater que les tempêtes deviennent à la fois plus nombreuses, plus intenses et plus persistantes. Les permutations de ces facteurs sont nombreuses et pas nécessairement les mêmes d'un endroit à l'autre de la zone d'étude.

5.1 ANALYSE DES TEMPÊTES AYANT PRODUIT LES PLUS FORTES SURCOTES ET DÉCOTES

Malgré la complexité des processus qui peuvent causer les surcotes et les décotes, il est possible, à l'aide d'indicateurs, d'étudier ces processus et d'améliorer notre compréhension de l'impact des changements climatiques sur les ondes de tempêtes. Les cercles de 1000 km de diamètre peuvent être utilisés pour produire des indicateurs du comportement des tempêtes. Comme le montre la figure 27, les paramètres ou les variables découlant de l'algorithme de Sinclair (voir description à la section 2.2) peuvent être utilisés pour décrire les tempêtes associées aux surcotes et décotes. Les paramètres utilisés à la figure 27 sont le nombre de centres cycloniques et la pressions atmosphérique dans le cercle d'Umiujaq pour les surcotes. Le cercle est un indicateur parce qu'on y trouve les centres de la majorité tempêtes associées au développement des 20 à 25 plus fortes surcotes et décotes pour le site correspondant. On peut raisonnablement supposer que lorsque le centre d'une dépression est situé dans le cercle, cette dépression a un potentiel réel de produire une onde de tempêtes pouvant affecter le site de référence correspondant au cercle.

La présence du centre d'une grosse tempêtes dans le cercle doit être comprise comme une condition nécessaire mais non suffisante pour produire une onde de tempête majeure. La figure 27, panneau du centre, montre que de grosses tempêtes de 6 CVU et plus se produisent parfois en hiver (février à mai) en climat actuel (1961-2000) à Umiujaq sans qu'il en résulte des surcotes majeures. En hiver, l'atmosphère est stable parce que la baie d'Hudson est couverte de glace (très peu de transfert thermique entre l'eau et l'air) de sorte que l'air est froid et plutôt sec. Ainsi, l'instabilité thermique essentielle au développement de forts gradients de géopotentiel à 1000 hPa n'est pas au rendez-vous. On doit tenir compte du fait que les indicateurs calculés dans les cercles ne couvrent jamais la totalité de la réalité mais ils peuvent en représenter une partie. Par exemple, la figure 27 montre que le nombre de centres cycloniques des grosses dépressions (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) est plus élevé à l'automne que pour toutes les autres saisons et la pression atmosphérique y est la plus basse; ces conditions sont propices au développement d'ondes de tempêtes parce que de forts

gradients persistants de géopotential peuvent se développer dans la baie d'Hudson, comme le montre l'analyse du géopotential à 1000 hPa en annexe 1A.

L'annexe 2B, préparée par Corina Rosu, présente 110 figures qui illustrent les moyennes mensuelles de plusieurs paramètres et de variables descriptives des tempêtes présentes dans les cercles correspondant aux 4 sites de référence de la baie d'Hudson, soit Ivujivik, Umiujaq, Rupert et Churchill. Un texte explicatif (Annexe 2B) décrit brièvement les méthodes utilisées. Huit figures (A à H) présentent les cercles (position de chaque cercle selon trois ré-analyses) et une rose de vent indiquant la direction des vents pendant le développement des décotes et des surcotes les plus importantes pour chacun des quatre sites. Un tableau semblable au tableau 1 présente les ré-analyses et les modèles climatiques globaux et régionaux utilisés pour produire les 10 simulations utilisées pour la description des paramètres aux 110 figures. Les paramètres sont : le nombre de centres cycloniques présents dans les cercles pour 3 catégories de fréquence du tourbillon ou d'intensité des tempêtes, soit 2, 4 et 6 CVU; la durée de présence (lifetime) des centres cycloniques exprimée en nombre de pas de temps de 3 heures; la pression atmosphérique à chaque centre cyclonique compté dans les cercles; le nombre de trajectoires de tempêtes comptées dans chaque cercle (les trajectoires ne sont comptées qu'une seule fois pour chaque tempête) et la fréquence du tourbillon en CVU (cyclone vorticity units) qui est une représentation de l'intensité de la tempête. Dans tous les cas, chaque point individuel représenté sur les 110 graphiques représente une valeur moyenne annuelle pour le mois indiqué tirée d'une simulation climatique représentant l'une de trois périodes suivantes : le climat passé (1961-2000), le climat futur proche (2041-2070) et le climat futur lointain (2070-2099).

La figure 28 est un exemple tiré des figures de l'annexe 2B. Cette figure est construite comme la figure 27, mais elle illustre la moyenne annuelle du nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km d'Umiujaq (voir position annexe 2B, figure G) pour la période 1961-2000 tirée de simulations climatique plutôt que de ré-analyses. Les données sont présentées sur une base mensuelle et représentent : le nombre de centres cycloniques des tempêtes de plus de 2 CVU (panneau du haut), de 6 CVU (panneau du centre) et la pression atmosphérique moyenne des dépressions présentes dans le cercle de 1000 km de diamètre qui circonscrit les 21 plus fortes surcotes à Umiujaq. Les abréviations représentant les 10 simulations climatiques utilisées et décrites au tableau 1 (Annexe 2B) sont illustrées par des symboles et des couleurs identifiés au bas de chaque figure.

Cette forme de présentation permet d'abord de visualiser les écarts ou l'incertitude découlant des simulations climatiques en climat passé (1961-2000). Chaque point de couleur représente le nombre total de centres cycloniques comptés pour une période de 40 années à intervalle de 3 heures. Par exemple, la simulation g3abx (modèle CGCM3-membre 5), représentée par un carré brun, a tendance à produire un nombre de centre cycloniques plus faible que les autres simulations; par contre, la simulation eh51 (Echam5-membre 1) représentée par un triangle vert produit un nombre de centres cycloniques plus élevé que les autres simulations. Mais dans les deux cas, le cycle annuel est reproduit pour les trois panneaux. Les grilles spatiales d'Echam5 et de CGCM3 sont respectivement de 210 et 416 km de côté. Ces deux modèles servent de pilotes pour les simulations du MRCC en fournissant les intrants à la frontière du domaine de ce modèle et en établissant les conditions de glace de mer. Le nombre de centres cycloniques des simulations du MRCC se situe généralement entre celui des deux modèles pilotes.

Malgré l'incertitude découlant des simulations individuelles, les données de la figure 28 se comparent à celles de la figure 27 basées sur trois ré-analyses. Rappelons que le cercle de

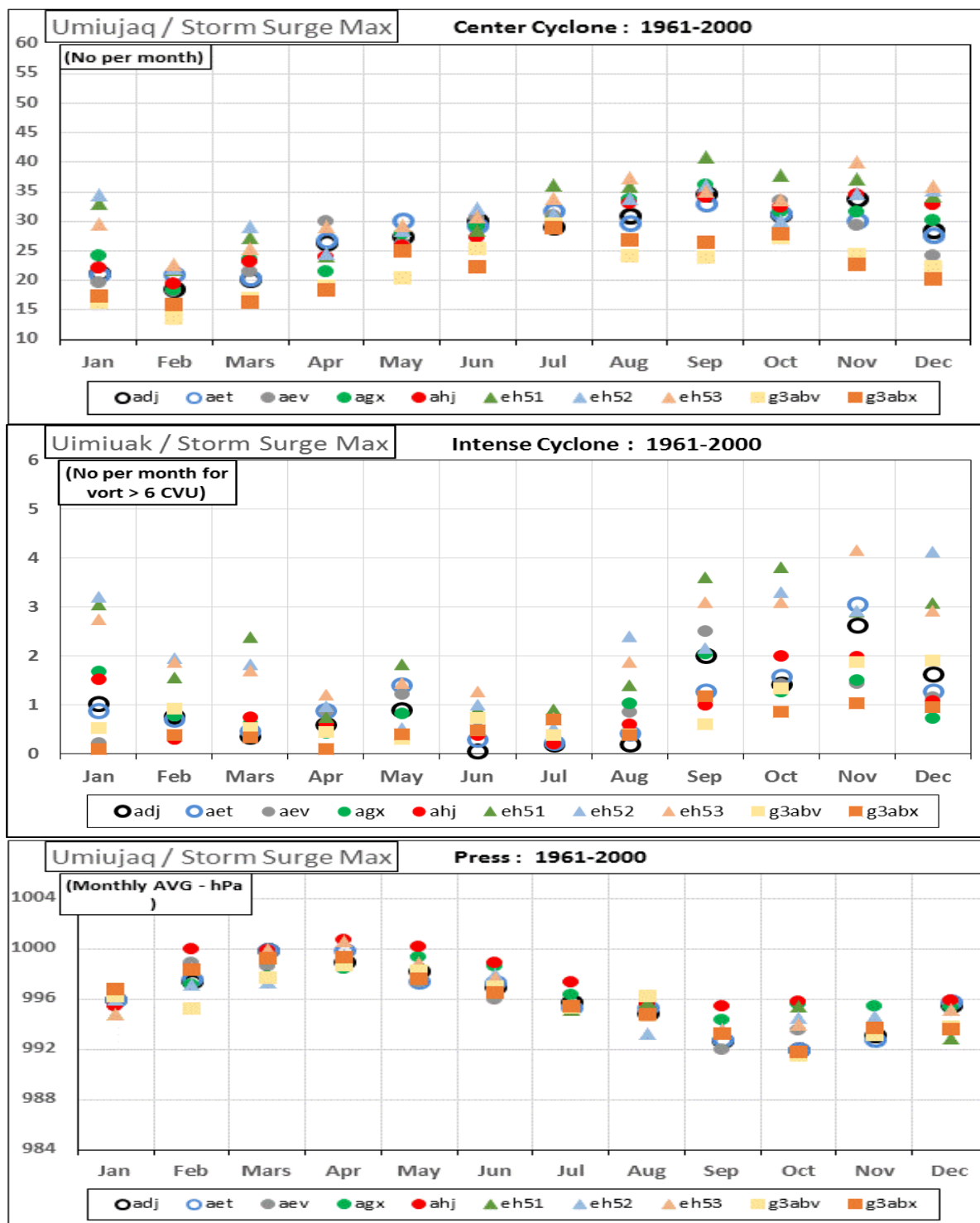


Figure 28 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km d'Umiujaq pour deux classes d'intensité (fréquence de tourbillon ≥ 2 et 6 CVU et pression atmosphérique au centre cyclonique des dépressions de 2 CVU (panneau du bas). Les données sont tirées de 10 simulations climatiques décrites au tableau 1.

1000 km correspond à la région où se trouvaient les centres cycloniques des tempêtes ayant causé les 21 plus fortes surcotes à Umiujaq. La figure 28 (panneau du haut) présente le nombre total de tous les centres dépressionnaires (2 CVU et plus) comptés par l'algorithme de Sinclair dans le cercle. Le cycle annuel qui n'est pas très apparent à la figure 27 est légèrement plus accentué sur la figure 28, en dépit de la variance plus élevée d'une simulation à l'autre. Les figures 27 et 28 ne couvrent pas exactement la même période puisque la première porte sur la période 1979-2010 et la seconde, sur 1961-2000. Malgré cela, le nombre total de centres cycloniques comptés annuellement est assez similaire. Lorsqu'on ne retient que les tempêtes les plus fortes à la figure 28 (6 CVU et plus, panneau du centre), le nombre maximum de centres cycloniques se rapproche encore plus de celui de la figure 27, avec un total se situant entre 0 et 4 dans les deux cas. La principale différence est que les valeurs sont plus dispersées à l'automne à la figure 28. La courbe de pression atmosphérique est bien reproduite par les simulations climatiques (figure 27 et 28, panneaux du bas).

Le nombre de centres cycloniques dans une région spécifique (cercle de 1000 km) est-il un bon choix indicateur du développement des ondes de tempêtes. Les sections précédentes ont montré que le développement maximum des grosses surcotes et décotes se produit le plus souvent pendant que le centre d'une dépression se trouve dans l'un de ces cercles présentés à l'annexe 2B (figures A à H). Même si la plupart des surcotes et décotes sont causées par un fort gradient de géopotentiel à 1000 hPa qui requiert la présence d'une dépression d'un côté de la baie d'Hudson et d'une crête anticyclonique de l'autre côté, la dépression semble jouer un rôle critique surtout en ce qui concerne les surcotes. Plus cette tempête est forte, plus la probabilité de développement d'un fort gradient de géopotentiel est grande. Plus nombreux sont les centres dépressionnaires dans les cercles et plus longtemps ils demeurent dans ces cercles, plus les conditions sont favorables au développement des grosses surcotes et décotes. Dans un climat futur, si le nombre de centres cycloniques dans le cercle augmente ou diminue, on peut raisonnablement soulever l'hypothèse que le nombre ou l'intensité des surcotes et décotes qui s'y rattache sera modifié à la hausse ou à la baisse. Ce lien entre les tempêtes et les ondes de tempêtes est assez simple et, malgré les limitations de l'indicateur, il peut permettre de comprendre comment un changement du régime des tempêtes lié aux changements climatiques peut affecter ou non le développement des ondes de tempêtes.

5.2 IMPACT DES CC SUR LES TEMPÊTES DÉTECTÉES PAR L'ALGORITHME DE SINCLAIR

La figure 29 présente les simulations du changement ou delta du nombre de centres cycloniques en climat futur (proche et lointain) par rapport au climat passé à Umiujaq pour l'ensemble des dépressions (fréquence de tourbillon ≥ 2 CVU). Le panneau du haut de la figure 29 est identique à celui du haut de la figure 28. Les panneaux du centre et du bas montrent les deltas obtenus en soustrayant, pour chaque simulation, la valeur passée de la valeur future du nombre moyen annuel de centres cycloniques. Dix simulations de 30 ans ont été utilisées pour chacune des trois périodes représentées. Les deltas moyens sont présentés sous deux formes : en nombre absolu (trait plein, échelle graphique de droite) et en pourcentage par rapport à la valeur moyenne passée (trait pointillé, échelle de gauche). Lorsqu'une simulation en climat passé donne une valeur égale à zéro, elle n'est pas comptabilisée dans les pourcentages pour éviter des aberrations comme une augmentation infinie. Ces cas d'aberration sont très rares. La figure 29 montre qu'en futur proche, seuls les mois de janvier et de février affichent une augmentation significative du nombre de centres cycloniques (panneau du centre) dans le cercle d'Umiujaq. En climat futur lointain (2071-99), au panneau du bas, on note aussi une

augmentation en début d'hiver qui s'étend de janvier à mars inclusivement. Dans les deux cas, aucun changement significatif ne se produit pour le reste de l'année.

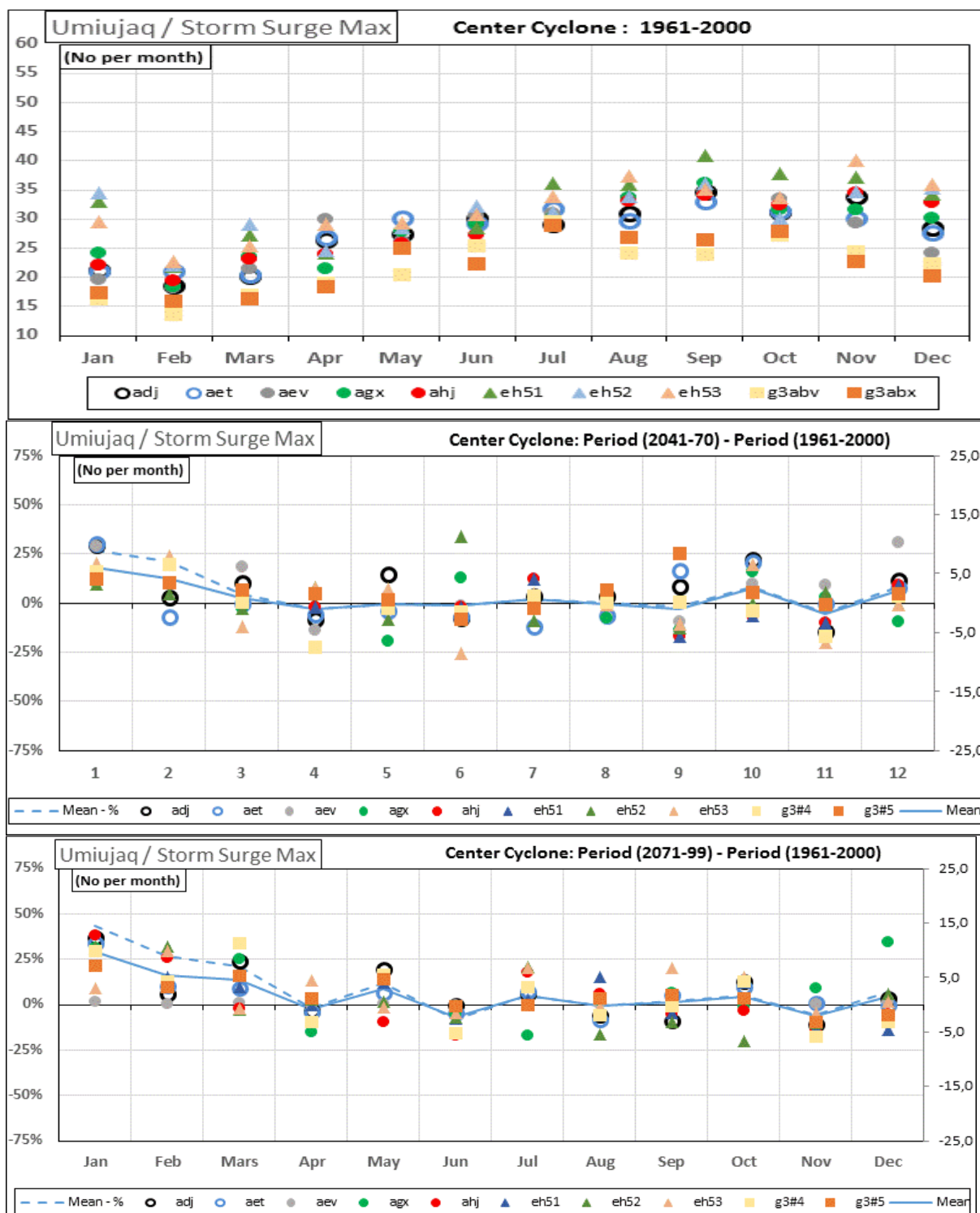


Figure 29 a) Nombre moyen annuel de centres cycloniques dans le cercle de 1000 km d'Umiujaq et les deltas pour la période b) 2041-70 et c) 2071-99 par rapport à la période 1961-2000. Les lignes pleines et pointillées sont les deltas exprimés en nombre de centres cycloniques et en pourcentage.

Ces résultats suggèrent qu'à Umiujaq, un bon nombre de dépressions qui ne se produisaient pas en hiver apparaissent en climat futur. Tel que discuté précédemment, la période d'instabilité atmosphérique liée à l'absence de glaces dans la baie d'Hudson alors que l'air est plus froid que l'eau favorise une hausse de la fréquence du tourbillon des dépressions qui circulent dans la région de la baie d'Hudson en début d'hiver (DJF). En climat futur, l'accumulation de plus de chaleur dans la baie d'Hudson pendant l'été retarde la prise des glaces, prolongeant la période d'instabilité atmosphérique automnale. La figure 29 montre donc une augmentation du nombre de centres cycloniques en janvier, février et même en mars en futur lointain. Cependant, aucun changement notable n'apparaît en automne.

Est-ce que les changements observés à la figure 29 sont significatifs? Les augmentations de l'ordre de 25% du nombre de centres cycloniques de la figure 29 sont calculées sur la base de 10 simulations en climat passé et 20 simulations pour les deux périodes futures. Dans chacune de ces simulations, on a compté en moyenne 20 centres cycloniques par année en janvier et février, soit un total de 40 centres (janvier et février) x 40 années x 10 simulations = 16 000 centres cycloniques pour ces deux mois pendant la période 1961-2000. L'augmentation moyenne de l'ordre de 25% signifie qu'en climat futur (proche et lointain), on a compté un total de 3000 centres de plus pour chacune des deux périodes de 30 ans, donc 6000 centres au total. Pour ces deux mois, 38 des 40 simulations de 30 ans (95%) affichent des changements positifs ou augmentation du nombre de centres cycloniques au début de l'hiver. Le signal de changement, pour les premier mois de l'hiver, se distingue nettement de la variabilité ou de l'incertitude liée aux simulations climatiques.

La figure 7, qui illustre l'évolution des surcotes et décotes à Umiujaq en climat futur, montre une augmentation du nombre de surcotes de taille moyenne à grosse en début d'hiver. Donc, non seulement on compte plus de centres cycloniques en début d'hiver, mais ils se traduisent par un nombre accru de surcotes, ce qui suggère que les gradients de géopotentiels à 1000 hPa se produisent désormais en début d'hiver en plus de l'automne (voir annexe 2A et figures 25). On peut donc considérer que l'allongement de la période sans glace à l'automne et en début d'hiver causera probablement des surcotes supplémentaires en début d'hiver (DJF). Par contre, la figure 29 ne montre pas d'augmentation du nombre de dépressions en automne, ce qui contredit en apparence les résultats de la figure 7 qui suggère une augmentation de la fréquence de dépassement des surcotes de taille moyenne à grosse à l'automne (d'août à novembre) inclusivement.

Cette apparente contradiction est présente presque partout dans la baie d'Hudson, comme l'indique le tableau 3. Ce tableau présente un sommaire des deltas saisonniers (en %) du nombre de centres cycloniques pour l'ensemble des dépressions qui ont circulées dans les cercles de 1000 km illustrés aux figures A à H de l'annexe 2B. Le tableau 3 porte sur toutes les dépressions (2 CVU et plus) simulées et suivies par l'algorithme de Sinclair. Le tableau 3 montre qu'en automne (SON pour septembre, octobre et novembre), aucun changement n'est détecté (0) pour les surcotes. Par contre, en hiver, tous les sites montrent une hausse de l'ordre de 5 à 30% du nombre de centres cycloniques dans tous les cercles pour les surcotes. Les résultats concordent avec les figures 7 à 11 pour les surcotes hivernales (DJF) mais ne concordent pas pour les changements en automne (SON) qui sont souvent présents, notamment à Ivujivik, Churchill et Umiujaq. Rien n'indique un nombre de centres cycloniques plus élevés en automne.

Tableau 3 Deltas (%) du nombre de centres cycloniques (tempêtes de 2 CVU et plus) dans les cercles de 1000 km aux sites de référence tirés des 10 simulations climatiques (voir tableau 1).

Site de référence		Période 2041-2070		Période 2071-2100	
		SON	DJF	SON	DJF
Churchill	Surcotes	Θ	+15%	Θ	+25%
Ivujivik	Surcotes	Θ	+5%	Θ	+30%
Rupert	Surcotes	Θ	+10%	Θ	+10%
Umiujaq	Surcotes	Θ	+20%	Θ	+30%
Churchill	Décotes	+20%	+25%	Θ	+25%
Ivujivik	Décotes	Θ	+5%	Θ	+5%
Rupert	Décotes	Θ	+10%	Θ	+25%
Umiujaq	Décotes	Θ	Θ	-5%	Θ

Comment expliquer que la fréquence de dépassement augmente à l'automne alors que le nombre de centres cycloniques ne change pas à Umiujaq. L'exemple d'Umiujaq illustre le fait que l'indicateur choisi est indirect; le lien entre la présence de centres cycloniques a été établi sur la base des 20 à 25 plus fortes surcotes et décotes observées à chaque site. Mais la figure 29 porte sur l'ensemble des dépressions, pas seulement les très fortes. De plus, les études sur le géopotential à 1000 hPa montrent que la plupart des surcotes et des décotes majeures sont causées par le vent résultant de forts gradients de pressions au-dessus de la baie d'Hudson. Ces gradients peuvent être causés par la présence d'une forte dépression mais la présence d'un anticyclone est souvent un élément majeur. Rien ne prouve que les surcotes d'intensité petites à moyennes se forment toujours de la même manière que les très grosses surcotes. Plusieurs paramètres étudiés dans les cercles permettent d'identifier d'autres impacts liés aux changements climatiques sur le régime des tempêtes.

Les figures 61 et 62 de l'annexe 2B montrent que la durée moyenne de présence des centres cycloniques par trajectoire dans le cercle d'Umiujaq augmente en janvier et février en climat futur. Les figures 93 et 94 de cette même annexe montrent que le nombre de trajectoires augmente aussi en janvier et février. Il est donc assez plausible qu'une augmentation du nombre de dépressions et de leur durée dans le cercle conduise à une hausse du nombre de centres cycloniques. Par contre, les figures 109 et 110 de l'annexe 2B indiquent que la fréquence du tourbillon moyenne en janvier et février diminue en climat futur, ce qui suggère que les nouvelles tempêtes sont nombreuses mais moins fortes en moyenne qu'en climat actuel (1961-2000) en début d'hiver. La pression atmosphérique moyenne (figure 77 et 78 de l'annexe 2B) diminue en toute saison dans tous les cercles ce qui devrait correspondre à une hausse d'intensité des dépressions mais il semble qu'en début d'hiver, le réchauffement du climat ajoute de nouvelles trajectoires de petites à moyenne intensité, ce qui hausse le nombre de centres cycloniques même si leur intensité moyenne diminue. L'augmentation automnale du nombre de surcotes et décotes (figures 7 à 11) dans plusieurs cercles est donc plus complexe qu'une simple augmentation du nombre de tempêtes, de l'intensité de ces tempêtes ou de leur durée.

Le tableau 4 résume les moyennes saisonnières sur la fréquence du tourbillon des dépressions lors de leur passage au-dessus des cercles de 1000 km de diamètre (voir figures A à H de l'annexe 2B). Ce tableau montre le changement de fréquence du tourbillon exprimé en % par rapport à la période 1961-2000 dans le climat futur proche (2041-70) et lointain (2071-99) pour les cercles des surcotes et décotes. La première colonne présente la moyenne annuelle de la fréquence du tourbillon à chaque cercle. La moyenne de la fréquence du tourbillon des dépressions atmosphériques détectées par l'algorithme de Sinclair (tourbillon supérieur à 2 CVU) est calculée sur une base saisonnière pour l'ensemble des centres cycloniques comptés. Les moyennes des deltas de fréquence du tourbillon sont estimées par saison (DJF, MAM, JJA et SON) qui correspondent à l'hiver, le printemps, l'été et l'automne. À noter que dans la zone d'étude, le printemps (mars, avril et mai) correspond plutôt au cœur de l'hiver glaciologique, c'est-à-dire la saison pendant laquelle la concentration et l'épaisseur des glaces de mer sont les plus élevées en climat actuel et futur.

Le tableau 4 montre d'abord que les résultats négatifs (baisse de l'intensité moyenne ou de la fréquence du tourbillon) sont très peu nombreux avec seulement trois cas négatifs sur les 64 cases du tableau des deltas, soit environ 5% des résultats. On compte aussi 6 cas de deltas nuls ou zéros, soit 10% du total. Le reste, soit 85%, est constitué de deltas positifs indiquant une hausse de l'intensité des dépressions en climat futur. Bien que ces hausses se situent entre 0,5 et 6%, ce qui paraît bien peu par rapport à la variabilité du signal, la cohérence spatiale et le fait que les hausses sont très groupées en certaines saisons suggère qu'elles reflètent un changement réel. Les hausses les plus fortes se produisent surtout durant les mois d'hiver (MAM).

L'analyse des données portant sur l'ensemble des tempêtes répertoriées montre que la cohérence spatiale et temporelle des deltas obtenus suggère que les changements observés en climat futur par rapport au passé sont significatifs. Mais l'interprétation des résultats requiert une analyse plus poussée qui tienne compte des plusieurs facteurs dont les principaux sont : le fait que les surcotes et décotes sont des phénomènes mesurés localement (niveau d'eau) et sont causées principalement par les vents forts et persistants soufflant sur la baie d'Hudson lors de tempêtes. Les sites bordant le détroit d'Hudson et du nord de la baie d'Hudson sont plus affectés par l'effet de baromètre inversé causé par la pression atmosphérique au-dessus du site. Par contre, dans la baie James et dans le sud de la baie d'Hudson, les ondes de tempêtes sont principalement causées par des vents forts et soutenus engendrés par des gradients horizontaux de pression atmosphérique (ou de géopotential à 1000 hPa) de part et d'autre de la baie d'Hudson.

Dans les paragraphes précédents, un indicateur basé sur la position des centres de tempêtes dans un cercle correspondant aux 20 à 25 plus fortes surcotes et décotes a été utilisé. Cet indicateur comprend 8 cercles dans lesquels les centres de tempêtes ont tendance à se regrouper lors du développement maximum des surcotes et décotes. Nous avons examiné plusieurs paramètres, principalement le nombre de centres cycloniques de dépressions passant dans les cercles en climat actuel et futur. Ce nombre augmente en climat futur et début d'hiver mais pas à l'automne. Cette augmentation explique en partie l'augmentation de la fréquence de dépassement des niveaux des surcotes en début d'hiver à la plupart des sites. Par contre, l'absence d'augmentation automnale ne suffit pas à expliquer la hausse automnale de la fréquence de dépassement à certains sites ce qui suggère que l'indicateur ne suffit pas à comprendre la complexité de la relation entre les tempêtes et les niveaux d'eau.

La prochaine section (section 5.3) examine les très grosses tempêtes (≥ 6 CVU) en climat futur.

Tableau 4 Deltas (en %) de la fréquence moyenne du tourbillon dans les 8 cercles de 1000 km de diamètre des sites de référence de la baie d'Hudson pour les surcotes et décotes en futur proche (2041-70) et lointain (2071-99). La colonne 1961-2000 est la moyenne sur 40 ans de la fréquence du tourbillon (CVU) à chaque cercle. Les lettres de la colonne de droite indiquent la position du cercle par rapport au centre de la baie d'Hudson (C= Centre, N = Nord, E = Est, etc.).

		1961-2000	DJF		MAM		JJA		SON		Position
		Delta (%) Tourbillon Moyen CVU	2041-70	2071-99	2041-70	2071-99	2041-70	2071-99	2041-70	2071-99	
surcotes	Churchill	3.4	+1.0	+1.5	+2.0	+6.0	+2.0	0	+1.2	+1.3	C
	Ivujivik	3.2	+1.0	+1.8	+2.0	+5.0	+2.0	+1.3	+2.0	+1.3	NE
	Umiujaq	3.3	-1.0	+0.5	+1.3	+3.6	+2.0	+1.3	+2.0	+2.0	E
	Rupert	3.4	-0.2	-1.2	+1.7	+2.8	+1.9	+1.5	+3.1	+3.0	SE
décotes	Churchill	3.0	+2.0	+2.0	+0.6	+4.0	0	+2.6	+2.0	+1.5	N
	Ivujivik	3.4	0	0	+3.1	+5.0	+1.5	0	+0.5	+2.0	S
	Umiujaq	3.1	0	0	+1.0	+4.0	+1.0	+0.2	+2.0	+0.8	O
	Rupert	3.1	+3.2	+3.3	+0.5	+4.0	+1.3	+1.3	+3.0	+1.0	NO

5.3 IMPACT DES CC SUR LES TRÈS GROSSES TEMPÊTES (6 CVU ET PLUS)

La figure 30, qui sélectionne seulement les centres des tempêtes de plus de 6 CVU (tempêtes très fortes) présents dans le cercle des surcotes d'Umiujaq, fait ressortir des changements à l'automne (septembre et octobre) et même en milieu d'hiver (mars et avril) et en été (juin et juillet). À l'exception de quelques rares cas, ces changements ou deltas moyens sont positifs. Comme mentionné précédemment, ces tempêtes de 6 CVU et plus représentent moins de 10% des dépressions détectées par l'algorithme de Sinclair (2 CVU et plus). Par exemple, pour chacun des mois de septembre et octobre, on compte environ 2 centres cycloniques par année en moyenne (panneau du haut). Au total, pour la période 1961-2000, cela représente 2 centres x 40 ans x 10 simulations = 800 centres pour le seul mois de septembre ou 1600 pour les mois de septembre et octobre. En climat futur proche, ce nombre augmente de 15% et en futur lointain, de 30 % soit 180 et 360 centres de plus respectivement pour deux périodes futures de 30 ans chacune, soit 20 à 40 tempêtes additionnelles par rapport au climat passé pour 600 années de simulation ou une à deux tempêtes supplémentaires à tous les 15 ans en moyenne. Avec ce nombre réduit d'observations, le signal de changement est plus difficile à distinguer du bruit ou de la variance totale.

Les changements observés sont-ils assez robustes pour qu'on puisse affirmer qu'il ne s'agit pas d'une fluctuation au hasard? À cause de la rareté des données, il est beaucoup plus difficile, quand on ne sélectionne que les grosses dépressions de 6 CVU et plus, de distinguer le signal de changement du bruit de fond lié à l'incertitude sur les simulations. Contrairement à la figure 29 où les deltas sont positifs pour toutes les simulations en janvier et parfois en février, il n'y a aucun cas d'unanimité des diverses simulations à la figure 30. De plus, certains résultats sont en contradiction apparente avec la figure 7 qui montre une augmentation très nette de la fréquence de dépassement des seuils représentés en hiver alors qu'il n'y a pas de changement apparent du régime des tempêtes.

Le tableau 5 présente une sommaire des deltas (exprimés en %) du nombre de centres cycloniques en climat futur proche et lointain pour les surcotes et les décotes. Ce tableau montre que le nombre de tempêtes intenses (≥ 6 CVU) augmente de 8 à 30% en automne en climat futur pour les surcotes et pour les décotes à tous les sites de référence de la baie d'Hudson. Puisque l'automne est déjà la saison principale des surcotes et décotes en climat actuel, une augmentation du nombre de centres cycloniques des plus grosses tempêtes suggère que les tempêtes ayant le potentiel de développer les surcotes et décotes majeures sont plus fréquentes ou plus intenses en climat futur. Ces tempêtes sont souvent l'élément principal du développement de forts gradients de géopotential au-dessus de la baie d'Hudson.

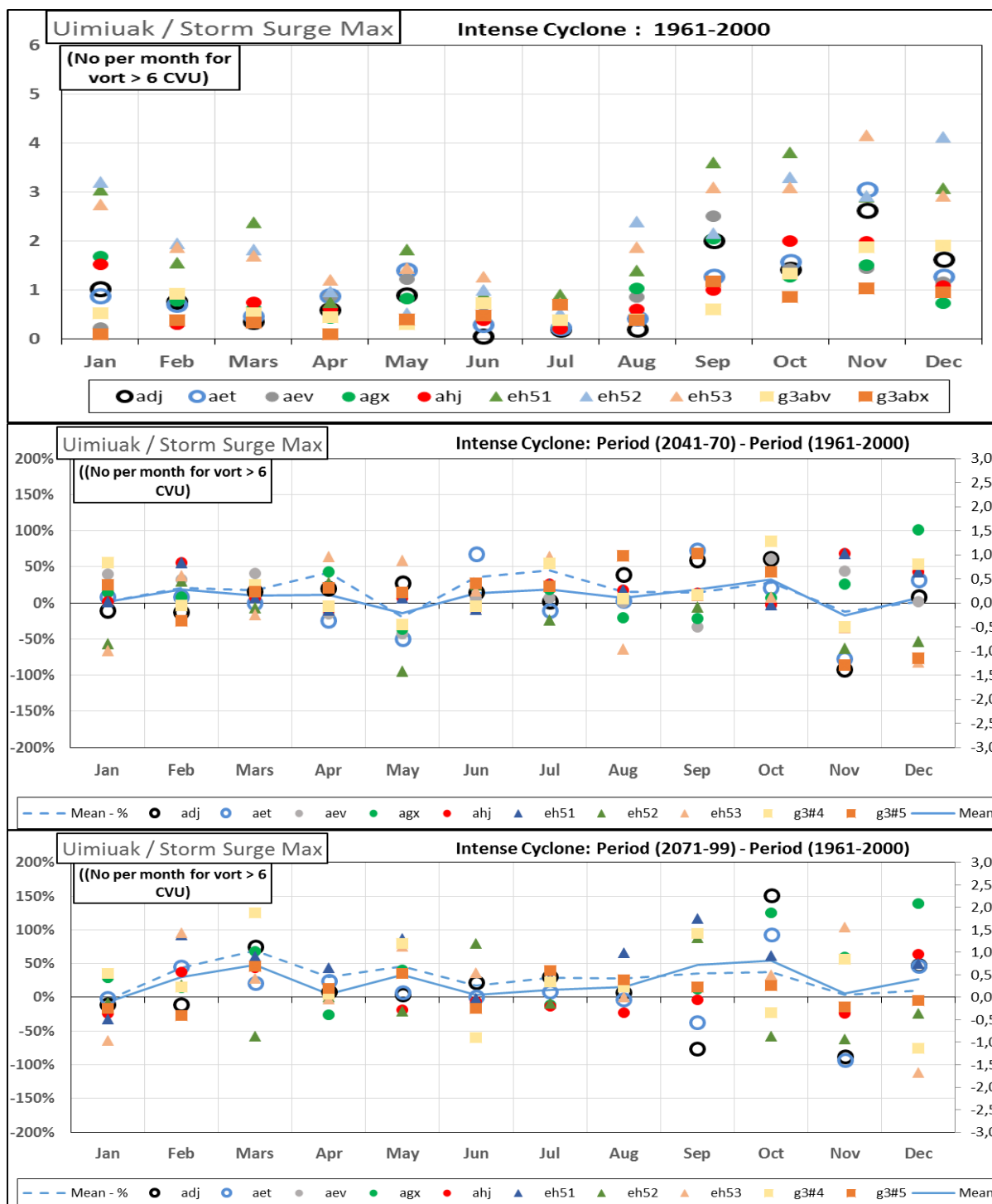


Figure 30 Nombre moyen mensuel de centres cycloniques (tempêtes de plus de 6 CVU de fréquence du tourbillon) dans le cercle de 1000 km d'Umiuq et les deltas pour la période b) 2041-2070 et c) 2071-2099 par rapport à la période 1961-2000. Les lignes pleines et pointillées sont les deltas moyens exprimés en nombre de centres cycloniques (trait plein) et en pourcentage (pointillé).

Tableau 5 Deltas (%) du nombre de centres cycloniques (tempêtes de 6 CVU et plus) dans les cercles de 1000 km aux sites de référence tirés des 10 simulations climatiques (voir tableau 1).

Site de référence		Période 2041-2070		Période 2071-2100	
		SON	DJF	SON	DJF
Churchill	Surcotes	15%	+18%	+10%	+30%
Ivujivik	Surcotes	+15%	+10%	+20%	+20%
Rupert	Surcotes	+8%	Θ	+35%	Θ
Umiujaq	Surcotes	+8%	Θ	+15 %	+15%
Churchill	Décotes	+25%	+30%	+25%	+30%
Ivujivik	Décotes	+15%	Θ	+20%	+20%
Rupert	Décotes	+30%	+20%	+10%	+30%
Umiujaq	Décotes	+25%	Θ	+10%	Θ

A certains sites cependant, comme Rupert et Umiujaq, il n'y a pas de changement du nombre de centres cycloniques dans le cercle des surcotes en début d'hiver (DJF) en climat futur proche. À Rupert, il n'y a pas non plus de changement en futur lointain. Par contre, le tableau 5 montre une augmentation hivernale à tous les autres sites pour les deux périodes futures. En ce qui a trait aux cercles des décotes, le tableau 5 montre qu'il n'y a pas de changement en hiver à Ivujivik et à Umiujaq en futur proche et en futur lointain à Umiujaq. Dans tous les autres cas, des augmentations saisonnières du nombre de centres cycloniques se situant entre 10 et 30% se produisent tant pour les surcotes que pour les décotes. Le fait qu'il n'y ait pas toujours augmentation en hiver suggère que même s'il y a plus de tempêtes ou si elles sont plus intenses en début d'hiver, cela ne s'applique qu'à des tempêtes dont l'intensité se situe entre 2 et 6 CVU. Autrement dit, la disparition des glaces en début d'hiver permet à des dépressions additionnelles de se développer et d'atteindre plus de 2 CVU, mais la hausse de l'intensité n'est pas suffisante pour élever la fréquence du tourbillon de ces nouvelles tempête au-delà de 6 CVU et plus. Il est aussi possible que les gradients de géopotential à 1000 hPa augmentent ou diminuent en raison d'un changement du nombre ou de l'intensité des anticyclones dans la région de la baie d'Hudson. Cette partie du développement des ondes de tempêtes n'est pas représentée par les indicateurs utilisés.

Le cercle d'Umiujaq illustre les limites de l'indicateur des centres de tempête dans les cercles de 1000 km de diamètre. Les figure 7 et 13 montrent que la fréquence de dépassement de seuil des surcotes augmente à l'automne en climat futur à Umiujaq tant pour les surcotes moyennes à grosses que pour les surcotes extrêmes. Par contre, la récurrence et l'intensité des décotes n'augmentent pas, comme le montre les figures 7 et 14. Le tableau 5 indique pourtant que le nombre de centres cycloniques augmente dans les cercles en climat futur proche et lointain tant pour les surcotes que les décotes. On pourrait s'attendre à ce que la récurrence ou la hauteur des décotes augmente de la même manière que pour les surcotes mais ce n'est pas le cas : pourquoi?

Une partie de la réponse à cette question est fournie par les analyses du géopotential à 1000 hPa de l'annexe 2A et par la représentation des cercles de 1000 km de diamètre à l'annexe 2B. Les figures G et H de l'appendice 2B montrent la position des cercles correspondant aux très grosses surcotes et décotes de Umiujaq. Le cercle des surcotes (figure G, app. 2B) montre que les centres cycloniques sont très regroupés dans le cercle. Par contre, celui de la figure H montre que les centres cycloniques correspondant aux 20 plus grosses décotes sont très dispersés par rapport au cercle et que plus de la moitié des centres cycloniques sont nettement en dehors du cercle. L'Annexe 2A, montrant la distribution du géopotential (GZ) confirme cette situation. La figure 33 de l'annexe 2A montre que les décotes sont liées à la présence d'un anticyclone très bien défini (GZ d'environ +24 dm) mais le système dépressionnaire moyen situé à l'ouest de la baie d'Hudson est très mal défini et plutôt faible (Gz de l'ordre de +5 dm). Le gradient de géopotential, dans ce cas, est dû d'avantage à l'anticyclone qu'à la dépression dont l'intensité est très faible. En contrepartie, pour chacune des très fortes surcotes (figure 29 de l'annexe 2A et figure G de l'annexe 2B) d'Umiujaq, une grosse dépression est située au-dessus d'Umiujaq et le creux de géopotential (Gz = -18 dm) de cette tempête est beaucoup plus prononcé que celui des dépressions associées aux décotes. Plus le géopotential à 1000 hPa au centre d'une tempête est faible ou négatif, plus cette dépression est forte. Autrement dit, la tempête, dans le cas des surcotes, est l'élément principal de formation d'un fort gradient de géopotential alors que l'anticyclone joue un rôle moins important. Dans le cas des décotes, pour la plupart des sites, c'est plutôt l'anticyclone qui cause le gradient de géopotential alors que la dépression est moins importante. Le site d'Umiujaq est donc un bon exemple d'un indicateur basé sur le nombre de centres cycloniques (centres de tempêtes) qui fonctionne pour les surcotes, mais qui n'est pas très efficace pour les décotes parce que les tempêtes ne sont pas le facteur dominant de la formation des décotes. Même si le nombre de centres cycloniques automnal dans le cercle des décotes est plus élevé en climat futur qu'en climat actuel, il suffit que l'anticyclone correspondant soit un peu plus faible pour que le changement affectant les tempêtes ne change rien au gradient de géopotential, donc au nombre et à l'intensité des décotes.

Il est assez plausible que la hausse généralisée à l'automne du nombre de centres cycloniques dans les cercles des divers sites du projet (tableau 5) corresponde à une hausse de l'intensité des dépressions (tableau 4). Ces cercles permettent d'examiner les propriétés des centres dépressionnaires. Les figures de l'Annexe 2B montrent un patron général qui s'applique partout, aussi bien pour les surcotes et les décotes; ces figures indiquent que la pression atmosphérique diminue partout en climat futur proche et lointain. En début d'hiver, la hausse du nombre de centres cycloniques se traduit aussi, dans la majorité des cas, par un nombre de trajectoires plus élevé.

Or, une simple augmentation du nombre de dépression (nombre de trajectoires) ne se traduit pas nécessairement par une valeur plus élevée de la fréquence du tourbillon ou par une baisse de pression atmosphérique. La valeur moyenne de ces paramètres est obtenue en additionnant la variable et en divisant par le nombre de valeurs. Si les tempêtes futures sont seulement plus nombreuses mais ne sont pas plus intenses, on ne devrait pas obtenir une pression atmosphérique plus faible ou une intensité du tourbillon plus élevée lorsqu'on fait la moyenne. De plus, il est physiquement plausible que la basse atmosphère devienne plus instable dans un climat futur puisque l'allongement de la saison libre de glace permettra à la baie d'Hudson d'accumuler plus de chaleur pendant la saison estivale allongée. À l'automne, plus de chaleur et plus d'humidité seront vraisemblablement transférées vers la basse atmosphère ce qui augmente l'instabilité atmosphérique et favorise le renforcement des dépressions qui circulent dans la zone d'étude. Cependant, l'augmentation de l'intensité des dépressions peut très bien se traduire par un affaiblissement des anticyclones dans certaines parties de la zone d'étude et

ce changement n'est pas pris en compte par les indicateurs situés dans les cercles puisqu'ils ne portent que sur les dépressions.

Dans le cadre de la présente étude, il n'était pas possible, compte tenu des échéanciers et des budgets disponibles, d'étudier en détail les anticyclones. L'algorithme de Sinclair, avec quelques ajouts et améliorations, pourrait être utilisé pour suivre la trajectoire et les propriétés des anticyclones. De même, il serait possible d'appliquer la méthode utilisée par Hélène Côté à l'annexe 2A pour suivre l'évolution du géopotential à 1000 hPa pour les 10 simulations climatiques en climat actuel et futur afin de vérifier si les gradients de pression et l'organisation des systèmes atmosphériques se modifient en climat futur. On pourrait ainsi développer des indicateurs plus détaillés de l'évolution de l'atmosphère en climat futur et de l'impact des changements sur les niveaux extrêmes. Mais ce travail est très long et requiert beaucoup plus de temps que ne le permettait les échéanciers du projet.

Les données de niveau d'eau ont été mises en ligne (voir Annexe 1, tableau 5.1) tant pour le climat passé que pour le climat futur. Il est possible d'utiliser ces données pour identifier les événements extrêmes et obtenir les dates et heures de ces événements pour toutes les simulations climatiques utilisées. Les figures présentées à l'annexe 2B permettent aussi d'obtenir une grande quantité d'information sur les tempêtes dans les huit cercles identifiés dans le cadre du projet. L'application <http://stormtrack.ouranos.ca/> permet aussi d'obtenir beaucoup d'information sur les dépressions atmosphériques qui circulent dans la zone d'étude mais aussi des statistiques sur les densités de trajectoires, de centres cycloniques et autres paramètres. Il y a là beaucoup d'information disponible qui pourront être utilisées pour mieux comprendre les interactions entre l'atmosphère et les plans d'eau dans la zone d'étude dans le cadre d'études futures.

5.4 SOMMAIRE DE L'ANALYSE DU RÉGIME DES TEMPÊTES ET DE LEUR IMPACT SUR LES SURCOTES ET LES DÉCOTES

L'analyse des paramètres descripteurs des tempêtes permet d'identifier certaines caractéristiques communes des tempêtes qui sont l'une des principales causes de surcotes et décotes dans la zone d'étude. Les éléments clés de cette analyse sont les suivants :

- 1) Pour chaque site sujet à une grosse surcote, il existe une grosse dépression atmosphérique ou tempête qui se trouve dans une région circonscrite par un cercle de 1000 km de diamètre pendant le développement maximal de la surcote; ce cercle occupe une position spécifique pour ce site.
- 2) Pour chaque site sujet à une décote, il existe aussi une forte dépression souvent localisée dans une région définie, mais pas toujours circonscrite par un cercle de 1000 km de diamètre; la plupart du temps, un fort anticyclone est présent près du site affecté par une grosse décote;
- 3) les surcotes et les décotes observées dans la baie James et la baie d'Hudson sont principalement causées par des vents forts et persistants; la direction des vents détermine les sites qui seront affectés par la surcote ou la décote. Ces vents sont eux-mêmes causés par de forts gradients horizontaux de pression atmosphérique ou de géopotential à 1000

hPa (près de la surface de l'eau) qui se développent quand une crête anticyclonique et une dépression majeure sont situées de part et d'autre de la baie d'Hudson.

- 4) Le développement de forts gradients horizontaux de géopotential à 1000 hPa dépend de la stabilité de l'atmosphère dans la baie d'Hudson, laquelle varie sur une base saisonnière; en hiver et en été, de janvier à août, l'atmosphère est plutôt stable alors qu'à l'automne (mi-août à la fin de décembre), l'eau de la baie d'Hudson réchauffe et humidifie l'air qui circule à la surface de l'eau ce qui rend l'atmosphère instable (colonnes ascendantes d'air chaud et humide) et favorise l'intensification des dépressions qui circulent dans la région.
- 5) Dans le centre et le nord de la baie d'Hudson et surtout, dans le détroit d'Hudson, l'effet de baromètre inversé causé par les variations de la pression atmosphérique au-dessus des sites du projet est un facteur important et parfois prédominant du développement des surcotes et des décotes. Dans le détroit d'Hudson en automne et en hiver et dans la partie nord de la baie d'Hudson en hiver, le baromètre inversé est le facteur principal de développement des ondes de tempêtes.
- 6) Dans un climat futur plus chaud, la réserve de chaleur qui s'accumule en été dans l'eau de la baie d'Hudson s'accroît et la saison d'eau libre de glace commence plus tôt et se prolonge en début d'hiver (décembre, janvier et février). Cette réserve de chaleur retarde la prise des glaces et augmente l'instabilité atmosphérique, ce qui favorise un prolongement de la saison des surcotes et des décotes et une intensification des dépressions qui circulent dans la région de la baie d'Hudson en automne et en début d'hiver.
- 7) En début d'hiver, l'allongement de la saison sans glace cause une augmentation du nombre et/ou de l'intensité des dépressions atmosphériques qui circulent au-dessus de la baie d'Hudson. Cette augmentation de l'activité cyclonique contribue au développement de gradients de géopotential à 1000 hPa en janvier, février et même en mars vers la fin du 21^{ème} siècle, alors que ces gradient étaient pratiquement absents en hiver et ne se produisaient qu'à l'automne en climat passé. Ce prolongement de la saison d'eau libre en début d'hiver se traduit par une augmentation généralisée de la fréquence des surcotes et décotes de taille moyenne à grosse en début d'hiver et parfois, à certain sites, par la présence occasionnelle de surcotes et décotes majeures.
- 8) L'effet de baromètre inversé est modifié par l'augmentation du nombre et de l'intensité des dépressions atmosphériques en climat futur. Les sites où cet effet est prédominant pour le développement des surcotes et décotes seront affectés par ces changements. À Quaqtaq, les surcotes seront plus fortes et les décotes diminueront d'intensité parce que les dépressions passant au-dessus de Quaqtaq deviendront plus intenses et/ou plus nombreuses alors que les anticyclones seront moins nombreux et/ou moins intenses. Les décotes hivernales du site d'Ivujivik seront aussi affectées à la baisse par la diminution relative du nombre d'anticyclones en automne et en hiver, de même qu'aux sites de Churchill et d'Umiujaq en hiver (MAM).
- 9) L'augmentation du nombre et/ou de l'intensité des dépressions atmosphériques qui circulent dans la zone d'étude aura un effet important sur les surcotes et décotes causées par le vent dans la baie d'Hudson et la baie James. Les forts gradients horizontaux de géopotential à 1000 hPa qui se développent en automne seront renforcés à la plupart des sites où se développent déjà des surcotes majeures parce que le développement des gradients de GZ qui causent ces surcotes dépendent principalement des tempêtes plutôt que des anticyclones pour se développer. L'exception à la règle est le site de Rupert ou une

diminution du nombre et/ou de l'intensité des surcotes automnales se produit en climat futur malgré une augmentation du nombre de trajectoires, de centres cycloniques, de durée de la présence des centres cycloniques et de leur intensité à l'automne. La diminution du nombre ou de l'intensité des surcotes pourrait être causée par une baisse d'intensité ou de fréquence des anticyclones qui se développent au sud-ouest de la baie James près de la frontière Ontario-Manitoba.

- 10) Au nord-est de la baie d'Hudson, entre Umiujaq et Ivujivik, le signal de changement est assez cohérent et stable spatialement pour qu'on puisse conclure à une hausse de la récurrence des extrêmes de niveau d'eau (surcotes et décotes). C'est la seule région où la très grande majorité des simulations indiquent un changement positif tant pour les nombres de centres cycloniques de tempêtes que pour la fréquence et/ou le nombre de surcotes. La concordance spatiale dans tout le nord-est de la baie d'Hudson pour l'ensemble des simulations suggère que cette région connaîtra une hausse de la récurrence des niveaux extrêmes.

L'un des avantages de l'analyse des tempêtes est qu'elle ne requiert pas des données à échelle aussi détaillée que celle des ondes de tempêtes (surcotes et décotes). Les tempêtes sont de gros systèmes atmosphériques qui peuvent être identifiés, caractérisés et suivis avec la plupart des simulations climatiques provenant de modèles climatiques reconnus par le GIEC. On peut donc disposer de plus de simulations que celles utilisées à la section 4 (et en annexe 1) pour décrire l'évolution future des ondes de tempêtes. L'étude du régime des tempêtes est basée sur 10 simulations climatiques pour trois périodes en climat passé et en climat futur proche et lointain. Les projections concernant les ondes de tempêtes (surcotes et décotes futures) sont basées sur 4 ou 5 simulations. L'étude des tempêtes permet donc de mieux évaluer l'incertitude en plus d'analyser les causes des surcotes et décotes. Lorsque l'analyse du régime des tempêtes concorde avec les résultats de la modélisation numérique des ondes de tempêtes (surcotes et décotes) en climat actuel et futur, on dispose d'un outil performant pour comprendre les processus qui causent les ondes de tempêtes et pour estimer l'incertitude découlant de la modélisation tant atmosphérique qu'hydrodynamique.

L'analyse du régime des tempêtes (Annexe 2B) et celle du géopotential à 1000 hPa (annexe 2A) ont permis d'établir des liens entre les systèmes atmosphériques et la formations de surcotes et de décotes dans la zone d'étude. Cette analyse montre que les interactions entre l'atmosphère et les plans d'eau (baie James, baie d'Hudson, détroit d'Hudson et baie d'Ungava) est plus complexe qu'il n'y paraît. Les surcotes et décotes sont principalement causées par des gradients de pression et les forts vents qui en découlent dans la baie d'Hudson, mais l'effet de baromètre inversé causé par la pression atmosphérique contrôle aussi les niveaux non-tidaux à certains sites situés principalement dans le détroit d'Hudson et le nord de la baie d'Hudson. Cette analyse a aussi permis de constater que les changements climatiques a pour effet d'allonger la saison de formation des ondes de tempêtes et la fréquence des surcotes dans le centre et le nord de la baie d'Hudson et dans le détroit d'Hudson. Dans le sud de la baie James, la diminution de la fréquence des surcotes semble liée à une diminution de l'activité des anticyclones. Les décotes sont plus nombreuses dans le sud de la baie James; les décotes dans cette zone sont dues non seulement aux anticyclones qui se développent au sud-est de la baie James mais aussi à des dépressions assez bien développées dans le nord-ouest de la baie d'Hudson. Dans l'ensemble de la zone d'étude, le nombre et l'intensité des grosses dépressions atmosphériques augmentent en climat futur. Il est possible et même probable que le nombre et/ou l'intensité des anticyclones diminuent, au moins dans certaines parties de la zone d'étude, mais cela ne pourra être vérifié que par des études additionnelles.

6. CONCLUSIONS

Les sections 6.1 et 6.2 présentent les conclusions générales de l'étude sur les niveaux d'eau et sur le régime des tempêtes. La section 6.3 discute des impacts des changements du régime des tempêtes et des ondes de tempêtes sur les populations locales et propose quelques pistes d'adaptation.

6.1 NIVEAUX EXTRÊMES

L'étude des niveaux d'eau dans la baie James, la baie d'Hudson et le détroit d'Hudson a permis de produire 23 séries synthétiques de niveaux d'eau non-tidaux couvrant la période 1979-2013. Chacune de ces séries de niveau d'eau correspond à l'un des 23 sites distribués le long des berges de la zone d'étude (figure 1). Ces niveaux non-tidaux sont causés uniquement par la pression atmosphérique et le vent soufflant à 10 m au-dessus de la surface de l'eau. Les séries chronologiques sont des données horaires continues produites par le modèle numérique hydrodynamique Mike21-2D (Massé et Gallant 2016, annexe 1). Le modèle a été calibré et validé en comparant les résultats de la modélisation aux observations de niveau d'eau fournies par le Ministère des Transports du Québec, Hydro-Québec et le Service hydrographique de Pêches et Océans Canada. Les données modélisées sont généralement fiables et sont corrélées avec les observations de niveau non-tidal ($0,67 \leq R^2 \leq 0,93$) et de niveau total ($0,93 \leq R^2 \leq 0,99$) à toutes les stations de référence utilisées pour la validation (Churchill, Rupert, Umiujaq, Ivujivik et Quaqtaq) durant la saison automnale où se produisent les plus fortes surcotes et décotes.

Des séries horaires de données de niveau d'eau total (marée + niveau non-tidal) ont été produites en additionnant le niveau non-tidal modélisé à la marée tirée d'analyses harmoniques et de modèles hydrodynamiques de marée (DTU10) à 19 des 23 sites. Quatre sites situés dans la baie James n'ont pas de série de niveaux totaux parce que nous n'avons pas trouvé de séries de données de marée fiables à ces sites. En ce qui concerne l'ensemble des stations de la baie James, les séries chronologiques ne sont valides que pour la période du 1 juillet au 31 décembre parce que le modèle hydrodynamique ne tient pas compte de la présence de glace dans la baie James. Or, la faible profondeur d'eau et la topographie complexe la baie James causent un amortissement des marées et probablement des ondes de tempêtes en présence d'un couvert de glace complet. C'est pourquoi nous recommandons fortement de ne pas utiliser les données de niveau d'eau des sites de la baie James entre le 1 janvier et le 30 juin sauf pour des études scientifiques visant à analyser ce processus d'amortissement.

Ces séries de niveaux totaux sont établies sans tenir compte des changements du niveau moyen de la mer. Le zéro du modèle ou niveau de base est fixe pour toute la période de simulation (1979-2013). Pour comparer ces niveaux totaux avec des données observées, il est indispensable de tenir compte du changement du niveau de la mer depuis 1979 à chaque site. Dans certains secteurs de la zone d'étude (ex: La Grande Rivière) le niveau de la mer a baissé de près de 0,5 m depuis 1979. Lorsqu'une tendance est présente dans une série de niveaux observés, il est indispensable de soustraire cette tendance si l'on souhaite comparer les

observations aux données provenant des séries synthétiques de niveau d'eau. D'une manière générale, les niveaux totaux, lorsque comparés par régressions linéaire avec les niveaux observés, affichent des corrélations de l'ordre de $R^2 = 0,95$ et des pentes de régression près de 0,97.

Des analyses statistiques de niveau d'eau non-tidal et de niveau total ont été produites à partir des séries de données synthétiques. Ces analyses comportent des courbes de dépassements de seuils de niveau moyens à élevés pour les surcotes et les décotes (niveaux supérieurs et inférieurs à la marée prédite). Ces courbes de dépassement confirment que les surcotes et décotes importantes se produisent surtout à l'automne sauf dans le nord de la baie d'Hudson et dans le détroit d'Hudson où les décotes se produisent en partie en hiver.

Des analyses de niveaux extrêmes ont aussi été réalisées pour évaluer la récurrence des niveaux non-tidaux et totaux à l'aide de la théorie générale des valeurs extrêmes (GEV). La méthode qui décrit le mieux les extrêmes de niveau d'eau (haut et bas) est la distribution de Gumbel, basée sur les maximums et les minimums annuels des niveaux d'eau. Cette méthode a été appliquée aux 23 sites du projet pour les niveaux non-tidaux et aux 19 sites où des niveaux totaux sont disponibles. Les périodes de retour des extrêmes de niveaux hauts et bas pour les sites de référence sont présentées graphiquement à l'annexe 1. Des projections à période de retour 100 ans sont présentées pour les niveaux non-tidaux et totaux à la figure 15 pour l'ensemble des sites du projet.

Des projections statistiques des niveaux extrêmes ont été réalisées à l'aide de cinq simulations climatiques du Modèle régional canadien du climat (MRCC). Ces simulations ont été utilisées pour alimenter le modèle hydrodynamique afin d'obtenir des séries chronologiques de 30 ans en climat passé (période 1980-2009) et pour deux périodes de 30 ans en climat futur soit : le futur proche (2041-70) et le futur lointain (2071-99). Les niveaux non-tidaux et totaux ont été calculés afin d'évaluer les courbes de dépassement et les récurrences d'extrêmes dans les deux cas (futurs proche et lointain) pour les décotes et les surcotes à tous les sites du projet.

En comparant les changements de la fréquence de dépassement et la récurrence des extrêmes, ces analyses ont montré que : la fréquence de dépassement des seuils en climat futur pour les niveaux élevés non-tidaux (surcotes) augmente généralement aux stations de référence à l'exception de Rupert où ces niveaux n'augmentent pas ou diminuent légèrement. L'augmentation s'applique aux niveaux élevés d'automne mais elle affecte surtout le début de la saison hivernale en allongeant la saison des surcotes qui était surtout automnale en climat passé. Les surcotes hivernales deviennent plus nombreuses et plus fréquentes avec le temps en climat futur.

La fréquence de dépassement des décotes demeure la même à l'automne à toutes les stations de référence sauf à Rupert où elle augmente. Par contre, une augmentation de la fréquence des décotes se produit en début d'hiver (décembre et janvier), à Churchill, Umiujaq et Rupert, ce qui se traduit par un étalement de la distribution saisonnière sur une période supplémentaire de 1 à 2 mois. Une diminution de la fréquence de dépassement des décotes est observée partout en fin d'automne et en hiver dans le nord de la baie d'Hudson et dans le détroit d'Hudson (Ivujivik et Quaqtaq).

L'analyse des niveaux extrêmes (méthode de Gumbel) montre que la hauteur des surcotes de récurrence 100 ans (figure 15) est très variable d'un site à l'autre, passant de est 0,7 m à Quaqtaq, dans le détroit d'Hudson, à 2,5 m dans la baie de Rupert au sud de la baie James. Les surcotes extrêmes sont plus fortes à l'ouest de la baie d'Hudson (1,7 à 2.0 m) qu'à l'est

(Nunavik) où les niveaux de récurrence 100 ans sont de l'ordre 0,5 à 1,5 m. En ce qui concerne la hauteur des décotes extrêmes de récurrence 100 ans, les hauteurs varient de -0,5 m à Quaqtaq à -2,5 m dans la baie de Rupert. À l'ouest de la baie d'Hudson, les décotes centennales dont la hauteur varie de -0,6 à -1,2 sont aussi légèrement plus fortes que les décotes centennales affectant le côté est de la baie d'Hudson, dont la hauteur se situe entre -0,6 à -1,0 m.

En ce qui concerne les niveaux totaux, les ondes de tempêtes ont un impact plus significatif dans les zones où la marée est faible par rapport à la hauteur des surcotes et des décotes. Ainsi, dans la région de Quaqtaq et dans la baie d'Ungava, les infrastructures et le patrimoine bâti sont ajustés pour subir sans dommage les pleines mers supérieures de grande marée. Comme ces marées ont une amplitude de 4 à 8 m alors que les surcotes ne dépassent pas +1.0 m et les décotes -0,8 m, il faut qu'une surcote ou une décote coïncide avec les grandes marées de vive-eau pour que le niveau total dépasse celui des grandes marées. La figure 15 montre que l'écart entre le niveau total et le niveau de la marée à récurrence 100 ans est très petit. Par contre, dans les secteurs où les marées sont faibles par rapport à la hauteur des surcotes et décotes centennales, l'écart entre le niveau total de récurrence 100 ans et celui de la marée extrême s'agrandit. Cet écart atteint sa valeur maximale dans le sud de la baie James où il atteint près de 1,0 m pour les niveaux extrêmes hauts et 0,7 m pour les niveaux extrêmes bas.

Le modèle hydrodynamique a été utilisé pour générer des scénarios futurs de niveaux d'eau en utilisant comme intrant les données de vent et de pression atmosphériques provenant de modèles climatiques. Au total, 5 simulations climatiques du MRCC ont été utilisées pour reproduire les niveaux d'eau non-tidaux aux 23 sites du projet pour trois périodes d'environ 30 ans, soit 1980-2009, 2040-69 et 2070-99.

Les résultats montrent que la fréquence de dépassement (figures 7 à 11) des surcotes augmente en début d'hiver (DJF) presque partout dans la zone d'étude. La fréquence de dépassement des décotes augmente partout pour la même période. La fréquence de dépassement des surcotes automnales (SON) augmente partout sauf à Rupert en futur proche et lointain et à Churchill en futur lointain. Dans le détroit d'Hudson (Quaqtaq et Ivujivik) et à quelques sites de la baie d'Hudson comme Churchill et Rupert, on note une augmentation de la fréquence de dépassement en plein hiver (MAM). En ce qui concerne les décotes, la fréquence de dépassement automnale illustrée aux figures 7 à 11 n'augmente que dans la baie de Rupert. La fréquence de dépassement des décotes diminue en milieu d'hiver (MAM) dans le détroit d'Hudson.

Des projections d'extrêmes (Gumbel) de niveaux non-tidaux et totaux ont aussi été réalisées (figure 5.6 à 5.17 du rapport de Massé et Gallant, 2016 présenté à l'annexe 1). Ces projections sont basées sur le minimum et le maximum annuel de toutes les séries de 30 années de données de niveau d'eau modélisées à partir des simulations climatiques. Chaque projection de changement ou delta est donc basé sur 30 valeurs futures et 30 valeurs passées tirées de chacune des cinq simulations en climat futur proche et quatre simulations en climat futur lointain. Les figures 16 et 17 présentent des projections des changements de niveau d'eau de récurrence cent ans tirées des analyses de Gumbel pour les extrêmes hauts (figure 16) et bas (figure 17) tirées de Massé et Gallant (2016). Ces projections indiquent que la récurrence des niveaux de surcotes extrêmement élevés augmente en climat futur dans la baie d'Hudson, mais diminue dans le sud de la baie James. La récurrence des niveaux extrêmes bas (décotes) augmente dans le nord-est de la baie d'Hudson mais diminue dans la baie James et demeure

inchangé dans le détroit d'Hudson et dans le nord-ouest de la baie d'Hudson. Cependant, ces deltas sont obtenus à partir d'un nombre restreint de simulations et de données.

6.2 RÉGIME DES TEMPÊTES

L'étude des tempêtes a été réalisée en appui et en complément à l'étude des niveaux d'eau. Les objectifs de cette étude étaient de vérifier si le régime des tempêtes est modifié par les changements climatiques dans la zone d'étude et si ces modifications sont cohérentes avec les changements obtenus en ce qui concerne les ondes de tempêtes et les niveaux des surcotes et décotes. Un algorithme de suivi des trajectoires de systèmes cycloniques appelé « algorithme de Sinclair » a été utilisé pour identifier et caractériser les tempêtes qui ont circulé dans la zone d'étude de 1961 à 2013 et pour caractériser le régime des tempêtes en climat futur (2041 à 2099). Une application web (<http://stormtrack.Ouranos.ca>) a été développée pour faciliter l'accès au répertoire des tempêtes créé dans le cadre du projet. Cette application permet d'obtenir instantanément la trajectoire des systèmes dépressionnaires circulant au-dessus de l'Amérique du nord et dans les bassins océaniques en bordure de ce continent pour la période 1979-2011.

En plus de la position du centre dépressionnaire à intervalle de 3 ou 6 heures, l'algorithme de Sinclair calcule la fréquence du tourbillon de la dépression et la pression atmosphérique au centre de la tempête qui sont tous deux des estimateurs de l'intensité de la dépression. D'autres paramètres peuvent être calculés à partir de ces valeurs, comme la vitesse de déplacement du centre dépressionnaire. Finalement, il est possible en utilisant ces paramètres de décrire la densité de trajectoires ou le nombre de centres cycloniques par unité de surface et de nombreux autres descripteurs permettant de caractériser le régime des tempêtes dans une région donnée. Ces informations sont aussi disponibles en ligne sur via l'application web (<http://stormtrack.Ouranos.ca>).

L'étude des tempêtes a montré que toutes les grosses surcotes et une partie des décotes importantes se produisent pendant le passage d'une dépression atmosphérique dans la zone d'étude. À l'automne, de la mi-août à la fin décembre, les dépressions qui entrent dans la zone d'étude se redéveloppent ou s'intensifient parce que la baie d'Hudson devient une source de chaleur et d'humidité pour la basse atmosphère. Parallèlement, des anticyclones se forment dans le nord du Canada encerclent la région de la baie d'Hudson en couvrant la majeure partie des zones continentales attenantes à la baie d'Hudson. De forts gradients horizontaux de géopotential ou de pression atmosphérique se développent près de la surface de l'eau entre les crêtes anticycloniques et les creux dépressionnaires. Ces gradients de pression ou de géopotential sont très prononcés près de la surface de l'eau lorsqu'un centre dépressionnaire et une crête anticyclonique sont présents de part et d'autre de la baie d'Hudson. Selon l'orientation de ces gradients de géopotential à 1000 hPa, les vents forts et persistants qui se produisent le long des lignes d'égale géopotential engendrent d'importants déplacements d'eau qui s'ajoutent à l'effet de baromètre inversé et aux ondes de tempêtes provenant de l'Atlantique nord-ouest et de la mer du Labrador. Ces forces d'origine atmosphérique génèrent les surcotes et les décotes majeures aussi appelée « ondes de tempêtes ».

Les processus favorisant le développement de gradients de géopotential à 1000 hPa (près de la surface de l'eau) et d'ondes de tempêtes s'intensifient pendant toute la saison automnale jusqu'à la prise des glaces dans la zone d'étude. Tant que l'eau de la baie d'Hudson est plus chaude que l'air circulant près de la surface de l'eau, les échanges de chaleur et d'humidité

favorisent la formation de nuage et de mouvements d'air ascendants qui contribuent à rendre l'atmosphère instable au-dessus de la zone d'étude. Lorsque les glaces se forment en surface de la baie d'Hudson vers le début de décembre, la couche de glace agit comme un isolant qui inhibe le transfert de chaleur et d'humidité de la masse d'eau vers l'atmosphère. En dehors de la saison automnale, l'atmosphère au-dessus de la zone d'étude est trop stable pour que se développent de très forts gradients de géopotential à 1000 hPa. Même si des systèmes dépressionnaires circulent en toutes saisons, ceux-ci ne génèrent pas les forts gradients de géopotential nécessaires au développement des ondes de tempêtes majeures observées durant la saison automnale. La formation de la glace est donc un important facteur régional qui inhibe le développement des ondes de tempêtes de janvier à juin. En été (juin à août), l'atmosphère est aussi très stable parce que l'eau de surface très froide refroidit l'air de la basse atmosphère, ce qui constitue un facteur de stabilité atmosphérique.

Même si des dépressions assez fortes peuvent circuler dans la zone d'étude en été et en hiver (début janvier à la mi-août), la forte stabilité de l'atmosphère inhibe la formation de forts gradients de géopotential à 1000 hPa indispensables pour que des ondes de tempêtes majeures puissent se développer dans la baie d'Hudson et la baie James. Dans le nord de la baie d'Hudson et dans le détroit d'Hudson, une partie des surcotes et des décotes est causée par les fluctuations de la pression atmosphérique (effet de baromètre inversé) au-dessus des sites du projet ou à proximité. C'est pourquoi une partie des décotes se produit en hiver (mars, avril et mai) au passage d'anticyclones et une partie des surcotes du détroit d'Hudson se produit en janvier et février en plus des surcotes automnales. Ces surcotes et décotes sont cependant beaucoup moins fortes que celles qui se développent sous l'effet du vent dans le centre et le sud la baie d'Hudson et dans la baie James.

Comme la présence d'une grosse dépression atmosphérique ou tempête est généralement associée à celle des surcotes et des décotes, une série d'indicateurs basé sur les tempêtes ont été utilisés pour caractériser le régime des tempêtes en climat actuel et futur et pour comparer ces indicateurs aux données sur les surcotes et les décotes. En comparant la position des centres dépressionnaires et la fréquence du tourbillon des tempêtes associées aux 20 surcotes et aux 20 décotes les plus fortes observées à chacun des 4 sites de référence de la Baie d'Hudson, il a été possible d'établir des liens systématiques permettant de décrire le mode de développement des ondes de tempêtes. Au maximum du développement des grosses surcotes, le centre dépressionnaire des tempêtes est presque toujours situé dans une région spécifique au site où se produit la surcote. Ces régions ont été délimitées par des cercles de 1000 km de diamètre qui circonscrivent les centres cycloniques des 20 à 25 tempêtes pendant les 6 à 12 heures précédant l'atteinte du niveau maximum de la surcote. On a aussi appliqué cette méthode aux décotes en identifiant des cercles de 1000 km de diamètre contenant la majorité des centres dépressionnaires au moment du développement maximal des 20 à 25 plus grosses décotes. Les centres cycloniques sont cependant moins bien groupés pour les décotes que pour les surcotes.

Dix simulations climatiques et quatre ré-analyses ont été utilisées pour fournir les intrants de l'algorithme de Sinclair. En comparant le nombre de centres cycloniques présents dans les cercles correspondant à chacun des sites de référence en climat actuel (1961-2000) et en climat futur proche (2041-71) et lointain (2071-2099) à l'aide des 10 simulations climatiques, on a pu constater que le régime des tempêtes est modifié par les changements climatiques dans la zone d'étude. Les tempêtes les plus intenses (de l'ordre de 6 CVU et plus) traversant l'un ou l'autre des cercles de 1000 km mentionnés plus haut sont les principales responsables du développement de fortes surcotes. Les décotes sont aussi associées à la présence de dépressions atmosphériques à des positions spécifiques, mais le rôle des anticyclones est

parfois prépondérant par rapport à celui des systèmes cycloniques. Pour les sites localisés dans le détroit d'Hudson, l'effet de baromètre inversé est le principal facteur affectant les niveaux d'eau non-tidaux.

L'augmentation en début d'hiver (DJF) de la récurrence des surcotes (fréquence de dépassement ou projections de Gumble) est conforme à celle des tempêtes et s'explique principalement par l'impact qu'aura l'allongement de la saison libre de glace dans un climat plus chaud. L'allongement de la saison libre de glace dans la baie d'Hudson, de l'ordre de 6 semaines vers 2055 (Senneville et St-Onge Drouin 2013) et de plusieurs semaines additionnelles vers la fin du siècle, aura pour effet d'augmenter le transfert de chaleur et d'humidité vers la basse atmosphère au-dessus de la baie d'Hudson à l'automne et en hiver, principalement de janvier à mars. Les dépressions arctiques deviendront aussi plus intenses et plus nombreuses dans le nord de la baie d'Hudson et dans le détroit d'Hudson. Le redéveloppement et le renforcement des systèmes dépressionnaires s'accroissent en automne et se prolongent pendant la saison hivernale dans la zone d'étude en climat futur. Cela favorise une hausse du nombre et/ou de la fréquence des grosses tempêtes dans la baie d'Hudson à l'automne et un nombre plus élevé de dépressions de taille moyenne à grosse en hiver. Dans la majeure partie de la zone d'étude, cela se traduit par une intensification des ondes de tempêtes qui produisent les surcotes et décotes les plus importantes.

La récurrence des surcotes tend à s'élever partout dans la zone d'étude, sauf dans le sud de la baie James. Dans la région du détroit d'Hudson, en particulier dans le secteur de Quaqtaq, la prépondérance des surcotes causées par des dépressions situées dans la mer du Labrador et l'Atlantique nord explique pourquoi les plus fortes surcotes peuvent souvent se produire en hiver. Dans cette zone, la pression atmosphérique est le principal facteur de développement des ondes de tempêtes, contrairement à la baie d'Hudson qui est surtout affectée par les vents de tempêtes causés par le développement de forts gradients de géopotential à 1000 hPa.

6.3 IMPACTS DU CHANGEMENT DU RÉGIME DES TEMPÊTES ET DES NIVEAUX D'EAU

Tel que mentionné à la fin de la section 6.1, l'impact de l'augmentation de la fréquence des surcotes de tempêtes devrait être atténué par la baisse généralisée du niveau de la mer dans la baie d'Hudson au cours du 21^{ème} siècle. L'impact des niveaux d'eau sera donc limité surtout aux décotes qui seront accentuées par cette baisse, en particulier dans l'est de la baie d'Hudson.

Par contre, l'étude présentée ci-dessus montre aussi que dans la baie d'Hudson, les surcotes sont causées par des vents forts et persistants orientés vers les côtes qui subiront ces surcotes. Ces vents sont généralement orientés à 45° ou perpendiculairement à la côte; par exemple, les vents qui produisent de grosses surcotes à Churchill sont du nord-est, tandis qu'à Rupert, les vents viennent du nord-ouest et du nord pendant le développement des grosses surcotes. À Umiujaq, les vents sont de l'ouest et finalement, au nord-est de la baie d'Hudson, vers Akulivik, Puvirnituq et Ivujivik, les vents sont du sud-ouest. Autrement dit, à l'exception du détroit d'Hudson, les vents qui développent les grosses surcotes et les niveaux d'eau très élevés sont aussi des vents qui peuvent développer de fortes vagues en direction des côtes affectées par la surcote au moment où celle-ci atteint sa hauteur maximale. Même si la baisse du niveau marin

compense la hausse de récurrence des surcotes, la quantité de vagues et l'énergie de ces vagues atteignant les côtes devraient augmenter tant à cause de l'allongement de la période d'eau libre que de l'intensification des vents causés par les tempêtes.

La présente étude ne porte pas sur les vagues, mais comme les dommages aux infrastructures côtières et l'érosion des berges sont souvent associés à la présence simultanée de niveaux élevés et de fortes vagues atteignant la côte, la probabilité conjointe que les surcotes soient accompagnées de fortes vagues est élevée dans toute la baie d'Hudson et dans une partie de la baie James. Pour les communautés locales qui utilisent des petites embarcations (canots et petits bateaux de pêche), la saison de navigation sera allongée, mais plus affectée par les vagues de tempêtes et les niveaux extrêmes. Dans la région du détroit d'Hudson, les vents qui affectent la côte du Nunavik sont souvent causés par des dépressions situées dans la mer du Labrador, de sorte que la probabilité conjointe de fortes vagues et de niveaux très élevés est vraisemblablement plus faible que dans la baie d'Hudson. Il serait possible, en utilisant un modèle de vagues bien calibré, de produire des probabilités conjointes de niveaux extrêmes (tirés des séries synthétiques présentés ici) et fortes vagues.

Un autre élément important à prendre en compte est la stabilité des glaces côtières elles-mêmes. L'impact des CC sera clairement de retarder la prise des glaces et d'avancer la fonte printanière de plusieurs semaines (Senneville et St-Onge Drouin; 2013). Mais le fait que la formation des glaces côtières se situe dans une période qui sera très tempétueuse aura probablement un impact sur la qualité des glaces, leur épaisseur et leur texture, ce qui pourrait être important pour les communautés du nord utilisant des motoneiges ou autres moyens pour se déplacer sur la banquise côtière.

Les tempêtes sont aussi des systèmes atmosphériques qui transportent de la chaleur et de l'humidité vers le nord dans la baie James et le long de la côte est de la baie d'Hudson. La région de la baie d'Hudson est l'une des régions, à ces latitudes, qui se réchauffe le plus rapidement. C'est aussi une zone où les précipitations automnales et hivernales augmentent le plus rapidement dans l'hémisphère nord (Logan et al. 2011), en bonne partie à cause des tempêtes. Les conditions météorologiques automnales sont connues par les aviateurs et les navigateurs comme une période difficile à cause de la fréquence élevée de brouillard, pluie verglaçante, vents violents etc. qui prévalent à l'automne. Ces conditions risquent d'empirer et de se prolonger plusieurs semaines de plus dans quelques décennies. Il serait judicieux de se pencher sur cette question et d'étudier ces processus.

L'adaptation aux changements climatiques qui affecteront la zone d'étude en modifiant le régime des tempêtes et la récurrence des ondes de tempêtes pourrait bénéficier des méthodes utilisées pour la présente étude. Notamment, l'étude s'ajoute à celle de Massé et Villeneuve (2013) qui montre qu'il est possible d'utiliser un modèle hydrodynamique 2D relativement simple pour reproduire les variations des niveaux d'eau dans la zone d'étude. Un modèle semblable pourrait être forcé par des prévisions météorologiques plutôt que par des ré-analyses pour fournir aux communautés côtières de la zone d'étude et aux gestionnaires d'infrastructures des prévisions opérationnelles de niveau d'eau en temps réel. De plus, il serait judicieux d'installer des marégraphes aux quatre sites pour lesquels nous n'avons pas trouvé de données de marée afin de mieux équiper ces communautés de données sur les niveaux d'eau. Finalement, l'étude réalisée ci-dessus porte surtout sur le régime des tempêtes, mais elle démontre que la formation de gradients de géopotential à 1000 hPa causée par la présence simultanée d'une dépression et d'un anticyclone de part et d'autre de la baie d'Hudson est la cause principale de développement des plus fortes variations non-tidales des niveaux d'eau dans la baie James et la baie d'Hudson. Des études sur la formation des anticyclones dans la zone d'étude et sur le

continent et de la formation de dépressions arctiques dans l'Atlantique nord-ouest et la mer du Labrador pourraient aider à mieux comprendre certains aspects de la formation des événements extrêmes de la région en climat actuel et futur.

RÉFÉRENCES

- Côté J, Gravel S, Méthot A, Patoine A, Roch M, and Staniforth A., 1998. The operational CMC-MRB global environmental multiscale (GEM) model. Part I: Design considerations and formulation. *Mon Weather Rev* 126:1373–1395.
- Dee, D. P., and 35 co-authors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553-597. DOI: 10.1002/qj.828.
- de Elia, R., and H. Cote: 2010: Climate and climate change sensitivity to model configuration in the Canadian RCM over North America. *Meteorologische Zeitschrift*, 19(4), 1-15.
- Flato, G.M., G.J. Boer, W.G. Lee, N.A. McFarlane, D. Ramsden, M.C. Reader, and A.J. Weaver. 2000: The Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis Global Coupled Model and its Climate. *Climate Dynamics*, 16:451-467.
- Flato, G.M. and G.J. Boer, 2001: Warming Asymmetry in Climate Change Simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 195-198.
- Jungclaus, J.H., M. Botzet, H. Haak, N. Keenlyside, J.-J. Luo, M. Latif, J. Marotzke, U. Mikolajewicz, and E. Roeckner, 2006: Ocean circulation and tropical variability in the AOGCM ECHAM5/MPI-OM. *J. Clim.*, vol 19(16), 3952–3972.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437- 471.
- Logan, T., I. Charron, D. Chaumont, D. Houle. 2011. Atlas de scénarios climatiques pour la forêt québécoise. Ouranos et MRNF. 55p +annexes.
- Massé A., and Villeneuve M., 2013; Modélisation des niveaux d'eau dans la Baie d'Hudson et le Détroit d'Hudson. Rapport d'étude soumis à Ouranos par le Groupe Conseil LaSalle, Verdun, 45 p. + Ann.
- Mesinger, F., and Coauthors, 2006: North American Regional Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 343–360. Mesquita, M.; Kvamtso, N.G.; Sorteberg, A. and Atkinson, D.E., 2008. Climatological properties of summertime extra-tropical storm tracks in the Northern Hemisphere, *Tellus A*, Vol. 60, No. 3, pp. 557–569, ISSN 0280-6495
- Music B. and D. Caya, 2007. Evaluation of the Hydrological Cycle over the Mississippi River Basin as Simulated by the Canadian Regional Climate Model (CRCM). *J. Hydrometeorology*, 8(5), 969-988.
- Paquin, D. 2010. Évaluation du MRCC4 en passé récent (1961-1999). Ouranos, Équipe Simulations climatiques. Rapport interne no 15.
- Michele M. Rienecker, Max J. Suarez, Ronald Gelaro, Ricardo Todling, Julio Bacmeister, Emily Liu, and coll. 2011: MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *J. Climate*, 24, 3624–3648.

- Rosu, C., 2005 : Les caractéristiques des cyclones et l'apport d'eau dans les bassins versants du Québec
Mémoire de maîtrise en Sciences de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada, 118p.
- Savard J.P, Gachon P., Rosu C., Martin P., Aider R., Saad C., 2014 : Étude du régime des tempêtes dans le Nunavik. Rapport d'étude réalisé pour NRCAN et le Ministère de Transports du Québec, Montréal, 109p.
- Scinocca, J. F., N. A. McFarlane, M. Lazare, J. Li, and D. Plummer, 2008: Technical Note : The CCCma third generation AGCM and its extension into the middle atmosphere. *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 7055-7074.
- Sinclair, M.R., and I.G. Watterson, 1999: Objective assessment of extratropical weather systems in simulated climates. *Journal of Climate*, 12, 3467-3485.
- Sinclair, M.R., 1997: Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology. *Weather and Forecasting*, 12, 591-608.
- Sinclair, M. R., 1994: An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 2239–2256.
- Sinclair, R.M., 1997: Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology, *Weather and Forecasting*, 12, 595–612.
- Ulbrich, U., J. Pinto, H. Kupfer, G. Leckebusch, T. Spangehl, and M. Reyers, 2008: Changing Northern Hemisphere storm tracks in an ensemble of IPCC climate change simulations. *J. Clim.*, doi: 10.1175/2007JCLI1992.1, 1669–1679. 97
- Uppala, S.M., Kallberg, P.W., Simmons, A.J. Andrae, U. et coll. 2005. The ERA-40 reanalysis *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, (oct 2005), Vol 131, no 612, pp. 2961–3012.

ANNEXE 1

**MARÉE ET ONDES DE TEMPÊTES DANS LA BAIE D'HUDSON, LA
BAIE JAMES, LE DÉTROIT D'HUDSON ET LA BAIE D'UNGAVA**

**MODÉLISATION NUMÉRIQUE DES NIVEAUX D'EAU ACTUELS ET
FUTURS DUS AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES**

Préparé pour Ouranos Inc.
Pour le compte de Ressources Naturelles Canada
Préparé par Lasalle NHC

MARÉE ET ONDES DE TEMPÊTE DANS LA BAIE D'HUDSON, LA BAIE JAMES, LE DÉTROIT D'HUDSON ET LA BAIE D'UNGAVA

MODÉLISATION NUMÉRIQUE DES NIVEAUX D'EAU ACTUELS ET FUTURS DUS AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES

Préparé pour:

Ouranos

Montréal, Québec (Canada)

Pour le compte de:

Ressources Naturelles Canada

Préparé par:

Lasalle | NHC

LaSalle, Montréal, Québec (Canada)

29 février 2016

Préparé par:



Alexandre Massé, Ing., M. Ing.
Ingénieur de projet, Associé
No OIQ: 5019367
amasse@lasallenhc.com
514-366-2970 x8033



Nicolas Gallant, Ing. jr, M. Ing.
Ingénieur junior
No OIQ: 5047189
ngallant@lasallenhc.com
514-366-2970 x8019

CLAUSE DE LIMITATION DE RESPONSABILITÉ.

Lasalle|NHC et ses directeurs, associés, employés et mandataires n'assument aucune responsabilité à l'utilisation ou au recours du présent document ou de son contenu.

REMERCIEMENTS

Lasalle | NHC tient à remercier Ressources Naturelles Canada et Ouranos, qui ont fourni une grande partie du financement nécessaire à la réalisation de ce projet. Les auteurs de ce rapport désirent également manifester leur gratitude au personnel d'Ouranos pour son étroite coopération, sa grande expertise en science du climat et en océanographie, et pour son rôle clé dans le développement d'une meilleure compréhension physique du régime des tempêtes.

La présente étude a été rendue possible grâce aux différents intervenants qui ont fourni les données nécessaires au développement et à la validation du modèle hydrodynamique. Des données marégraphiques ont gracieusement été fournies par Hydro-Québec et le Ministère des Transports du Québec. Des composantes de marées ont été produites par l'Université Technique du Danemark (modèle DTU10) et Pêches et Océans Canada. Les données climatiques du MRCC ont été générées et fournies par Ouranos, tandis que les données du modèle NARR ont été offertes par le Centre National de Prédiction Environnementale de l'Administration Nationale Océanique et Atmosphérique. Finalement, les données bathymétriques utilisées dans cette étude ont été gracieusement fournies par la Commission Océanographique Intergouvernementale de l'UNESCO et l'Organisation Hydrographique Internationale.

Partenaires



Natural Resources
Canada

Ressources naturelles
Canada

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	III
TABLE DES MATIÈRES	IV
LISTE DES FIGURES	V
LISTE DES TABLEAUX	VIII
1 INTRODUCTION	1
2 CONTEXTE ET OBJECTIFS	3
2.1 Problématique	3
2.2 Objectifs	3
3 MÉTHODOLOGIE	6
3.1 Modèle hydrodynamique bidimensionnel MIKE 21	6
3.2 Grille de calcul	7
3.3 Sites à l'étude	8
3.4 Données utilisées	9
3.4.1 Données bathymétriques	9
3.4.2 Conditions frontières du modèle	9
3.4.3 Reconstitution de la marée aux 23 sites à l'étude	11
3.4.4 Validation du modèle d'ondes de tempête	12
3.5 Traitement des données	12
3.6 Référentiel altimétrique	13
4 VALIDATION DU MODÈLE	15
4.1 Reconstitution de la marée	15
4.2 Ondes de tempête	16
5 RÉSULTATS	18
5.1 Description des statistiques de niveaux d'eau	18
5.1.1 Séries temporelles de niveaux d'eau	18
5.1.2 Fréquences de dépassement	21
5.1.3 Niveaux maximums et minimums annuels aux cinq sites sélectionnés	22
5.1.4 Niveaux maximums et minimums annuels dans l'ensemble du domaine	23
5.2 Interprétation des résultats	24
5.2.1 Saisonnalité des tempêtes	24
5.2.2 Intensité des ondes de tempête	24
5.2.3 Changements climatiques	25
6 CONCLUSIONS	28
RÉFÉRENCES	
ANNEXE A	Composantes harmoniques de la marée utilisées pour reconstituer la marée à chacun des 23 sites à l'étude.
FIGURES	

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1: Position des 23 sites à l'étude.

Figure 3.1: Domaine de calcul du modèle hydrodynamique bidimensionnel Mike21 et bathymétrie utilisée.

Figure 3.2: Méthodologie de traitement des données utilisée pour reproduire les niveaux d'eau aux 23 sites à l'étude.

Figure 4.1: Disponibilité des sources de données de marée aux 23 sites à l'étude.

Figure 4.2: Composante de marée M2 provenant des trois sources de données disponibles.

Figure 4.3: Composante de marée S2 provenant des trois sources de données disponibles.

Figure 4.4: Composante de marée N2 provenant des trois sources de données disponibles.

Figure 4.5: Exemple de validation du modèle hydrodynamique d'ondes de tempête pour le site de référence Umiujaq. Saison automnale (septembre, octobre et novembre) des années 2010 et 2011.

Figure 5.1: Fréquences de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempête à Quaqtac dans le passé et pour deux périodes futures. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Figure 5.2: Fréquences de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempête à Ivujivik dans le passé et pour deux périodes futures. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Figure 5.3: Fréquences de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempête à Umiujaq dans le passé et pour deux périodes futures. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Figure 5.4: Fréquences de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempête à Rupert dans le passé et pour deux périodes futures. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Figure 5.5: Fréquences de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempête à Churchill dans le passé et pour deux périodes futures. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Figure 5.6: Ajustement des niveaux résiduels non-tidaux maximums annuels à Umiujaq par une loi de distribution de Gumbel, pour les cinq simulations basées sur le MRCC (couleurs) et la simulation basée sur NARR (noir).

Figure 5.7 : Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux maximums annuels à Quaqtac en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Figure 5.8: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux maximums annuels à Ivujivik en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Figure 5.9: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux maximums annuels à Umiujaq en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Figure 5.10: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux maximums annuels à Rupert en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Figure 5.11: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux maximums annuels à Churchill en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Figure 5.12: Ajustement des niveaux résiduels non-tidaux minimums annuels à Umiujaq par une loi de distribution de Gumbel, pour les cinq simulations basées sur le MRCC (couleurs) et la simulation basée sur NARR (noir).

Figure 5.13: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux minimums annuels à Quaqtaq en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Figure 5.14: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux minimums annuels à Ivujivik en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Figure 5.15: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux minimums annuels à Umiujaq en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Figure 5.16: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux minimums annuels à Rupert en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Figure 5.17: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux minimums annuels à Churchill en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Figure 5.18: Distribution spatiale dans l'ensemble du domaine d'étude des niveaux d'eau maximums et minimums annuels associés à une période de retour de 100 ans. Marée, résidu non-tidal et niveau total du passé réel reconstitué sur la période 1980-2009.

Figure 5.19: Distribution spatiale dans le domaine d'étude de l'effet des changements climatiques sur l'augmentation ou l'atténuation des surcotes maximales annuelles associées à une période de retour de 100 ans.

Figure 5.20: Distribution spatiale dans le domaine d'étude de l'effet des changements climatiques sur l'augmentation ou l'atténuation des décotes maximales annuelles associées à une période de retour de 100 ans.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1: Modèles atmosphériques utilisés pour la modélisation d’ondes de tempête.	10
Tableau 3.2: Sommaire des données marégraphiques utilisées.	12
Tableau 4.1: Coefficients de détermination R^2 entre les niveaux simulés et mesurés durant la saison des tempêtes automnales (septembre, octobre et novembre) pour les années 2010 et 2011..	17
Tableau 4.2: Pentés de régression linéaire entre les niveaux simulés et mesurés durant la saison des tempêtes automnales (septembre, octobre et novembre) pour les années 2010 et 2011..	17
Tableau 5.1: Séries temporelles des niveaux d’eau calculés par le modèle numérique d’ondes de tempête.	20

1 INTRODUCTION

Les variations de la pression atmosphérique et du vent près de la surface de l'eau peuvent induire un rehaussement (surcote) ou un abaissement (décote) du niveau d'eau appelé onde de tempête. Lorsqu'une onde de tempête de forte intensité se combine à une marée de vive-eau, le niveau d'eau peut alors atteindre une valeur extrême positive ou négative par rapport au niveau moyen de la mer qui peut mettre en péril les activités de navigation et les infrastructures maritimes le long des côtes.

En 2013, Lasalle|NHC (anciennement Le Groupe-Conseil LaSalle) a conduit une étude de modélisation hydrodynamique visant à évaluer l'effet des changements climatiques sur les surcotes de niveaux d'eau extrêmes aux abords de six villages côtiers du Nunavik, le long du détroit d'Hudson et de la côte est de la Baie d'Hudson (Massé A & Villeneuve M, 2013). L'étude de 2013 de Lasalle|NHC s'inscrivait au sein d'une vaste étude pilotée par le Ministère des Transports du Québec et portant sur les conditions océanographiques de cette région et sur l'impact des changements climatiques sur les infrastructures maritimes du Nunavik.

Les travaux de Lasalle|NHC ont permis de monter et calibrer un modèle hydrodynamique bidimensionnel d'ondes de tempête, de reconstruire les séries temporelles de niveaux d'eau totaux (marée et ondes de tempête) des trente-trois dernières années à six villages du Nunavik, et de quantifier l'effet des changements climatiques sur les surcotes extrêmes à l'aide de deux projections climatiques issues du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC).

Fort des résultats obtenus au cours des travaux de 2013, un deuxième projet financé par Ressources Naturelles Canada (RNCan) et Ouranos a été mis en place afin d'étendre les résultats du modèle hydrodynamique d'ondes de tempête et de fournir une base de données fiable sur les niveaux d'eau le long des côtes de la baie d'Hudson, de la baie James, du détroit d'Hudson et de la baie d'Ungava (figure 2.1). Plus spécifiquement, les travaux de ce deuxième projet faisant l'objet du présent rapport se sont penchés sur les aspects suivants :

- Reconstruire les niveaux totaux (marée et ondes de tempête) de 1980 à 2013 à 23 sites répartis le long des côtes du domaine à l'étude, tel qu'illustré à la figure 2.1;
- Élargir l'analyse des niveaux extrêmes en étudiant les décotes;
- Améliorer les projections des effets des changements climatiques sur les ondes de tempête extrêmes (surcotes et décotes) en utilisant un total de cinq projections climatiques issues du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC).

Le présent rapport est divisé en six chapitres. Le chapitre 2 présente tout d'abord la problématique abordée et les objectifs du projet. Le chapitre 3 décrit la méthodologie de la modélisation numérique des marées et des ondes de tempêtes, tandis que le chapitre 4 illustre la validation des résultats issus du modèle d'ondes de tempête. Le chapitre 5 présente l'analyse statistique des ondes de tempêtes et des

niveaux d'eau extrêmes extraits du modèle numérique d'ondes de tempête et dresse un portrait global dans l'ensemble du domaine d'étude de la saisonnalité des tempêtes, de l'intensité des surcotes et décotes extrêmes et de l'effet des changements climatiques sur les variations de niveaux d'eau extrêmes. Finalement, le chapitre 6 conclue sur les objectifs atteints dans le cadre de ce projet.

Il importe de mentionner que les travaux de ce projet ont été réalisés de concert avec une étude sur le régime des tempêtes conduite par Ouranos, visant à définir les mécanismes des tempêtes atmosphériques responsables des surcotes et décotes extrêmes, et à établir les tendances générales dans un climat futur (Savard, 2016).

2 CONTEXTE ET OBJECTIFS

2.1 Problématique

Le présent projet se limite à l'étude des fluctuations du niveau d'eau causées par la marée et les ondes de tempête. Les variations du niveau de la mer peuvent également être causées par de nombreux facteurs tels les seiches, les variations de débits dans les estuaires côtiers, les vagues, les ondes gravitaires, les tsunamis, etc.

Les marées océaniques sont générées par les forces gravitationnelles de la lune et du soleil et par la rotation de la terre, tandis que les ondes de tempêtes sont des variations positives (surcotes) ou négatives (décotes) du niveau d'eau causées par le vent et la pression atmosphérique. En transmettant une partie de son énergie à un plan d'eau sous l'action des forces de cisaillement, le vent peut empiler ou éloigner l'eau le long des côtes. Les variations de la pression atmosphérique provoquent quant à elles des effets de succion ou de repoussement de la surface d'eau. Une combinaison de ces phénomènes peut conduire à des surcotes ou décotes de fortes intensités qui, en se combinant à une marée de vive-eau, peuvent mener à des variations extrêmes du niveau d'eau susceptibles de mettre en péril les infrastructures maritimes.

Dans la région de la baie d'Hudson, de la baie James, du détroit d'Hudson et de la baie d'Ungava, l'absence quasi complète de longues séries chronologiques de mesures de niveaux d'eau pose de nombreuses difficultés pour la planification des aménagements côtiers et la navigation. À l'exception des stations marégraphiques de Churchill et de l'île Stag dans la baie de Rupert, aucune autre série continue de données de niveaux d'eau n'est disponible pour plus d'une décennie et la plupart des séries de données s'étale de quelques semaines à deux ou trois ans. Ces données sur de courtes périodes de temps sont généralement suffisantes pour extraire les principales composantes harmoniques de la marée et reconstruire cette dernière à n'importe quelle période. Par contre, ces courtes séries ne permettent pas d'établir des statistiques fiables sur les variations de niveaux d'eau extrêmes dues aux tempêtes atmosphériques. Or, les tempêtes causent de fortes variations de niveaux d'eau, particulièrement dans le sud de la baie d'Hudson et la Baie James, qui ne peuvent être négligées pour l'établissement des courbes de récurrence du niveau total maximum ou minimum annuel par exemple.

2.2 Objectifs

Une première étude réalisée en 2013 par Lasalle | NHC, anciennement Le Groupe-Conseil LaSalle (Massé et Villeneuve, 2013), a permis de monter et calibrer un modèle hydrodynamique permettant de reproduire les ondes de tempête le long de la côte du Nunavik, du village de Quaqtak dans le détroit d'Hudson jusqu'à celui d'Umiujaq sur la côte est de la baie d'Hudson (figure 2.1). Ce travail a tout d'abord permis de reconstituer les niveaux d'eau totaux incluant la marée et les niveaux résiduels causés par les ondes de tempête aux abords de six villages du Nunavik: Quaqtak, Kangiqsujuaq, Ivujivik, Akulivik, Puvirnituk et Umiujaq. Cette reconstitution des niveaux d'eau a été effectuée à l'aide des données de vent et de pression atmosphérique fournies par le modèle de réanalyse NARR pour les trente-trois dernières années, soit de 1980 à 2012 inclusivement. Une analyse statistique des niveaux

extrêmes des séries temporelles issues de la modélisation numérique a permis pour la première fois d'établir des courbes de récurrence du niveau maximum annuel aux six villages à l'étude.

Ces courbes de récurrence du niveau maximum annuel ont également été projetées dans un futur affecté par les changements climatiques, en alimentant le modèle d'ondes de tempête par les champs de vent et de pression atmosphérique extraits de deux simulations de projection climatique réalisées avec le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC), soit les simulations *aev* et *ahj*. Les niveaux d'eau résultant des conditions climatiques prédites par *aev* et *ahj* ont été reconstruits par le modèle d'ondes de tempête pour la période de référence du passé 1980-2009, ainsi que pour la période future 2040-2069, séparée par 60 ans de la période du passé. Les variations futur-passé projetées par les simulations *aev* et *ahj* ont permis de quantifier les effets possibles des changements climatiques sur les niveaux d'eau maximums extrêmes et d'ajuster les courbes de récurrence du niveau maximum annuel d'un passé réel centré sur l'année 1995 afin de refléter les conditions plausibles d'un futur centré sur l'année 2055.

Tirant avantage du travail effectué durant l'étude de 2013, ce deuxième projet faisant l'objet du présent rapport vise à fournir une base de données sur les niveaux d'eau du domaine d'étude, et à décrire les conditions de la marée et des ondes de tempête le long des côtes de la baie d'Hudson, de la baie James, du détroit d'Hudson et de la baie d'Ungava. Il est possible de télécharger ces données de niveaux d'eau via les hyperliens du tableau 5.1.

Les objectifs spécifiques de la présente étude sont les suivants :

- Étendre les résultats du modèle hydrodynamique à l'ensemble des côtes de la baie d'Hudson, de la baie James, du détroit d'Hudson et de la baie d'Ungava. Un total de 23 sites distribués le long de ces côtes ont été sélectionnés afin d'y reconstituer les niveaux totaux (marée et ondes de tempête) des trente-quatre dernières années, de 1979 à 2013, et de projeter ces niveaux d'eau dans un climat futur affecté par les changements climatiques;
- Améliorer les projections des effets des changements climatiques sur les ondes de tempête en alimentant le modèle hydrodynamique avec une gamme plus large de projections climatiques. Cette nouvelle gamme de projections climatiques inclue cinq simulations du MRCC et deux différentes périodes dans le futur, 2040-2069 et 2070-2099, séparées respectivement par 60 et 90 ans de la période de référence du passé (1980-2009);
- Analyser les niveaux d'eau extrêmes sur l'ensemble des côtes ciblées par la présente étude afin de dresser un portrait global des conditions actuelles et futures des ondes de tempête et de la marée. Ces statistiques se basent sur la méthode de dépassement de seuil et l'analyse des valeurs extrêmes, et incluent à la fois les variations positives et négatives du niveau d'eau.

Les travaux décrits dans ce rapports ont été réalisés de concert avec une étude sur le régime des tempêtes atmosphériques visant à définir les mécanismes à l'origine des surcotes et décotes extrêmes et à décrire les impacts des changements climatiques sur ces ondes de tempête (Savard, 2016).

3 MÉTHODOLOGIE

La méthodologie employée pour la modélisation numérique des ondes de tempête et de la marée dans la baie d’Hudson, la baie James, le détroit d’Hudson et la baie d’Ungava suit l’approche développée et validée en 2013 par Lasalle|NHC, anciennement Le Groupe-Conseil LaSalle (Massé et Villeneuve, 2013). Cette approche se base sur l’utilisation du modèle hydrodynamique bidimensionnel Mike 21, qui permet de calculer les variations du niveau d’eau et de la vitesse intégrée sur la verticale à chaque nœud de la grille de calcul suite à un forçage de pression atmosphérique et de vent sur l’ensemble de la surface libre du domaine, et à un forçage de niveau d’eau dû à la marée et aux ondes de tempête à la frontière ouverte du domaine de calcul.

Cette section résume la méthodologie employée pour reconstituer les niveaux d’eau du passé, et projeter les données dans un futur affecté par les changements climatiques.

3.1 Modèle hydrodynamique bidimensionnel MIKE 21

Les variations du niveau d’eau sous l’effet de la marée et des tempêtes (vent et pression atmosphérique) sont simulées à l’aide du module HD (Hydrodynamics) du modèle MIKE 21, développé et commercialisé par la firme danoise DHI Water & Environment (Mike by DHI, 2014). Ce modèle conçu pour simuler les écoulements à surface libre en milieux marins, côtiers et estuariens repose sur une formulation bidimensionnelle des équations de conservation de la masse et de la quantité de mouvement. La solution numérique de ces équations peut s’effectuer à l’aide d’une discrétisation par différences finies, sur un domaine de calcul discrétisé à l’aide de cellules rectangulaires structurées, ou avec une approche aux volumes finis utilisant un maillage à cellules triangulaires non-structurées (maillage flexible).

Dans le contexte du présent projet, la géométrie complexe du domaine à modéliser et la nécessité de raffiner certaines zones précises du modèle militaient a priori en faveur de l’utilisation d’un maillage flexible. Toutefois, les temps de calcul plus importants du modèle aux volumes finis par rapport à celui aux différences finies, liés aux critères de stabilité des modèles, ont favorisé le modèle aux différences finies. La structure cartésienne du maillage à cellules rectangulaires offrait de surcroît plus de flexibilité pour le prétraitement des données et le post-traitement des résultats de simulations. La validité de ce choix méthodologique a été confirmée lors de discussions avec le concepteur du modèle MIKE 21, M. Erland Rasmussen, de DHI Water & Environment.

Avec un forçage externe imposé à la frontière ouverte du modèle (niveaux d’eau) de même que sur l’ensemble de la surface libre (champs de vent et de pression atmosphérique), le modèle numérique prédit à chaque maille du domaine le niveau d’eau et la vitesse intégrée sur la verticale. L’utilisation de modèles bidimensionnels pour les simulations de surcotes et décotes liées aux ondes de tempête a fait ses preuves dans de nombreux projets. Malgré la simplification qu’introduisent ces modèles dans la description des courants, plusieurs études ont confirmé qu’ils conduisent néanmoins à des prédictions tout à fait satisfaisantes, tel que nous avons pu constater dans le cadre du présent projet.

3.2 Grille de calcul

Le domaine de calcul illustré à la figure 3.1 est centré sur la baie d'Hudson et la baie James, et comprend également le détroit d'Hudson et la baie d'Ungava, situés entre la baie d'Hudson et la mer du Labrador.

Au nord de la baie d'Hudson, le domaine de calcul contient le bassin de Foxe, relié au golfe de Boothia par le passage très étroit du détroit de Fury et Hecla. À l'est, le détroit d'Hudson débouche sur la mer du Labrador dont la portion entre cette embouchure et le transect Nain-Qaqortoq fait également partie du domaine de calcul. Plus au nord, le domaine se prolonge dans la mer de Baffin, reliée à la mer du Labrador par le détroit de Davis, et se termine dans le détroit de Nares (limite nord) et le canal de Parry (limite ouest).

Les variations de niveaux d'eau provenant de l'océan Atlantique et de la mer du Labrador sont imposées à la frontière est du domaine de calcul, le long du transect Nain-Qaqortoq. Ce transect possède une longueur de 900 km et une profondeur atteignant jusqu'à 3 500 m. Les variations de niveaux imposés à cette frontière se propagent vers le nord du domaine, dans la mer de Baffin (profondeur de 2 250 m), et se font réfléchir par l'île Devon située à l'extrémité de cette dernière. Les passages du détroit de Nares (largeur de 45 km) et du canal de Parry (largeur de 70 km), situés respectivement aux limites nord et ouest du domaine de calcul, sont étroits et peu profonds par rapport à la frontière Nain-Qaqortoq et participent donc très peu aux échanges de masses d'eau. Les conditions à ces frontières peuvent être simplifiées par l'imposition d'un flux nul.

En comparaison à la mer du Labrador, la baie d'Hudson, ayant un diamètre d'environ 1 000 km, est très peu profonde (profondeur moyenne de 150 m). Les échanges de masse entre cette dernière et la mer du Labrador sont régulés par le détroit d'Hudson, un passage étroit d'environ 800 km de longueur, 125 km de largeur et 250 m de profondeur.

Le domaine de calcul ainsi choisi est projeté sur un plan à l'aide d'une projection conique conforme de Lambert (ellipsoïde de Clarke 1866) centrée sur les parallèles 56° N et 72° N, limitant les erreurs de projections géographiques liées aux hautes latitudes. Le domaine est discrétisé par un maillage structuré composé de cellules carrées et couvre un quadrilatère de 2 380 par 2 680 kilomètres.

Des essais de raffinement du maillage effectués au cours de l'étude de 2013 de Lasalle | NHC ont permis de conclure qu'une grille uniforme de 14,4 km de résolution conduisait à des niveaux résiduels simulés indépendants de la taille des cellules utilisées. Cette résolution assez grossière mène à un total de seulement 14 000 cellules couvertes d'eau dans le domaine de calcul ce qui, combinée à l'approche de discrétisation par différence finies qui est numériquement stable même avec de grands pas de temps (nombre de courant supérieur à 1), permet de réaliser des simulations sur plusieurs périodes de trente ans avec des temps de calcul raisonnables.

Il est à noter qu'une grille de 14,4 km de résolution ne permet toutefois pas d'obtenir une solution indépendante du niveau de raffinement du maillage pour le signal de marée. Les travaux de 2013 ont démontré que même avec une grille de calcul extrêmement raffinée (résolution de 1,25 km), le modèle

hydrodynamique Mike 21 ne parvient pas à reproduire la marée avec un niveau de précision satisfaisant. Il a alors été choisi d'inclure la marée dans les simulations numériques de niveaux d'eau via la frontière de la mer du Labrador, mais de la substituer à chacun des sites d'intérêt par un signal de marée reconstitué à partir d'autres sources en post-traitement des résultats. Cette approche, décrite à la section 3.5, permet de conserver les effets non-linéaires potentiels entre la marée et les ondes de tempête qui sont bien résolus sur une grille de 14,4 km de résolution, tout en améliorant la précision du niveau total simulé. Les sources de marées utilisées sont décrites à la section 3.4.

3.3 Sites à l'étude

Les niveaux d'eau totaux (marée et ondes de tempête) ont été obtenus à 23 sites distribués le long des côtes de la baie d'Hudson, de la baie James, du détroit d'Hudson et de la baie d'Ungava. Le positionnement de chaque site sélectionné est illustré à la figure 2.1, tandis que l'emplacement exact en longitude/latitude des niveaux résiduels calculés par le modèle numérique d'ondes de tempête est présenté au tableau 5.1. Chacun des sites a été nommé en fonction du village ou tributaire le plus près, et la distribution a été effectuée de la manière suivante :

- Un site, Kuujuaq, est localisé dans la baie d'Ungava (Québec);
- Quatre sites, Quaqtaq, Kangiqsujaq, Baie Déception et Ivujivik, longent la rive sud du détroit d'Hudson (Québec);
- Cinq sites, Akulivik, Puvirnituq, Inukjuak, Umiujaq et Manitounuk, sont situées sur la côte est de la baie d'Hudson (Québec);
- Sept sites, La Grande, Wemindji, Rupert, Moosonee, Fort Albany, Attawapiskat et Lake River, décrivent la côte de la baie James (Québec et Ontario);
- Six sites, Winisk, Fort Severn, Nelson River, Churchill, Arviat et Chesterfield, longent la côte ouest de la baie d'Hudson (Ontario et Manitoba).

Les niveaux d'eau modélisés à chacun des 23 sites de la figure 2.1 sont disponibles pour téléchargement à partir du tableau 5.1, pour le passé réel reconstruit avec les données extraites de NARR (1980-2013) ainsi que pour les cinq simulations de prédictions climatiques du MRCC, pour la période de référence du passé (1980-2009) et les deux périodes du futur (2040-2069 et 2070-2099).

Parmi ces 23 sites, 5 sites de référence ont été sélectionnés afin d'évaluer la capacité du modèle numérique à reproduire les variations de niveaux d'eau causées par les tempêtes (chapitre 4) et de dresser un portrait global des conditions actuelles et futures des ondes de tempête et de la marée (chapitre 5). Les cinq localités sélectionnées, représentées en jaune à la figure 2.1, sont celles de Quaqtaq dans le détroit d'Hudson, Ivujivik à la jonction entre le détroit et la baie d'Hudson, Umiujaq sur la côte est de la baie d'Hudson, Rupert dans le sud de la baie James, et Churchill sur la côte ouest de la baie d'Hudson.

3.4 Données utilisées

Plusieurs sources de données ont été nécessaires afin de monter, valider et exploiter le modèle hydrodynamique d'ondes de tempête et reconstruire la marée aux 23 sites d'intérêt. La présente section résume l'ensemble des données utilisées en cours d'étude.

3.4.1 Données bathymétriques

Les données bathymétriques utilisées au cours de la présente étude proviennent de la Carte Bathymétrique Générale des Océans (GEBCO). Les données bathymétriques GEBCO, disponibles sur Internet, sont gérées par la Commission Océanographique Intergouvernementale de l'UNESCO et par l'Organisation Hydrographique Internationale. La résolution spatiale est de 30 secondes en longitude/latitude, soit environ 1 km.

3.4.2 Conditions frontières du modèle

Le modèle hydrodynamique est forcé 1) sur l'ensemble de la surface libre du domaine de calcul par un champ de vents à 10 m au-dessus du niveau de la mer ainsi que par un champ de pression atmosphérique au niveau de la mer, et 2) à la frontière ouverte de la mer du Labrador par les variations de niveaux d'eau causées par la marée et les ondes de tempête.

Les champs de vent et de pression atmosphérique pour les conditions réelles du passé sont extraits à partir du modèle Régional de Ré-analyse de l'Amérique du Nord (NARR) du Centre National de Prédictions Environnementales (NCEP) de l'Administration Nationale Océanique et Atmosphérique des États-Unis (NOAA). Le modèle NARR couvre l'Amérique du Nord sur une grille de 0,25° (environ 32 km) de résolution et est forcé à sa frontière par le modèle global NCEP2 possédant une résolution de 2,5° (Kanamitsu et al., 2002). Le modèle NARR fournit des données de vent et pression atmosphérique de 1979 à 2013 avec une résolution temporelle de 3 heures.

Les champs de vent et de pression atmosphérique pour les conditions projetées du passé et du futur sont extraits de simulations climatiques du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) (Caya et al., 1999; Music et al., 2007; Paquin, 2010; de Elia et al., 2010), développé et exploité par le Réseau MRCC et Ouranos. Le MRCC est un modèle régional qui effectue des mises à l'échelle dynamique des données provenant de modèles de circulation générale (GCM). Toutes les simulations utilisées dans la présente étude ont été effectuées sur le domaine AMNO qui couvre la majeure partie de l'Amérique du nord incluant l'Arctique canadien et dont la résolution spatiale est de 45 km à 60° N. Deux modèles de circulation générale (couplés océan/atmosphère) ont été utilisés comme pilotes aux frontières externes du MRCC, soit le modèle CGCM3 (Canadian Global Climate Model) (Scinocca *et al.*, 2008; Flato *et al.*, 2000 et 2001) et ECHAM5 (European Centre Hamburg Model) (Jungclaus *et al.*, 2006). Deux membres (no 4 et 5) de CGCM3 et deux membres de ECHAM5 (no 1 et 3) couvrant chacun la période 1980 à 2099 à intervalles de trois heures ont fourni les données pour les 5 simulations utilisées dans le cadre du projet, toutes basées sur les scénarios d'émission de gas à effet de serre SRES A2 du GIEC (Nakicenovic *et al.*, 2000) développés dans le cadre du programme CMIP3 du GIEC (2007).

Le tableau 3.1 ci-dessous résume les caractéristiques des simulations utilisées dans le cadre du projet. Afin de simplifier les représentations graphiques, les simulations sont identifiées par une abréviation de 3 lettres (*e.g.* adj).

Tableau 3.1: Modèles atmosphériques utilisés pour la modélisation d’ondes de tempête.

	Abréviation de la simulation	Modèle utilisé	Pilote	Résolution spatiale (temporelle ¹)	Période utilisée		
					1980-2010	2040-2069	2070-2099
Réanalyse	NARR	NARR	NCEP2	32 km (3 h)	X ²		
Modèle climatique régional	adj	MRCC	CGCM3 membre 4	45 km (6 h)	X	X	X
	aet	MRCC	CGCM3 membre 4	45 km (6 h)	X	X	— ³
	aev	MRCC	CGCM3 membre 5	45 km (3 h)	X	X	X
	agx	MRCC	ECHAM5 membre 1	45 km (6 h)	X	X	X
	ahj	MRCC	ECHAM5 membre 3	45 km (3 h)	X	X	X

Notes:

1. Les valeurs indiquent l’intervalle temporel de sauvegarde des données atmosphériques des modèles et non le pas de temps utilisé dans les simulations.
2. La période utilisée pour NARR s’étend de 1979 à 2013 inclusivement.
3. Données manquantes pour ce scénario durant cette période.

La marée à la frontière ouverte du domaine de calcul dans la mer du Labrador est reconstituée à partir des données marégraphiques disponibles à Nain (Labrador) et Qaqortoq (Groenland), situés à chaque extrémité de la frontière. Les composantes harmoniques extraites des données marégraphiques et utilisées pour reconstituer les signaux de marées à Nain et Qaqortoq sont disponibles à l’annexe A. Une interpolation linéaire sur les séries temporelles de Nain et Qaqortoq a été utilisée pour calculer la marée sur l’ensemble des points de grille situés le long de la frontière.

Le niveau résiduel non-tidal dû aux forçages atmosphériques le long de la frontière de la mer du Labrador est estimé à partir du champ de pression atmosphérique en surface selon la méthode du baromètre inversé qui attribue une élévation de 1 cm du niveau d’eau à une baisse de la pression atmosphérique de 1 hPa et vice versa. Cette simplification a été utilisée parce que la section reliant Nain à Qaqortoq est très profonde (plus de 2000 m) et mesure 900 km de largeur. Cette simplification à la frontière pourrait avoir contribué en partie aux erreurs sur la modélisation des ondes de tempête le long du détroit d’Hudson dans l’étude de 2013 de Lasalle|NHC. Cette source d’erreur semble toutefois avoir

un effet restreint à l'intérieur de la baie d'Hudson, qui est partiellement isolée de la mer du Labrador par le détroit d'Hudson. Les niveaux d'eau de la baie d'Hudson sont en effet principalement affectés par les processus atmosphériques locaux plutôt que par les ondes de tempête provenant de l'Océan Atlantique.

3.4.3 Reconstitution de la marée aux 23 sites à l'étude

Dues aux difficultés¹ du modèle hydrodynamique à reconstituer les marées dans le domaine de calcul, la marée est extraite à chacun des sites d'intérêt en post-traitement des résultats et substituée par celle reconstituée à partir de trois différentes sources: les données marégraphiques disponibles à l'intérieur du domaine de calcul, le modèle de marée océanique global DTU10 de l'Université Technique du Danemark, ou les prédictions de la marée de Pêches et Océans Canada. Le choix de la source de marée à chacun des vingt-trois sites à l'étude et la précision des données seront abordés au chapitre 4. Cette section se concentre sur une description des diverses sources disponibles.

Des données marégraphiques à dix des vingt-trois sites d'intérêt ont pu être rassemblées dans le cadre de la présente étude. De ces dix séries de données marégraphiques, six séries proviennent de marégraphes installés par le Ministère des Transports du Québec (Quaqtaq, Kangiqsujaq, Ivujivik, Akulivik, Puvirnituq et Umiujaq), trois séries ont été fournies par Hydro-Québec (Manitounuk, La Grande et Rupert), et une série a été extraite de la base de données de Pêches et Océans Canada (Churchill). Le tableau 3.1 résume l'emplacement en longitude/latitude de chaque marégraphe utilisé, la provenance des données et la période d'enregistrement utilisée.

Le modèle de marées océaniques global DTU10 (Cheng et al., 2010) développé à l'Université Technique du Danemark fournit les amplitudes et les phases des 10 composantes de marées principales sur l'ensemble du globe avec une résolution spatiale de 0,125°. Ces informations sont calculées en assimilant 17 années de mesures altimétriques satellitaires au modèle hydrodynamique FES2004 (Lyard et al., 2006) et à la «response method». Une comparaison des plus fortes composantes de marée aux dix sites pour lesquels des données marégraphiques sont disponibles sera présentée au chapitre 4. Il sera alors démontré que le modèle DTU10 présente d'excellents résultats dans la région de la baie d'Hudson et du détroit d'Hudson, mais que son utilisation ne peut s'étendre à la région de la baie James dû à l'amortissement important des ondes de marée durant l'hiver par la formation du couvert de glace.

Finalement, Pêches et Océans Canada (MPO) fourni via son site Internet des prédictions de marée basées sur des observations à proximité de quatorze des vingt-trois sites à l'étude. Les composantes harmoniques utilisée par MPO nous permet de reconstituer le signal de marée à n'importe quelle période.

¹ Même avec un maillage assez raffiné pour obtenir des ondes de marées indépendantes de la taille des cellules utilisées, la marée modélisée s'écarte significativement de celle mesurée dans le domaine de calcul. Les incertitudes bathymétriques sont fort possiblement une cause importante de cette divergence (voir Massé et Villeneuve, 2013).

3.4.4 Validation du modèle d'ondes de tempête

La validation du modèle hydrodynamique d'ondes de tempête a été effectuée à l'aide des données enregistrées par les dix marégraphes disponibles dans notre domaine de calcul (tableau 3.2). La validation du modèle aux cinq sites de références (Quaqtaq, Ivujivik, Umiujaq, Rupert et Churchill) sera présentée au chapitre 4.

Tableau 3.2: Sommaire des données marégraphiques utilisées.

	Nom du Site	Nom et No du marégraphe	Lon(°E)/ Lat(°N)	Source des données	Période d'enregistrement disponible	Durée (ans)
Conditions frontières	Nain	Nain, 1430	-61,68/56,55	MPO ¹	2002-2013 ⁵	12 ⁵
	Qaqortoq	QAQO	-46,04/60,72	IOC ²	—	—
Validation du modèle d'ondes de tempête & Reconstitution de la marée	Quaqtaq	QUA	-69,65/61,05	MTQ ³	2009/10-2012/09	3
	Kangiisujuaq	KAN	-72,06/61,60	MTQ ³	2009/10-2012/09	3
	Ivujivik	IVU	-77,89/62,41	MTQ ³	2009/09-2012/09	3
	Akulivik	AKU	-78,22/60,80	MTQ ³	2010/09-2012/08	2
	Puvirnituq	PUV	-77,34/59,98	MTQ ³	2010/09-2012/08	2
	Umiujaq	UMI	-76,55/56,53	MTQ ³	2009/09-2012/08	3
	Manitounuk	DMAN0048	-77,72/55,33	HQ ⁴	1991-1994	4
	La Grande	LAG0648	-79.02/53,84	HQ ⁴	2001-2006 ⁵	6 ⁵
	Rupert	RUPE0455	-78,95/51,58	HQ ⁴	2003-2013	11
	Churchill	Churchill, 5010	-94,18/58,77	MPO ¹	2000-2013 ⁵	30 ⁵

Notes:

1. Pêches et Océans Canada.
2. Commission Océanographique Intergouvernementale de l'UNESCO.
3. Ministère des Transports du Québec.
4. Hydro-Québec.
5. Données disponibles sur une plus longue période, mais non-nécessaires dans la présente étude.

3.5 Traitement des données

La méthodologie utilisée pour produire des séries temporelles de niveaux d'eau totaux incluant la marée et les ondes de tempête est résumée à la figure 3.2.

Tel qu'illustré à la figure 3.2, le modèle hydrodynamique est tout d'abord alimenté par des champs de vent et de pression atmosphérique appliqués sur l'ensemble de la surface libre du domaine de calcul,

ainsi que par les variations de niveaux d'eau causées par la marée et le baromètre inversé à la frontière ouverte de la mer du Labrador. Les niveaux d'eau calculés aux 23 sites d'intérêt contiennent alors un signal de marée, un signal d'ondes de tempête ainsi que les effets non-linéaires entre ces deux signaux.

Le signal de marée qui n'a pas été reproduit avec un degré de précision satisfaisant par le modèle hydrodynamique est retiré du signal total par analyse harmonique, afin de conserver seulement la partie du signal associée aux ondes de tempête et aux effets non-linéaires. La marée est plutôt reconstruite par analyse harmonique à partir des données marégraphiques (lorsque disponibles), des données du modèle DTU10 ou des données du MPO, et additionnée au signal contenant les ondes de tempête et les effets non-linéaires. Le niveau total résultant offre une précision optimale à chacun des 23 sites à l'étude.

Afin de reconstituer les niveaux d'eau des trente dernières années (1980-2009), la méthodologie de traitement des données décrite ci-haut est tout d'abord appliquée avec les conditions atmosphériques issues de NARR. Les résultats obtenus permettent d'établir des statistiques de niveaux extrêmes en climat actuel.

La même méthode est également appliquée avec les vents et la pression atmosphérique issus de cinq simulations de projections climatiques du MRCC, soit les simulations *adj*, *aet*, *aev*, *agx* et *ahj*. Pour les simulations *adj*, *aev*, *agx* et *ahj*, la méthode est appliquée à trois périodes de trente ans, soit la période de référence du passé (1980-2009) et les périodes futures 2040-2069 et 2070-2099. Pour la simulation *aet*, la méthode est appliquée pour la période du passé (1980-2009) et la première période du futur (2040-2069) seulement, dû à un manque de données pour la période 2070-2099.

Les statistiques d'extrêmes calculées pour le passé réel reconstitué avec les données de NARR sont finalement projetées dans les deux périodes du futur (2040-2069 et 2070-2099), en y ajoutant les variations futur-passé de chacune des cinq simulations climatiques. Une moyenne plausible des conditions futures est obtenue en moyennant les variations futur-passé des cinq simulations.

3.6 Référentiel altimétrique

Les niveaux d'eau présentés dans ce rapport sont référencés dans le système altimétrique du niveau moyen de la mer, défini ici à chacun des 23 sites à l'étude par la moyenne sur les trente dernières années de la période 1980-2009, calculée à partir de séries temporelles issues du modèle numérique d'ondes de tempête.

Pour les niveaux d'eau non-tidaux reconstitués en se basant sur les données NARR, le niveau d'eau moyen calculé à chacun des 23 sites à l'étude pour la période 1980-2009 est soustrait des séries temporelles en post-traitement des résultats. Pour les niveaux projetés avec les cinq simulations climatiques du MRCC, la moyenne 1980-2009 de chaque simulation est soustraite des séries temporelles de la période du passé et des deux périodes du futur (2040-2069 et 2070-2099).

Il est possible *à posteriori* d'appliquer un décalage sur les séries de niveaux d'eau issues du modèle d'ondes de tempête afin de rattacher les données du modèle numérique à la référence altimétrique locale des observations d'un site particulier. Le décalage à appliquer sur l'une ou l'autre des séries de

données (données simulées ou observées) peut être déterminé en comparant les moyennes temporelles des deux séries de données calculées sur une période commune.

Finalement, il est important de rappeler ici que les variations de niveaux d'eau présentées dans ce rapport sont limitées aux variations causées par la marée et les ondes de tempête seulement. Une analyse plus complète de la variation du niveau d'eau dans un futur de 60 ou 90 ans se servirait des résultats de la présente étude, mais devrait aussi considérer les variations du niveau moyen relatif de la mer causées par les changements climatiques et l'ajustement isostatique post-glaciaire.

4 VALIDATION DU MODÈLE

La validation des séries temporelles du niveau d'eau total reconstituées dans le domaine d'étude est divisée en deux sections: une première section justifie le choix des sources de données de marée à chacun des 23 sites à l'étude, et une deuxième section évalue la précision des séries reconstituées par le modèle hydrodynamique en comparant les résultats du modèle aux observations disponibles aux sites de référence de Quaqtaq, Ivujivik, Umiujaq, Rupert et Churchill.

4.1 Reconstitution de la marée

Trois différentes sources de données ont été considérées dans cette étude afin de reconstituer le signal de marée aux 23 sites d'intérêt: des données marégraphiques disponibles pour 10 des 23 localités, les prévisions de la marée effectuées par Pêches et Océans Canada disponibles à 14 sites, et le modèle de marée océanique global DTU10 fournissant les dix composantes de marée principales dans l'ensemble du domaine d'étude. La figure 4.1 résume la disponibilité de ces sources de marée à chacun des 23 sites d'intérêt.

Les données marégraphiques ont été utilisées pour reconstituer la marée aux 10 sites pour lesquels celles-ci sont disponibles. À l'exception des sites de La Grande et Rupert dans la baie James, la marée a été reconstituée à partir de 59 composantes de marées extraites par analyse harmonique à partir de segments équivalents à une année de données. À La Grande et à Rupert, la formation du couvert de glace durant l'hiver amorti significativement la propagation des ondes de marée dans la baie James. Le frottement additionnel dû au couvert de glace dans cette portion peu profonde du domaine d'étude cause en effet un amortissement de plus des deux tiers de l'amplitude de la composante principale M2 dans la sud de la baie. L'analyse harmonique appliquée à ces deux sites est alors restreinte aux mois d'eau libre seulement, de août à novembre inclusivement, résultant en un total de 35 composantes pour reconstituer le signal de marée.

Avec un tel amortissement des ondes de marée dans la baie James durant la saison hivernal, il est peu probable que le modèle numérique d'ondes de tempête fonctionnant en eau libre fournisse des résultats plausibles dans cette région durant cette période de l'année. Les résultats obtenus en cours d'étude nous ont toutefois démontré que toutes les surcotes et décotes extrêmes dans la baie James surviennent à l'automne, durant les périodes d'eau libre. Puisque l'intérêt de cette étude porte sur les niveaux d'eau extrêmes, il n'a donc pas été jugé nécessaire de complexifier le modèle afin d'inclure les effets du couvert de glace.

Pour les 13 autres sites pour lesquels des données marégraphiques ne sont pas disponibles, la marée a été reconstituée à partir des données du modèle DTU10 ou de Pêches et Océans Canada. Une comparaison de l'amplitude et de la phase des principales composantes de marée issues de DTU10, Pêches et Océans Canada, ou des marégraphes pour l'ensemble des 23 sites permet de faire un choix plus éclairé sur la source de données à utiliser. Une telle comparaison est présentée aux figures 4.2, 4.3 et 4.4 respectivement, pour les trois composantes principales M2, S2 et N2.

Pour la région du détroit d'Hudson, de la baie d'Hudson et de la baie d'Ungava, les composantes de marée prédites par DTU10 et Pêches et Océans Canada s'accordent en général assez bien avec les données marégraphiques. Notre choix de source de marée pour cette région du domaine d'étude s'est arrêté à DTU10, puisque ce dernier est disponible à l'ensemble des sites et offre une précision comparable aux données fournies par Pêches et Océans Canada.

Pour la région de la baie James, le modèle DTU10 fournit des composantes de marée avec des amplitudes significativement amorties et ne peut donc pas être utilisé pour reconstituer le signal de marée. Pêches et Océans Canada fournit des données de marée au site Moosonee, qui n'est pas couvert par les marégraphes. Quatre sites demeurent toutefois sans données de marée, soit les sites de Wemindji, Fort Albany, Attawapiskat et Lake River.

Les choix de la source de données utilisées pour reconstituer les signaux de marée à chacun des 23 sites à l'étude sont résumés au tableau 5.1. Les composantes de marée extraites de chacune de ces sources et ayant servi à reconstituer les séries temporelles de marée sont disponibles à l'annexe A.

4.2 Ondes de tempête

La capacité du modèle hydrodynamique à reconstituer les ondes de tempête a été évaluée à chacun des cinq sites de références, en comparant les niveaux simulés avec les données atmosphériques de NARR à ceux mesurés aux stations marégraphiques. Puisque les objectifs de l'étude sont orientés sur les niveaux d'eau extrêmes, la comparaison a été effectuée durant la période des tempêtes automnales (septembre, octobre et novembre) qui présente la majorité des grosses surcotes et décotes (chapitre 5). La période choisie pour l'analyse s'étend sur les années 2010 et 2011, pour lesquelles des données marégraphiques sont disponibles à chacun des cinq sites de référence.

La figure 4.5 présente une comparaison entre les niveaux d'eau simulés et mesurés à Umiujaq. Les séries temporelles de niveaux résiduels non-tidaux durant la période automnale (septembre à novembre) sont présentées aux figures 4.5a et 4.5b pour les années 2010 et 2011 respectivement. Les résidus extraits des données marégraphiques sont illustrés par la courbe noire, tandis que les résidus simulés sont identifiés par la courbe rouge.

Les régressions linéaires entre les niveaux horaires simulés (axes des abscisses) et mesurés (axe des ordonnées) sont présentées aux figures 4.5c et 4.5d, pour les niveaux résiduels non-tidaux et les niveaux totaux respectivement. La pente de régression linéaire permet de juger du degré d'atténuation ou d'amplification des variations de niveaux simulées, tandis que le coefficient de détermination R^2 permet d'évaluer la dispersion des données par rapport à la droite de régression. La pente et le coefficient de détermination idéals possèdent une valeur égale à 1.

Tel qu'illustré à la figure 4.5, le modèle numérique permet de reproduire à Umiujaq les résidus non-tidaux durant la période de tempêtes automnale avec un coefficient de détermination R^2 de 0,93, et une pente de 0,88. Ces mêmes valeurs grimpent à 0,97 et 0,96 pour le niveau d'eau total, après addition du signal de marée selon les sources de données décrites au tableau 5.1.

Les coefficients de détermination R^2 et les pentes de régression linéaires calculés aux cinq sites de référence sont respectivement résumés au tableaux 4.1 et 4.2. Les résultats indiquent que le niveau total est reconstitué avec un excellent degré de précision dans l'ensemble du domaine d'étude, avec des coefficients R^2 supérieurs à 0,93 et des pentes de régression linéaire supérieures à 0,96.

Tableau 4.1: Coefficients de détermination R^2 entre les niveaux simulés et mesurés durant la saison des tempêtes automnales (septembre, octobre et novembre) pour les années 2010 et 2011.

	Résidu	Marée	Niveau total
Quaqtaq	0.67	1	1.00
Ivujivik	0.84	1	0.99
Umiujaq	0.93	1	0.97
Rupert	0.83	1	0.93
Churchill	0.74	1	0.99

Tableau 4.2: Pentes de régression linéaire entre les niveaux simulés et mesurés durant la saison des tempêtes automnales (septembre, octobre et novembre) pour les années 2010 et 2011.

	Résidu	Marée	Niveau total
Quaqtaq	0.97	1	0.99
Ivujivik	0.85	1	0.99
Umiujaq	0.88	1	0.96
Rupert	0.98	1	0.97
Churchill	0.89	1	0.96

5 RÉSULTATS

Les résultats issus du modèle hydrodynamique permettent de dresser un portrait complet des variations du niveau d'eau dues à la marée et aux ondes de tempête dans l'ensemble du domaine d'étude, soit dans la baie d'Hudson, la baie James, le détroit d'Hudson et la baie d'Ungava. Ce portrait sur les niveaux d'eau traite de la saisonnalité des tempêtes, de l'intensité des surcotes et décotes, et de l'effet des changements climatiques sur l'amplification ou l'atténuation des ondes de tempête extrêmes.

Le présent chapitre est divisé en deux sections. La première section décrit tout d'abord l'ensemble des statistiques qui ont été produites à partir des résultats du modèle d'ondes de tempête, tandis que la deuxième section dresse sur la base de ces statistiques une analyse globale du régime d'ondes de tempête et de la marée dans l'ensemble du domaine d'étude.

5.1 Description des statistiques de niveaux d'eau

Des statistiques de niveaux d'eau ont été produites pour 5 des 23 sites d'intérêt, distribués dans l'ensemble du domaine d'étude. Les 5 sites sélectionnés, illustrés en jaune à la figure 2.1, sont ceux de Quaqtaq dans le détroit d'Hudson, Ivujivik à la jonction entre le détroit et la baie d'Hudson, Umiujaq sur la côte est de la baie d'Hudson, Rupert dans le sud de la baie James, et Churchill sur la côte ouest de la baie d'Hudson. Les statistiques produites à chacun de ces sites incluent des courbes de fréquences de dépassement mensuelles du résiduel d'ondes de tempête ainsi que les périodes de retour des surcotes et décotes maximales annuelles.

Une analyse statistique plus limitée sur les surcotes et décotes extrêmes a également été effectuée pour l'ensemble des 23 sites d'intérêt. Cette analyse permet de mieux définir les variations spatiales du régime des tempêtes et de mettre en perspective les résultats détaillés obtenus aux cinq sites sélectionnés.

5.1.1 Séries temporelles de niveaux d'eau

Les séries temporelles de niveaux d'eau issus du modèle numérique d'ondes de tempête sont accessibles à partir du tableau 5.1, qui fournit des liens hypertextes vers un site de téléchargement. Les données du tableau 5.1 incluent le nom et le numéro du site, son emplacement en longitude/latitude, ainsi que la source des données utilisées pour reconstruire le signal de marée.

Les séries temporelles de niveaux d'eau disponibles à chacun des 23 sites sont subdivisées en quatre fichiers :

- Le premier fichier contient le signal de marée, le résidu non-tidal et le niveau total reconstitués à partir des données atmosphériques NARR (passé réel) pour la période 1979-2013;
- Les trois autres fichiers contiennent les niveaux (marée, résidu non-tidal et niveau total) projetés à partir des données climatiques des cinq simulations du MRCC, et représentent

chacun une des trois périodes de trente ans investiguées, soit 1980-2009, 2040-2069 et 2070-2099. Il est à noter que les données de la simulation *aet* ne sont pas disponibles pour la période 2070-2099.

Tous les niveaux d'eau disponibles à partir du tableau 5.1 sont exprimés dans l'échelle temporelle UTC par rapport au niveau moyen de la mer, défini par la moyenne long terme de la période 1980-2009 des séries temporelles du passé réel reconstitué avec NARR et de chacune des séries obtenues avec les cinq simulations de projections climatiques (section 3.6). Le rattachement à un autre système de référence altimétrique peut être effectué par un simple décalage des séries de données.

Il est à noter que les auteurs de ce rapport demeurent à la disponibilité des futurs usagers des séries temporelles de niveaux d'eau disponibles au tableau 5.1, afin de fournir de plus amples détails sur l'interprétation des données, leurs limitations et leurs extrapolations vers d'autres sites. Les ingénieurs de Lasalle | NHC travaillent depuis plusieurs années à comprendre et caractériser les variations des niveaux d'eau dans cette région du Canada et sont disposés à partager leur expérience qui s'étend au-delà des variations causées par la marée et les ondes de tempête. Les coordonnées pour rejoindre les experts ressources qui ont travaillé sur le projet sont disponibles à la page ii du présent rapport.

Tableau 5.1: Séries temporelles des niveaux d'eau calculés par le modèle numérique d'ondes de tempête.

No	Nom	Lon (°)	Lat (°)	Source de marée ¹	Passé réel reconstitué avec NARR 1979-2013	Projections climatiques MRCC ²		
						1980-2009	2040-2069	2070-2099 ³
1	Kuujuaq	-68.247	58.630	DTU10				
2	Quaqtaq	-69.697	61.087	Marégraphe (59)				
3	Kangiqsujaq	-71.741	61.784	Marégraphe (59)				
4	Baie Déception	-74.477	62.355	DTU10				
5	Ivujivik	-78.069	62.479	Marégraphe (59)				
6	Akulivik	-78.227	60.812	Marégraphe (59)				
7	Puvirnitug	-77.566	60.002	Marégraphe (59)				
8	Inukjuak	-78.272	58.413	DTU10				
9	Umiujaq	-76.549	56.534	Marégraphe (59)				
10	Manitounuk	-77.755	55.402	Marégraphe (59)				
11	La Grande ⁴	-79.146	53.883	Marégraphe (35)				
12	Wemindji ⁴	-79.024	52.977	—				
13	Rupert ⁴	-79.310	51.780	Marégraphe (35)				
14	Moosonee ⁴	-80.411	51.354	MPO				
15	Fort Albany ⁴	-81.440	52.193	—				
16	Attawapiskat ⁴	-82.215	53.049	—				
17	Lake River ⁴	-82.363	54.413	—				
18	Winisk	-85.023	55.377	DTU10				
19	Fort Severn	-87.432	56.137	DTU10				
20	Nelson river	-92.361	57.144	DTU10				
21	Churchill	-94.050	58.787	Marégraphe (59)				
22	Arviat	-94.021	61.115	DTU10				
23	Chesterfield	-90.482	63.335	DTU10				

Notes:

1. Les composantes harmoniques utilisées pour reconstruire la marée à chacun des 23 sites sont disponibles à l'annexe A.
2. Simulations *adj*, *aet*, *aeu*, *agx* et *ahj*.
3. Les niveaux d'eau projetés avec la simulation *aet* du MRCC ne sont pas disponibles pour la période 2070-2099.
4. Les niveaux d'eau fournis pour les sites de la Baie James (sites no 11 à 17) sont erronés durant la période hivernale lorsqu'il y a présence d'un couvert de glace sur la baie. Le couvert de glace a un effet marqué dans cette région et n'a pas été intégré dans le modèle numérique d'ondes de tempête (voir section 4.1).

5.1.2 Fréquences de dépassement

Les fréquences de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempête calculées sur une base mensuelle sont présentées aux figures 5.1 à 5.5, pour les sites respectifs de Quaqtaq, Ivujivik, Umiujaq, Rupert et Churchill. Chaque figure contient quatre graphiques. Les graphiques a) et b) présentent l'évolution mensuelle des surcotes d'ondes de tempête, tandis que les graphiques c) et d) présentent l'évolution des décotes.

Les courbes en noir décrivent le passé reconstitué avec les données NARR, et représentent pour différents niveaux d'eau la proportion (exprimée en pourcentage) des données horaires qui sont situées au-dessus (pour les surcotes) ou en-dessous (pour les décotes) du niveau sélectionné. Ces proportions sont calculées à chacun des mois de l'année durant la période 1980-2009. Les niveaux (seuils) sélectionnés pour établir ces courbes ont été ajustés afin de décrire les événements représentant de fortes surcotes et décotes, associés à des fréquences de dépassement entre 0 et 5%. Il est à noter que sur une base mensuelle, une fréquence de dépassement de 5% équivaut à un dépassement du seuil pendant une journée et demi, tandis qu'une fréquence de 1% représente une durée d'environ sept heures.

Sur ces mêmes graphiques, les courbes rouges représentent les fréquences de dépassement mensuelles de surcotes et décotes projetées dans un climat futur centré sur les années 2055 (période 2040-2069, a) et c)) et 2085 (période 2070-2099, b) et d)). Ces courbes ont été obtenues en calculant tout d'abord pour chaque simulation issue du MRCC la différence ou delta futur-passé de la fréquence de dépassement à chacun des mois et pour chaque seuil de niveau d'eau sélectionné. Ces deltas futur-passé de la fréquence de dépassement sont ensuite moyennées pour les cinq simulations du MRCC disponibles pour la période 2040-2069 et les quatre simulations de la période 2070-2099. Finalement, la moyenne des deltas obtenue est ajoutée à la fréquence de dépassement calculée à partir de la simulation alimentée par les données NARR (passé réel reconstitué) et illustrée par les courbes noires. Les fréquences de dépassement ainsi projetées dans le futur fournissent une projection plausible de l'évolution mensuelle des surcotes et décotes dans un climat futur affecté par les changements climatiques.

L'utilisation de plusieurs simulations de projections climatiques pour définir un climat futur permet d'augmenter le niveau de robustesse de la projection, en atténuant les variations inhérentes aux modèles climatiques. Plus le nombre de simulations est élevé, plus il est possible d'évaluer l'incertitude sur les projections statistiques. Idéalement, une gestion détaillée de l'incertitude exigerait un nombre plus élevé de simulations. Dans le cadre de ce projet, ce nombre est limité par la disponibilité des simulations à fine échelle et par les contraintes d'échéancier et de budget. Notons toutefois que les résultats présentés ici sont appuyés par une analyse des tempêtes (Savard, 2016) qui se base sur 10 simulations plutôt que 4 ou 5 et fournit un complément d'information sur les incertitudes liées aux projections climatiques.

L'utilisation de quatre ou cinq simulations climatiques permet déjà d'établir des conclusions plausibles sur les effets des changements climatiques, surtout lorsque les différentes projections climatiques

utilisées prédisent la même tendance. Ce dernier point sera abordé dans l'analyse des statistiques de niveaux maximums et minimums annuels présentées à la prochaine section.

5.1.3 Niveaux maximums et minimums annuels aux cinq sites sélectionnés

Les séries de niveaux d'eau issues du modèle numérique d'ondes de tempête et accessibles au tableau 5.1 ont également été utilisées afin d'établir des courbes de récurrence des niveaux d'eau maximums et minimums annuels associés aux ondes de tempête seulement ou aux variations dues à l'effet combiné de la marée et des tempêtes (niveau total). Les résultats sont synthétisés aux figures 5.7 à 5.11 pour les niveaux d'eau maximums annuels et aux figures 5.13 à 5.17 pour les niveaux minimums annuels. Ces figures présentent les courbes de récurrence des niveaux maximums/minimums annuels pour le passé réel reconstitué basé sur les réanalyses NARR (courbes noires) et pour un futur projeté par la moyenne des variations futur-passé prédites par les simulations de projection climatique (courbes rouges). Chacune des figures présente les résultats obtenus à l'un des cinq sites de référence, soit les sites de Quaqtaq, Ivujivik, Umiujaq, Rupert et Churchill.

Les figures 5.6 et 5.12 présentent un exemple du traitement statistique des données appliqué à chaque station afin de produire les résultats synthèse des figures 5.7 à 5.11 et 5.13 à 5.17. La station sélectionnée pour illustrer le traitement des données est celle d'Umiujaq sur la côte est de la baie d'Hudson. La figure 5.6 présente le traitement des surcotes maximales annuelles, tandis que la figure 5.12 illustre le traitement des décotes.

Tel qu'illustré aux figures 5.6 et 5.12, les niveaux d'eau non-tidaux et totaux maximums et minimums annuels de chacune des séries temporelles issues du modèle numérique d'ondes de tempête sont tout d'abord classés puis tracés sous forme de distribution de Gumbel. Ce classement est effectué pour la période de trente ans du passé reconstitué avec NARR (noir), ainsi que pour les trois périodes de trente ans projetées avec les données de chacune des cinq simulations du MRCC: la période de référence du passé 1980-2009 (en vert), la période du futur centrée sur l'année 2055 (2040-2069, en jaune) et celle centrée sur l'année 2085 (2070-2099, en rouge). Un total de 16 séries de données sont ainsi analysées à chacune des stations pour les surcotes maximales annuelles, et 16 autres séries de données pour les décotes maximales annuelles.

Chaque série de trente années de niveaux maximums est ensuite interpolée par une droite de régression linéaire décrivant une distribution de Gumbel. Pour l'ensemble des cinq sites étudiés et l'ensemble des séries de données traitées, le coefficient de détermination R^2 des droites de régression linéaire varie entre 0,87 et 0,99 avec une moyenne de 0,97, ce qui indique que les séries de données sont dans l'ensemble adéquatement décrites par une distribution de Gumbel. Les trente années de niveaux extrêmes disponibles peuvent ainsi être extrapolées avec un degré de confiance satisfaisant jusqu'à une période de retour de l'ordre d'une centaine d'années.

Pour chacune des simulations de projections climatiques, le différentiel futur-passé ou delta est additionné à la courbe de récurrence du passé réel reconstitué dans le but de projeter cette dernière dans les périodes du futur centrées sur 2055 et 2085. La moyenne des projections climatiques

investiguées fourni une estimation de la courbe de récurrence dans un climat futur affecté par les changements climatiques.

Le même processus est également appliqué sur les séries temporelles du niveau d'eau total, qui inclus à la fois les ondes de tempête et la marée. L'ensemble des résultats des figures 5.7 à 5.11 pour les niveaux maximums annuels et des figures 5.13 à 5.17 pour les niveaux minimums annuels sont présentés en quatre graphiques: les graphiques a) et c) pour les niveaux de surcotes/décotes maximums annuels des périodes 2040-2069 et 2070-2099 respectivement, et les graphiques b) et d) pour les niveaux totaux maximums/minimums annuels de ces mêmes périodes. Les courbes noires présentent le passé reconstitué de la période 1980-2009, tandis que les courbes rouges décrivent le climat futur projeté selon l'ensemble des projections climatiques investiguées. Chaque simulation individuelle est présentée en couleur (trait fins) afin de fournir un aperçu de l'incertitude ou des écarts entre les deltas des différentes simulations. Le nombre de valeurs utilisées (30 valeurs par simulation de 30 ans) augmente la marge d'incertitude comparativement à la méthode des dépassements de seuils présentée aux figures 5.1 à 5.5, qui s'appuie sur un plus grand nombre de données.

5.1.4 Niveaux maximums et minimums annuels dans l'ensemble du domaine

La méthodologie décrite à la section précédente (5.1.3) a également été appliquée aux 18 autres sites du projet (figure 2.1), afin de dresser un portrait global des changements de récurrence des niveaux extrêmes dans l'ensemble du domaine de calcul.

La figure 5.18 présente tout d'abord la distribution spatiale de la marée, des niveaux résiduels et des niveaux totaux maximums (a) et minimums (b) annuels associés à une période de retour de 100 ans, pour le passé réel reconstitué à partir des données NARR sur la période 1980-2009. Les niveaux sont tracés selon le numéro du site identifié à la figure 2.1, de Kuujuaq dans la baie d'Ungava (no 1) jusqu'à Chesterfield au nord-ouest de la baie d'Hudson (no 23), en longeant la côte du domaine d'étude. La figure 5.18 donne une vue d'ensemble des différents régimes d'ondes de tempête dans le domaine d'étude et permet d'évaluer l'importance relative des variations de niveau d'eau causés par les ondes de tempête par rapport aux variations du niveau total. Aucun niveau de marée (et de niveau total) n'est disponible aux sites no 12, 15, 16 et 17 dans la baie de Rupert, puisqu'aucune source de données de marée fiable n'a été trouvée pour ces sites.

Les figures 5.19 et 5.20 présentent la distribution spatiale du différentiel futur-passé (delta) des surcotes (figure 5.19) et décotes (figure 5.20) dont la période de retour projetée est de 100 ans. Les deltas sont présentés pour la période 2040-2069 (a) et 2070-2099 (b) pour chacune des cinq simulations de projection climatique. La moyenne de ces cinq simulations et le degré de dispersion ou de regroupement des différentes projections permet de visualiser les tendances générales quant à l'impact des changements climatiques sur les surcotes et décotes extrêmes dans la zone d'étude et l'incertitude liée aux simulations climatiques compte tenu du nombre restreint de simulations et de la complexité des processus modélisés.

5.2 Interprétation des résultats

Les résultats illustrés aux figures 5.1 à 5.20 et décrits à la section 5.1 permettent de dresser un portrait d'ensemble du régime des ondes de tempête et de la marée dans le domaine d'étude. L'analyse des résultats présentée dans cette section traite de la saisonnalité des tempêtes, de l'intensité des surcotes et décotes extrêmes, et de l'effet des changements climatiques sur le régime d'ondes de tempête.

5.2.1 Saisonnalité des tempêtes

Les figures 5.1 à 5.5 présentant les fréquences de dépassement mensuelles des surcotes et décotes à chacun des cinq sites de référence permettent d'établir la saisonnalité des ondes de tempête. Cette saisonnalité est révélée par les courbes en noir présentant le passé réel reconstitué pour la période 1980-2009.

Tel qu'illustré aux figures 5.1a à 5.5a, les surcotes extrêmes se produisent surtout en automne dans l'ensemble du domaine d'étude, principalement durant les mois de septembre, octobre et novembre. Un étalement de la saison des surcotes vers les mois d'hiver (décembre et janvier) est observé au site de Quaqtaq (figure 5.1a) situé dans le détroit d'Hudson, tandis que les quatre autres sites situés dans la baie d'Hudson et la baie James présentent un regroupement clair et distinct des fortes surcotes en automne.

La saisonnalité des décotes extrêmes, telle que révélée par les courbes noires des figures 5.1c à 5.5c, varie de manière plus significative à l'intérieur du domaine d'étude. Dans la portion sud et la portion centrale de la baie d'Hudson ainsi que la baie James, les décotes extrêmes se produisent durant la même saison que la saison des surcotes, soit principalement durant les mois d'automne (septembre, octobre et novembre). Les sites situés dans le détroit d'Hudson et dans la portion nord de la baie d'Hudson révèlent quant à eux l'apparition d'une deuxième saison de décotes extrêmes en hiver, centrée sur le mois de mars. La fréquence des décotes hivernales tend à s'intensifier vers le nord de la baie d'Hudson et vers le détroit d'Hudson, dans lequel la saison des décotes d'automne disparaît presque complètement pour laisser place aux décotes hivernales (Quaqtaq, figure 5.1c).

5.2.2 Intensité des ondes de tempête

La variabilité des extrêmes de niveaux d'eau dans la zone d'étude est déterminée par deux facteurs: le premier est la variabilité des fluctuations non-tidales du niveau d'eau et le second est le degré de coïncidence des niveaux non-tidaux avec les marées. Lorsqu'on projette les niveaux extrêmes, le nombre restreint de données et de simulations appellent à la plus grande prudence quant à l'interprétation des changements observés.

La variance des niveaux non-tidaux, d'après une analyse de sensibilité effectuée par Lasalle | NHC en 2013 (Massé et Villeneuve, 2013), s'explique au moins à 85% en moyenne par les fluctuations des conditions de vent et de pression atmosphérique. On peut donc attribuer principalement aux processus atmosphériques la variabilité des niveaux extrêmes.

Cette variabilité n'est pas uniforme partout dans la zone d'étude. Par exemple, l'écart entre les surcotes maximales annuelles extrêmes de récurrence 1 an et 30 ans à Quaqtuaq est de 0,3 m, et augmente à 0,5 m à Ivujivik, 0,6 m à Umiujaq, 1,1 m à Churchill et 1,3 m à Rupert. La même tendance est observée pour les décotes. Plus on s'éloigne de Quaqtuaq, plus l'écart entre les niveaux de récurrence 1 et 30 ans augmente, ce qui signifie que la pente de la droite de Gumbel est de plus en plus prononcée de Quaqtuaq vers Rupert.

Les figures 5.6 et 5.12 montrent que la pente des différentes simulations varie considérablement d'une simulation à l'autre, et ce, pour la même période de temps simulée. Les courbes de Gumbel tirées des simulations forcées par les données de simulations climatiques ont presque toujours une pente plus élevée que celles obtenues en forçant le modèle hydrodynamique avec NARR. Ceci indique que les modèles climatiques ont tendance à amplifier les surcotes et décotes extrêmes, et cette amplification sera d'autant plus forte que les événements modélisés sont forts. Cela ne semble toutefois pas influencer les deltas futur-passé observés.

La figure 5.18 illustre la distribution spatiale des niveaux maximums et minimums annuels de période de retour 100 ans dans l'ensemble du domaine d'étude, tels que déterminés à partir du passé réel reconstitué pour la période 1980-2009. Les niveaux maximums et minimums de récurrence 100 ans ont tout d'abord été déterminés pour les ondes de tempêtes ou niveaux résiduels non-tidaux seulement (courbe bleue), ce qui permet d'établir la répartition spatiale de l'intensité des surcotes et décotes extrêmes. Les mêmes résultats sont également présentés pour la marée et le niveau total (courbes rouges), afin de mettre en perspective l'importance relative des ondes de tempête par rapport aux variations extrêmes du niveau d'eau total.

Tel qu'illustré à la figure 5.18, la distribution spatiale des surcotes (a) et décotes extrêmes (b) suit un patron similaire, atteignant un maximum dans le sud de la baie James et diminuant progressivement vers les extrémités nord et est du domaine à l'étude (1-Kuujuuaq et 23-Chesterfield). Les surcotes présentent une intensité généralement plus forte que les décotes à l'ensemble des sites sélectionnés.

La marée (courbes rouges pointillées) présente une forte amplitude dans la région de la baie d'Ungava et du détroit d'Hudson. Les ondes de tempête dans ce secteur n'ont que très peu d'effet sur les variations extrêmes du niveau d'eau total (courbes rouges pleines). La marée atteint une amplitude minimale le long de la côte est de la baie d'Hudson (point amphidromique près de Akulivik et Puvirnituq), et s'intensifie progressivement en direction de la baie James et de la côte ouest de la baie d'Hudson. Les ondes de tempête le long des côtes de l'ensemble de la baie d'Hudson et de la baie James ont un effet marqué sur les variations extrêmes du niveau total.

5.2.3 Changements climatiques

On peut obtenir une estimation approximative des tendances futures concernant les extrêmes de niveau d'eau en analysant les variations futur-passé ou deltas calculés à partir des cinq différentes simulations de projections climatiques réalisées en climat passé et futur. Lorsque les différentes projections climatiques indiquent un changement ou une tendance commune, le changement prédit par la moyenne

des variations des simulations a plus de chance d'être un vrai signal de changement qu'une coïncidence. À l'inverse, lorsque les différentes simulations prédisent des effets opposés ou dispersés, le niveau de confiance qu'une tendance se dégage est moins élevé. Le nombre de simulations analysées (cinq) est assez faible et le nombre de données par simulation utilisée pour l'évaluation des extrêmes est également restreint. Il faut donc regarder ces résultats comme indicatifs et partiels.

Une analyse complémentaire sur le régime des tempêtes présentées par Ouranos (Savard, 2016) permet d'améliorer l'interprétation des résultats en évaluant le contexte climatologique qui favorise le développement des ondes de tempête. On peut aussi renforcer l'interprétation des résultats en comparant les tendances tirées des maximums annuels (courbes de Gumbel) et celles obtenues par la méthode des dépassements de seuils. Typiquement, si la fréquence des surcotes de taille moyenne à grosse augmente, on ne sera pas trop surpris que la fréquence des surcotes extrêmes augmente également aux mêmes sites. Cette règle n'est pas absolue, mais elle permet de vérifier la cohérence des résultats. Ceci dit, il n'est pas impossible que les résultats soient plus complexes que prévu et si tel est le cas, il faut chercher des explications à cette complexité.

Dans l'ensemble, les cinq simulations investiguées sont assez regroupées l'une par rapport à l'autre pour établir une certaine tendance quant à l'augmentation ou l'atténuation des surcotes extrêmes dans l'ensemble du domaine d'étude. Le degré de regroupement ou de dispersion des cinq simulations climatiques est illustré à partir des courbes de récurrence présentées aux figures 5.7 à 5.11 pour les 5 sites de référence, et à la figure 5.19 pour l'ensemble des 23 sites à l'étude.

Tel qu'illustré à la figure 5.19, l'amplitude des surcotes maximales annuelles de récurrence 100 ans est appelée à s'intensifier légèrement dans le futur au niveau du détroit d'Hudson. L'intensification des surcotes extrêmes augmente le long de la côte est de la baie d'Hudson, en direction de la baie James, pour atteindre un maximum de changement à l'entrée de cette dernière. Les hausses respectives de part et d'autre de la baie d'Hudson (est et ouest) se situent entre +0.2 et +0.3 m de la surcote maximale de récurrence 100 ans. L'effet des changements climatiques sur les surcotes maximales annuelles devient pratiquement nul dans le sud de la baie James, et diminue également sur la côte sud-ouest de la baie d'Hudson et dans le détroit d'Hudson.

En ce qui concerne la saisonnalité des grosses surcotes, les figures 5.1 à 5.5 suggèrent un prolongement de la saison des tempêtes vers les mois d'hiver (décembre et janvier). Ce prolongement est plus marqué pour la région comprenant la baie James ainsi que le centre et le sud de la baie d'Hudson, et s'intensifie dans la période du futur lointain (2070-2099).

Une tendance générale du changement prédit par l'ensemble des cinq simulations climatiques est toutefois plus difficile à établir pour les décotes extrêmes. Tel qu'illustré aux figures 5.13 à 5.17 et à la figure 5.20, il existe un degré de dispersion assez élevé des différentiels futur-passé des décotes maximales annuelles entre les différentes simulations climatiques. Cette dispersion entre les simulations climatiques est particulièrement marquée dans le sud de la baie d'Hudson et la baie James, et s'atténue au niveau du détroit d'Hudson et du nord-est de la baie d'Hudson (sites no 1 à 8). Les deltas des simulations climatiques sont assez regroupés dans ces secteurs pour qu'un signal de changement soit

possible, d'autant plus que les deltas augmentent en climat futur lointain par rapport à ceux du futur proche.

Malgré la difficulté à établir une tendance claire quant à l'effet des changements climatiques sur l'intensité des décotes extrêmes, il est intéressant de noter que les courbes de fréquence de dépassement illustrées aux figures 5.1 à 5.5 pour les décotes extrêmes suggèrent également une augmentation de la fréquence de dépassement en automne et vers les mois d'hiver (décembre et janvier).

Les figures 5.4 et 5.20 fournissent un exemple de contradiction apparente entre les deux méthodes de projection utilisées, soit les dépassements de seuils (figure 5.4, Rupert) et l'analyse de Gumbel (figure 5.20). La figure 5.4 montre que dans la baie de Rupert, la fréquence de dépassement des seuils établis pour les décotes augmente en climat futur proche et lointain avec un déplacement vers l'hiver. Par contre, la figure 5.20 montre que la récurrence des décotes diminue dans la baie de Rupert tant en climat future proche que lointain. En apparence, ces résultats sont contradictoires. Cependant, cela peut s'expliquer de deux manières. Il faut se rappeler que les deux méthodes sont différentes: la méthode des seuils n'examine que les décotes moyennes à grosses sur une base mensuelle alors que la méthode GEV (Gumbel) examine des événements annuels et n'est basée que sur le niveau minimum annuel. On pourrait par exemple avoir plus de décotes moyennes à grosses, surtout en hiver, mais une diminution de l'intensité des décotes automnales. Cela se traduirait par une fréquence de dépassement plus élevée, mais une diminution du niveau des décotes extrêmes.

On a aussi mentionné plus haut que l'écart entre les extrêmes de récurrence annuelle et de récurrence 30 ans est beaucoup plus élevé dans la région de la baie de Rupert (1,3 m) que dans le détroit d'Hudson où cet écart n'est que de 0,3 m. Dans la détroit d'Hudson, une hausse de 0,15 m des extrêmes de récurrence 100 ans requiert une forte augmentation relative de l'intensité des minimums annuels. Par contre, dans la baie de Rupert, une petite variation de la fréquence des minimums annuels peut facilement produire des fluctuations de plus de 0,15 m du minimum annuel de récurrence 100 ans d'une simulation à l'autre. Deux ou trois événements annuels suffiraient à produire un tel écart.

Cet exemple montre l'intérêt d'utiliser deux approches différentes (dépassement de seuil et maximum/minimum annuel) pour évaluer les conditions présentes et futures. Cela montre aussi qu'il est difficile d'expliquer les changements observés sur la base des seules données de niveaux d'eau. Une analyse des tempêtes responsables des surcotes et décotes est indispensable pour évaluer l'incertitude liée aux simulations climatiques.

6 CONCLUSIONS

La présente étude de modélisation numérique d'ondes de tempête et de la marée dans le secteur de la baie d'Hudson, de la baie James, du détroit d'Hudson et de la baie d'Ungava a tout d'abord permis de reconstituer les niveaux totaux (marée et ondes de tempête) du passé à 23 sites distribués le long des côtes du domaine d'étude. La reconstitution des niveaux d'eau a été effectuée sur une période de trente-cinq ans, de 1979 à 2013 inclusivement. Des liens hypertextes vers un site de téléchargement hébergeant les séries temporelles de niveaux d'eau reconstitués à chacun des sites sont disponibles au tableau 5.1.

L'analyse statistiques des ondes de tempête du passé reconstitué a permis de dresser un portrait global dans le domaine d'étude sur la saisonnalité et l'intensité des surcotes/décotes qu'elles peuvent provoquer. Les résultats obtenus ont permis de tirer les conclusions suivantes :

- Les surcotes extrêmes se produisent principalement durant les mois d'automne (septembre, octobre et novembre) dans l'ensemble du domaine d'étude. Un étalement de la saison des surcotes vers les mois d'hiver (décembre et janvier) est observé dans la région du détroit d'Hudson;
- Les décotes extrêmes se produisent également en automne dans la portion centrale et dans le sud de la baie d'Hudson (incluant la baie James). Dans le nord de la baie d'Hudson et dans le détroit d'Hudson, une deuxième saison de décotes apparaît en hiver, centrée sur le mois de mars;
- L'intensité des surcotes et décotes extrêmes augmente significativement vers le sud de la baie d'Hudson, particulièrement dans la région de la baie James où elles peuvent atteindre 2,5 m (récurrence 100 ans);
- Les ondes de tempête ont un effet majeur sur l'amplitude des niveaux totaux (marée et ondes de tempête) extrêmes dans l'ensemble du domaine d'étude, à l'exception de la région du détroit d'Hudson et de la baie d'Ungava où le niveau total est fortement dominé par le signal de la marée;

L'effet des changements climatiques sur l'amplification ou l'atténuation des ondes de tempête a été investigué en alimentant le modèle d'ondes de tempête avec les conditions climatiques issues de cinq simulations climatiques effectuées à l'aide du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC). Les résultats obtenus à partir de ces simulations suggèrent les tendances générales suivantes :

- Les surcotes sont en général appelées à s'intensifier dans le futur dans l'ensemble du domaine d'étude. L'intensification des surcotes extrêmes atteint un maximum à l'entrée de la baie James et devient nulle dans le sud de cette dernière;

- L'intensification des surcotes se manifeste aussi par un prolongement de la saison des tempêtes vers les mois d'hiver, particulièrement en décembre et janvier;
- Les résultats des cinq simulations de projection climatique ne permettent pas de distinguer un changement clair dans le futur concernant l'intensité des décotes. L'analyse des fréquences de dépassement mensuelles semble toutefois indiquer un prolongement de la saison des tempêtes vers les mois d'hiver.

RÉFÉRENCES

- [1] BECKER J.J. ET AL. (2009). *Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution : SRTM30 PLUS*. Marine Geodesy, 32:4, 355-371.
- [2] CAYA D., LAPRISE R. (1999). *A semi-implicit semi-lagrangian regional climate model: The Canadian RCM*. Mon. Wea. Rev. 127(3), 341-362.
- [3] CHENG Y., ANDERSON O.B. (2010). *Improvement in global ocean tide model in shallow water regions*. Poster, SV. 1-68 45, OSTST, Lisbon, Oct.18-22.
- [4] DE ELÍA R., CÔTÉ H. (2010). *Climate and climate change sensitivity to model configuration in the Canadian RCM over North America*. Meteorol. Z., Vol. 19, No. 4, 325-339. DOI: 10.1127/0941-2948/2010/0469.
- [5] ELSAESSER B., BELL A.K., SHANNON N., ROBINSON C. (2010), *Storm-surge hind- and forecasting using Mike21FM – Simulation of surges around the Irish Coast*. DHI User Conference 2010, Copenhagen.
- [6] FLATO G.M., BOER G.J. (2001). *Warming Asymmetry in Climate Change Simulations*. Geophys. Res. Lett., 28, 195-198.
- [7] FLATO G.M., BOER G.J., LEE W.G., MCFARLANE N.A., RAMSDEN D., READER M.C., WEAVER A.J. (2000). *The Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis Global Coupled Model and its Climate*. Climate Dynamics, 16:451-467.
- [8] JUNGCLAUS J.H., BOTZET M., HAAK H., KEENLYSIDE N., LUO J.-J., LATIF M., MAROTZKE J., MIKOLAJEWICZ U., ROECKNER E. (2006). *Ocean circulation and tropical variability in the AOGCM ECHAM5/MPI-OM*. J. Clim., vol 19(16), 3952–3972.
- [9] KANAMITSU M., EBISUZAKI W., WOOLLEN J., YANG S.-K., HNILO J.J., FIORINO M., POTTER G.L. (2002). *NCEP-DEO AMIP-II Reanalysis (R-2)*. Bulletin of the American Meteorological Society, p. 1631-1643.
- [10] LYARD F., LEFEVRE F., LETELLIER T., FRANCIS O. (2006). *Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004*. Ocean Dynamics, 56: 394-415. DOI 10.1007/s10236-006-0086-x
- [11] MASSÉ A., VILLENEUVE M. (2013). *Infrastructures maritimes du Nunavik - Modélisation numérique des marées et des ondes de tempête dans la baie d'Hudson, le détroit d'Hudson et la baie d'Ungava*. Rapport d'étude réalisé pour le Ministère des Transports du Québec, Montréal (Qc), Canada.
- [12] MESINGER F. ET AL. (2004). *North American Regional Reanalysis: A long-term, consistent, high-resolution climate dataset for the North America domain, as a major improvement upon the earlier reanalysis datasets in both resolution and accuracy*. Submitted to BAMS.
- [13] MIKE BY DHI (2014). *Hydrodynamic Module – Scientific Documentation*. Danemark.
- [14] MIKE BY DHI (2011). *Tidal Analysis and Prediction Module – Scientific Documentation*. Danemark.
- [15] MUSIC B., CAYA D. (2007). *Evaluation of the Hydrological Cycle over the Mississippi River Basin as Simulated by the Canadian Regional Climate Model (CRCM)*. J. Hydromet., 8(5), 969-988. DOI: 10.1175/JHM627.1.

- [16] NAKICENOVIC N., SWART S. ET AL. (2000). *IPCC special report on emissions scenarios: a special report of Working Group III of the IPCC*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, p 599.
- [17] PAQUIN D. (2010). *Évaluation du MRCC4 en passé récent (1961-1999)*. Rapport interne d'Ouranos, Équipe Simulations Climatiques. Contact: paquin.dominique@ouranos.ca.
- [18] PAWLOWICZ R., BEARDSLEY B., LENTZ S (2002). *Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE*. Computers and Geosciences 28, 929-937.
- [19] SAVARD J.P. (2016). *Impact des changements climatiques sur le régime des tempêtes et des niveaux d'eau extrêmes dans la baie d'Hudson, la baie James et le détroit d'Hudson*. Rapport synthèse réalisé par Ouranos pour le compte de Ressources Naturelles Canada. Montréal (Qc), Canada.
- [20] SAVARD J.P., GACHON P., ROSU C., MARTIN P., AIDER R., SAAD C. (2013). *Étude du régime des tempêtes dans le Nunavik*. Rapport d'étude réalisé pour le Ministère des Transports du Québec, Montréal.
- [21] SAVIOLI J., BRITTON M., SYZLKARSKI S., PEDERSON C. (2003). *Tropical Cyclones Modelling For Natural Disaster Risk Management*. Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand, MODSIM 2003 Conference, Townsville, Australia.
- [22] SCINOCCA J. F., MCFARLANE N.A., LAZARE M., LI J., PLUMMER D. (2008). *Technical Note: The CCCma third generation AGCM and its extension into the middle atmosphere*. Atmos. Chem. Phys, 8, 7055-7074.
- [23] WESTERLINK ET AL. (2004). *A New Generation Hurricane Storm Surge Model for Southern Louisiana*. Rapport du Computational Hydraulics Laboratory, Université Notre-Dame.

ANNEXE A

COMPOSANTES HARMONIQUES UTILISÉES POUR RECONSTRUIRE LA MARÉE AUX 23 SITES À L'ÉTUDE

Composante	Période (J)	Fréquence (H ⁻¹)	1. Quaqtq		2. Quaqtq		3. Kangiqsujuaq		4. Baie Déception		5. Ivujivik		6. Akulivik		7. Puvirnitug		8. Inukjuak		9. Umiujaq		10. Manitounuk		11. Lagrande		12. Wemindji
			DTU10		Marégraphie (59)		Marégraphie (59)		DTU10		Marégraphie (59)		Marégraphie (59)		Marégraphie (59)		DTU10		Marégraphie (59)		Marégraphie (59)		Marégraphie (35)		
			Amp (m)	Phase (°)	Amp (m)	Phase (°)	Amp (m)	Phase (°)	Amp (m)	Phase (°)	Amp (m)	Phase (°)	Amp (m)	Phase (°)	Amp (m)	Phase (°)	Amp (m)	Phase (°)	Amp (m)	Phase (°)	Amp (m)	Phase (°)	Amp (m)	Phase (°)	
SSA	183	2E-04			0	0	0	0			0	0	0	0	0	0			0	0	0	0			Données non-disponibles
MSM	32	1E-03			0	0	0	0			0	0	0	0	0	0			0	0	0	0			
MM	28	2E-03			0	0	0	0			0	0	0	0	0	0			0	0	0	0	0.000	0	
MSF	15	3E-03			0	0	0	0			0	0	0	0	0	0			0	0	0	0	0.000	0	
MF	14	3E-03			0	0	0	0			0	0	0	0	0	0			0	0	0	0			
ALP1	1.21	0.03			0.001	139	0.002	174			0.002	173	0.003	122	0.003	283			0.003	193	0.004	-95	0.007	274	
2Q1	1.17	0.04			0.001	191	0.002	220			0.001	149	0.002	183	0.001	197			0.001	83	0.003	258	0.010	-25	
SIG1	1.16	0.04			0.003	155	0.003	138			0.003	122	0.003	102	0.002	81			0.003	140	0.004	306			
Q1	1.12	0.04	0.01	76.27	0.009	96	0.008	92	0.01	41	0.002	80	0.003	215	0.004	43	0.01	290	0.004	33	0.005	0	0.007	96	
RHO1	1.11	0.04			0.002	70	0.003	91			0.001	199	0.002	157	0.002	183			0.004	320	0.003	227			
O1	1.08	0.04	0.10	123.92	0.087	115	0.069	113	0.03	112	0.018	115	0.009	41	0.010	37	0.02	53	0.018	53	0.019	50	0.017	164	
TAU1	1.07	0.04			0.002	156	0.003	172			0.002	164	0.003	156	0.003	158			0.003	174	0.004	87			
BET1	1.04	0.04			0.001	93	0.002	123			0.001	156	0.001	188	0.001	261			0.002	186	0.004	197			
NO1	1.03	0.04			0.010	133	0.008	133			0.003	139	0.001	228	0.001	213			0.003	171	0.003	111	0.007	301	
CHI1	1.03	0.04			0.002	147	0.003	166			0.002	115	0.001	154	0.001	124			0.002	139	0.004	36			
P1	1.00	0.04	0.05	162.57	0.045	156	0.042	162	0.02	144	0.016	166	0.007	103	0.009	95	0.00	268	0.014	85	0.008	65			
K1	1.00	0.04	0.15	163.20	0.140	159	0.118	159	0.07	149	0.052	172	0.017	122	0.018	108	0.02	99	0.033	91	0.039	88	0.070	223	
PHI1	0.99	0.04			0.002	167	0.004	157			0.002	213	0.001	188	0.002	181			0.002	179	0.003	169			
THE1	0.97	0.04			0.001	158	0.002	121			0.001	207	0.002	240	0.002	217			0.002	86	0.003	402			
J1	0.96	0.04			0.005	163	0.005	176			0.002	220	0.002	172	0.003	173			0.003	214	0.004	74	0.007	199	
SO1	0.93	0.04			0.002	63	0.002	29			0.004	126	0.004	329	0.004	311			0.004	264	0.004	206			
OO1	0.93	0.04			0.002	156	0.001	178			0.001	226	0.001	182	0.000	235			0.002	234	0.003	145	0.006	232	
UPS1	0.90	0.05			0.001	147	0.001	185			0.002	168	0.002	142	0.003	137			0.002	94	0.005	358	0.003	321	
OQ2	0.55	0.08			0.009	248	0.007	250			0.003	222	0.002	324	0.002	307			0.004	229	0.004	289			
EPS2	0.55	0.08			0.009	264	0.010	273			0.003	263	0.004	264	0.004	255			0.006	99	0.010	56	0.016	34	
2N2	0.54	0.08			0.079	295	0.071	301			0.022	231	0.008	35	0.008	39			0.013	275	0.019	184			
MU2	0.54	0.08			0.065	302	0.062	308			0.020	323	0.015	314	0.016	298			0.017	155	0.024	112	0.039	117	
N2	0.53	0.08	0.80	345.22	0.596	336	0.551	342	0.33	7	0.183	31	0.044	93	0.047	101	0.04	46	0.103	334	0.126	309	0.107	349	
NU2	0.53	0.08			0.115	340	0.107	347			0.038	41	0.010	109	0.011	117			0.025	339	0.028	288			
M2	0.52	0.08	4.14	12.76	2.975	8	2.797	15	1.66	45	0.967	61	0.143	132	0.178	152	0.19	170	0.520	26	0.618	0	0.610	34	
MKS2	0.52	0.08			0.007	134	0.007	136			0.011	95	0.009	88	0.011	69			0.015	282	0.037	180			
LDA2	0.51	0.08			0.029	30	0.027	33			0.010	87	0.004	258	0.006	251			0.009	87	0.017	89			
L2	0.51	0.08			0.087	34	0.080	41			0.030	95	0.008	243	0.013	235			0.025	90	0.034	58	0.039	72	
S2	0.50	0.08	1.37	73.57	0.996	65	0.968	73	0.66	94	0.370	113	0.046	112	0.018	117	0.06	127	0.136	100	0.155	75	0.191	124	
K2	0.50	0.08	0.36	75.49	0.277	64	0.269	72	0.17	93	0.102	114	0.012	114	0.004	125	0.01	126	0.040	99	0.053	68			
MSN2	0.49	0.08			0.011	284	0.010	284			0.003	219	0.002	188	0.002	177			0.004	135	0.009	294			
ETA2	0.49	0.09			0.011	103	0.012	112			0.005	140	0.001	157	0.001	175			0.002	136	0.006	172	0.009	324	
MO3	0.35	0.12			0.002	279	0.002	267			0.002	191	0.002	252	0.003	248			0.004	28	0.002	-21	0.004	159	
M3	0.35	0.12			0.002	234	0.003	257			0.001	124	0.001	132	0.001	134			0.001	276	0.002	219	0.005	-27	
SO3	0.34	0.12			0.002	238	0.002	238			0.001	224	0.002	309	0.003	298			0.002	84	0.002	94			
MK3	0.34	0.12			0.002	24	0.002	30			0.003	234	0.001	317	0.002	307			0.003	70	0.001	56	0.019	115	
SK3	0.33	0.13			0.001	87	0.002	99			0.001	272	0.001	238	0.001	197			0.001	214	0.001	269	0.004	210	
MN4	0.26	0.16			0.015	182	0.015	195			0.013	35	0.003	316	0.005	278			0.005	229	0.011	189	0.011	332	
M4	0.26	0.16	0.02	224.19	0.037	219	0.039	232	0.02	352	0.035	71	0.012	19	0.015	343	0.03	70	0.012	281	0.025	232	0.032	18	
SN4	0.26	0.16			0.004	242	0.004	264			0.003	94	0.001	138	0.001	72			0.001	234	0.003	249	0.003	20	
MS4	0.25	0.16</																							

Composante	Période (J)	Fréquence (H ⁻¹)	13. Rpert		14. Moosone		15. Fort Albany	16. Attawapiskat	17. Lake River	18. Winisk		19. Fort Severn		20. Nelson river		21. Churchill		22. Arviat		23. Chesterfield	
			Marégraphe (35)		MPO					DTU10		DTU10		DTU10		Marégraphe (59)		DTU10		DTU10	
			Amp (m)	Phase (°)	Amp (m)	Phase (°)				Amp (m)	Phase (°)	Amp (m)	Phase (°)	Amp (m)	Phase (°)	Amp (m)	Phase (°)	Amp (m)	Phase (°)	Amp (m)	Phase (°)
SSA	183	2E-04					Données non-disponibles	Données non-disponibles	Données non-disponibles							0	0				
MSM	32	1E-03														0	0				
MM	28	2E-03	0.000	0	0.000	0										0	0				
MSF	15	3E-03	0.000	0	0.000	0										0	0				
MF	14	3E-03														0	0				
ALP1	1.21	0.03	0.018	123	0.000	129										0.002	229				
2Q1	1.17	0.04	0.025	71	0.002	197										0.002	354				
SIG1	1.16	0.04														0.003	263				
Q1	1.12	0.04	0.019	165	0.014	105				0.01	146	0.02	129	0.02	122	0.006	222	0.01	56	0.01	19
RHO1	1.11	0.04														0.002	220				
O1	1.08	0.04	0.052	169	0.072	133				0.03	351	0.04	327	0.04	297	0.036	252	0.04	232	0.04	229
TAU1	1.07	0.04														0.008	332				
BET1	1.04	0.04														0.002	82				
NO1	1.03	0.04	0.021	251	0.004	160										0.005	315				
CHI1	1.03	0.04														0.002	219				
P1	1.00	0.04								0.01	39	0.01	16	0.03	9	0.024	310	0.03	280	0.03	266
K1	1.00	0.04	0.124	225	0.135	200				0.15	39	0.14	19	0.15	173	0.082	308	0.10	287	0.08	269
PHI1	0.99	0.04														0.002	33				
THE1	0.97	0.04														0.002	314				
J1	0.96	0.04	0.011	-14	0.009	240										0.003	19				
SO1	0.93	0.04														0.006	159				
OO1	0.93	0.04	0.011	132	0.003	271										0.003	41				
UPS1	0.90	0.05	0.009	229	0.004	135										0.001	212				
OQ2	0.55	0.08														0.008	236				
EPS2	0.55	0.08	0.024	273	0.001	134										0.006	75				
2N2	0.54	0.08														0.041	307				
MU2	0.54	0.08	0.075	326	0.224	102										0.013	128				
N2	0.53	0.08	0.153	195	0.177	139				0.21	189	0.25	158	0.31	83	0.287	347	0.24	301	0.25	239
NU2	0.53	0.08														0.065	352				
M2	0.52	0.08	0.885	240	0.936	189				1.15	215	1.40	171	1.89	68	1.477	27	1.30	331	1.38	270
MKS2	0.52	0.08														0.011	263				
LDA2	0.51	0.08														0.024	53				
L2	0.51	0.08	0.066	281	0.005	50										0.060	63				
S2	0.50	0.08	0.220	329	0.242	275				0.33	303	0.41	268	0.48	192	0.436	95	0.37	40	0.46	332
K2	0.50	0.08								0.10	299	0.11	265	0.13	185	0.125	96	0.10	44	0.12	336
MSN2	0.49	0.08														0.009	314				
ETA2	0.49	0.09	0.008	111	0.005	296										0.004	130				
MO3	0.35	0.12	0.011	69	0.001	100										0.002	163				
M3	0.35	0.12	0.004	228	0.000	37										0.001	82				
SO3	0.34	0.12														0.002	273				
MK3	0.34	0.12	0.010	72	0.002	5										0.004	299				
SK3	0.33	0.13	0.004	198	0.001	6										0.002	62				
MN4	0.26	0.16	0.005	254	0.001	328										0.025	154				
M4	0.26	0.16	0.014	287	0.092	326				0.01	92	0.01	209	0.04	335	0.067	192	0.00	213	0.01	125
SN4	0.26	0.16	0.003	48	0.001	99										0.008	247				
MS4	0.25	0.16	0.009	36	0.043	45										0.048	272				
MK4	0.25	0.16														0.012	266				
S4	0.25	0.17	0.003	270	0.003	118										0.007	356				
SK4	0.25	0.17														0.004	359				
2MK5	0.21	0.20	0.004	376	0.000	50										0.005	45				
2SK5	0.20	0.21	0.002	17	0.001	121										0.000	192				
2MN6	0.17	0.24	0.011	311	0.001	324										0.010	157				
M6	0.17	0.24	0.019	358	0.001	111										0.019	202				
2MS6	0.17	0.24	0.018	90	0.001	151										0.016	284				
2MK6	0.17	0.24														0.004	289				
2SM6	0.17	0.25	0.004	187	0.001	186										0.002	-1				
MSK6	0.17	0.25														0.001	0				
3MK7	0.15	0.28	0.002	71	0.000	15										0.001	60				
M8	0.13	0.32	0.007	89	0.001	355										0.002	121				
S1	1	0.042								0.00	11	0.00	12	0.00	15			0.00	20	0.00	24

FIGURES

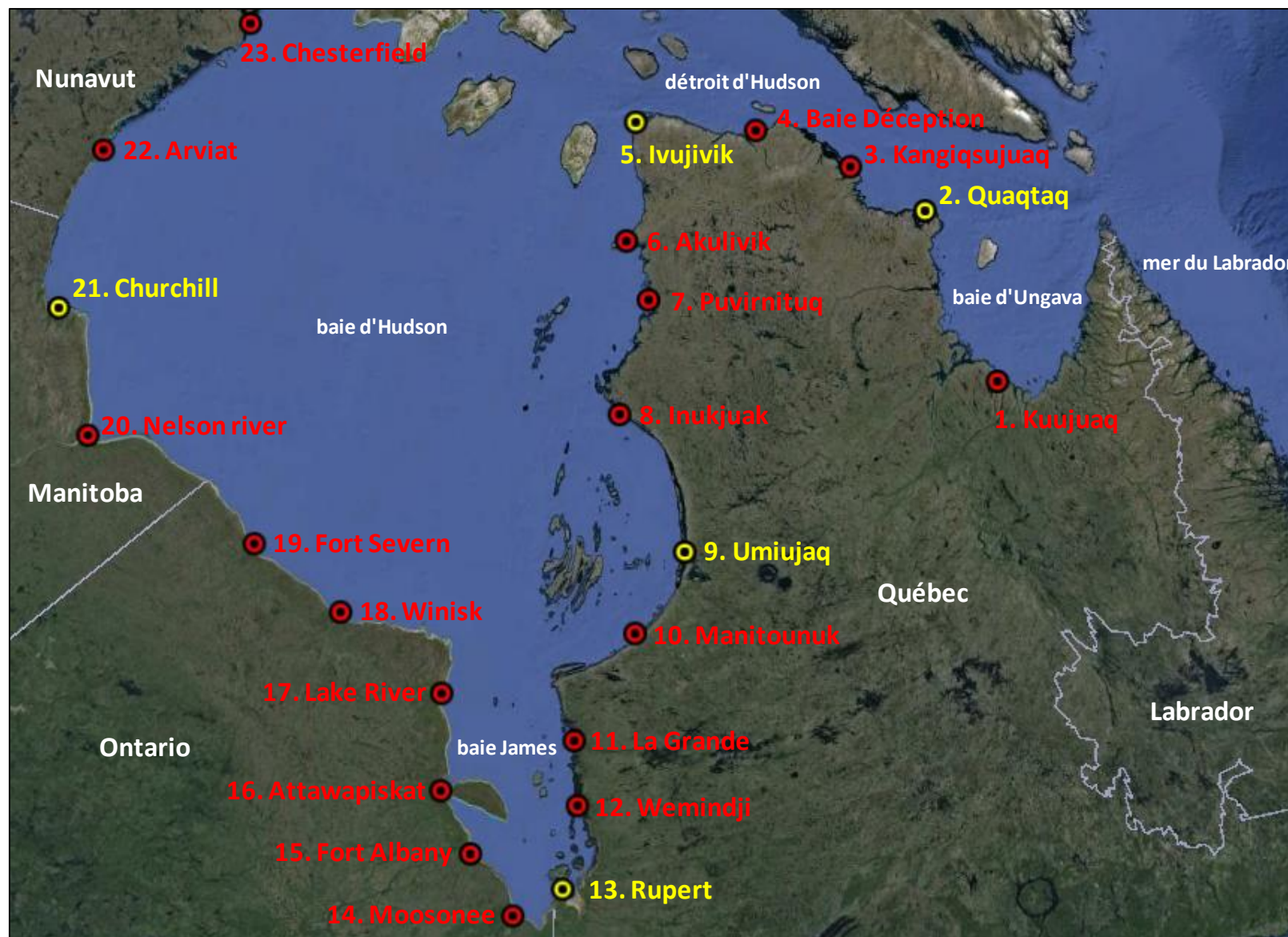


Figure 2.1: Position des 23 sites à l'étude.

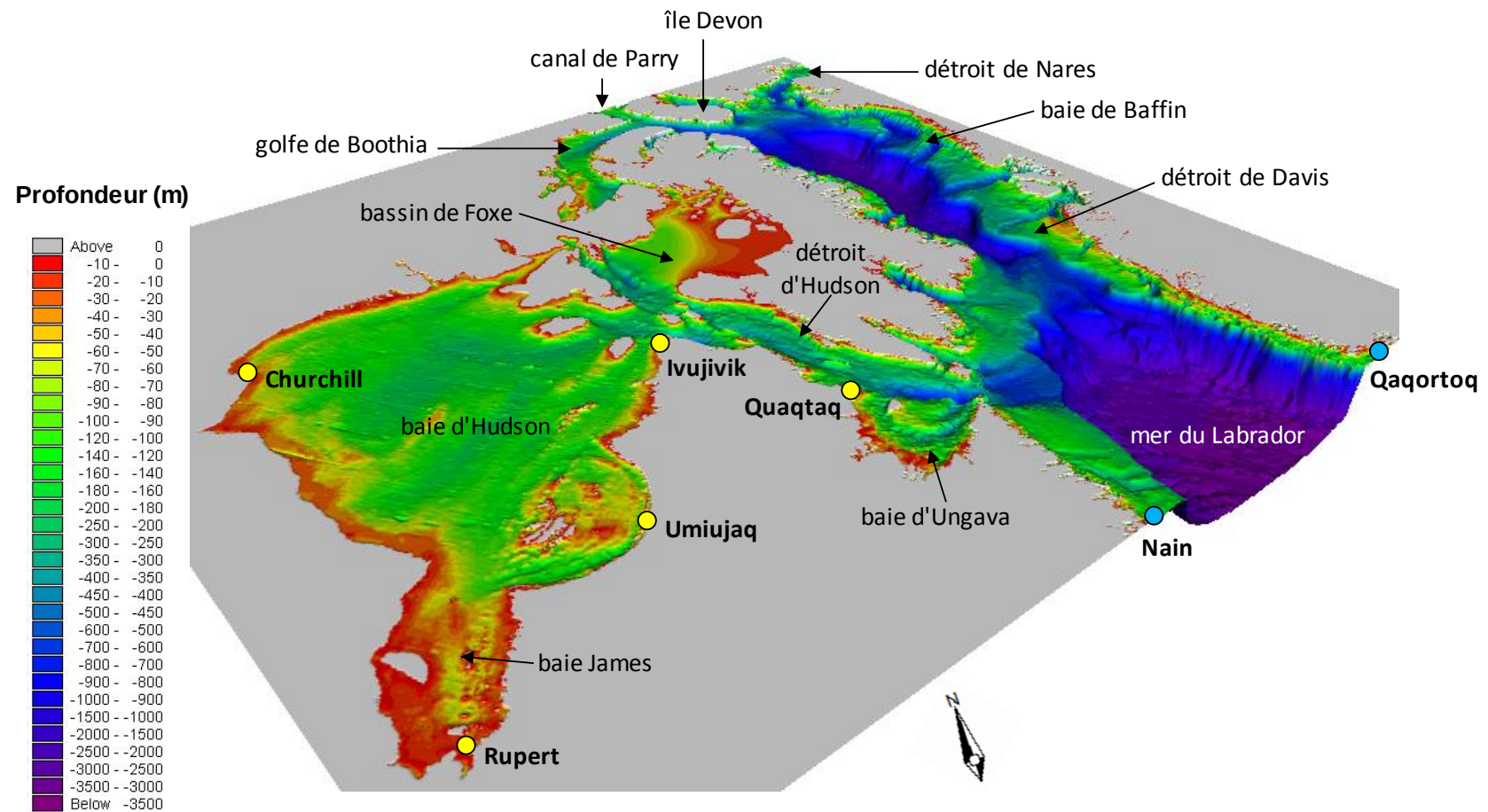


Figure 3.1: Domaine de calcul du modèle hydrodynamique bidimensionnel Mike21 et bathymétrie utilisée.

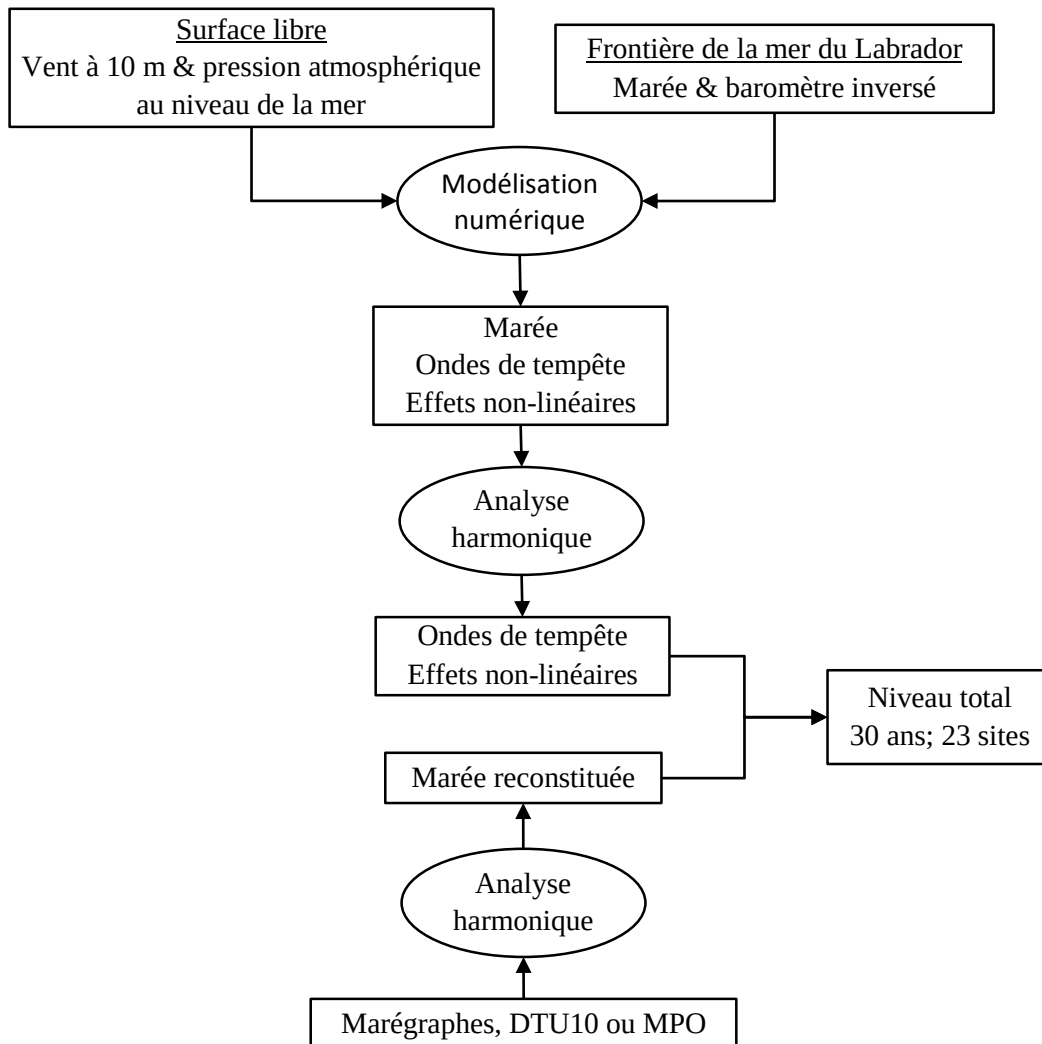


Figure 3.2: Méthodologie de traitement des données utilisée pour reproduire les niveaux d'eau aux 23 sites à l'étude.

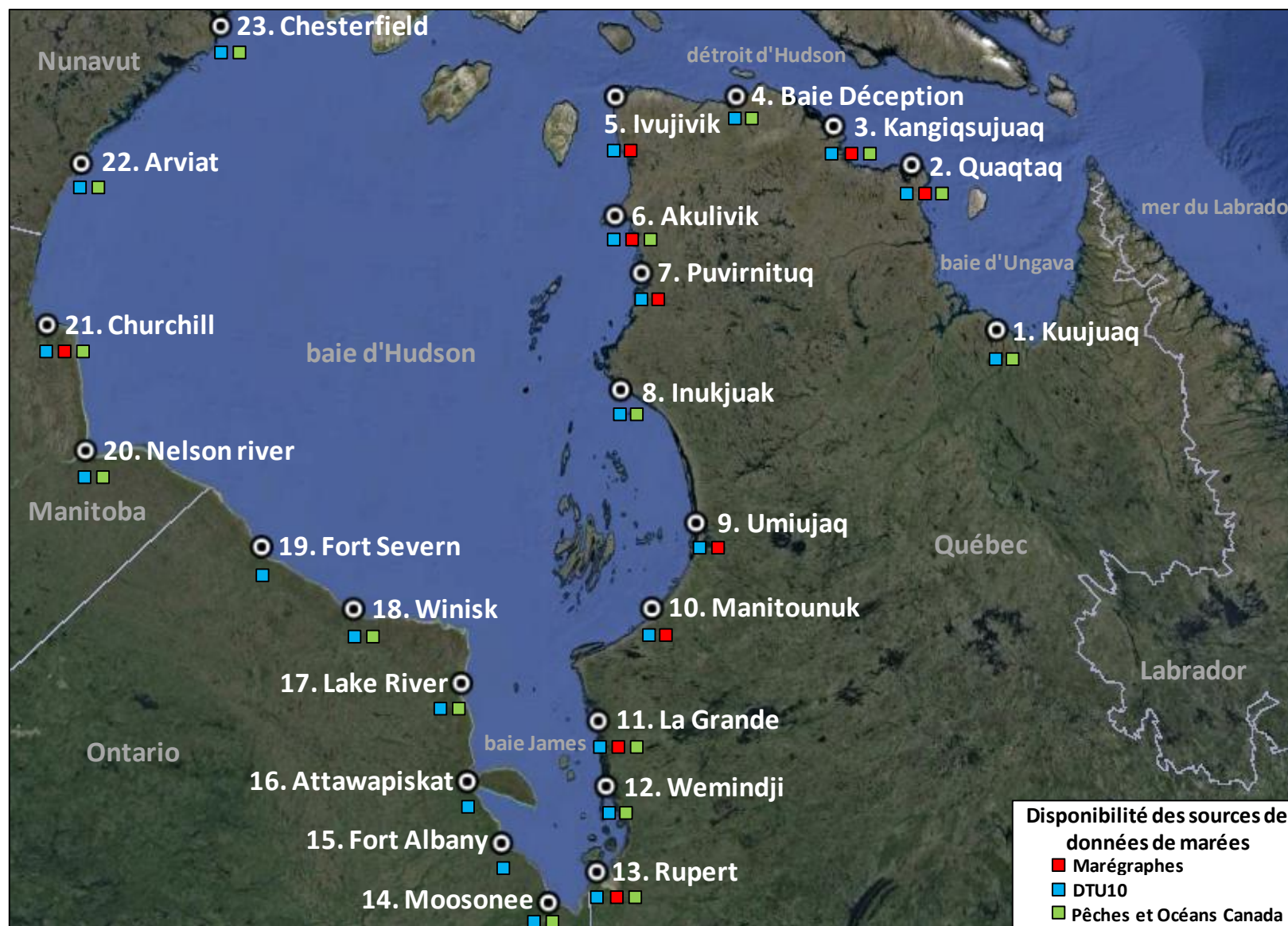


Figure 4.1: Disponibilité des sources de données de marée aux 23 sites à l'étude.

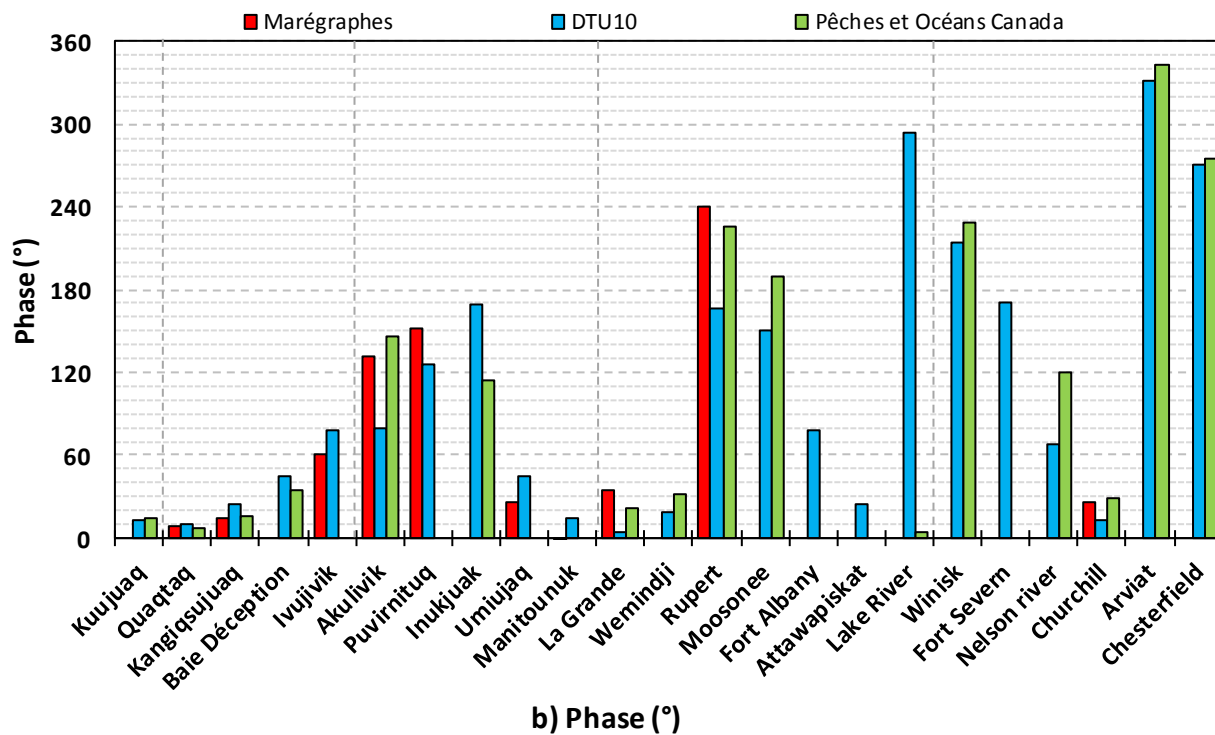
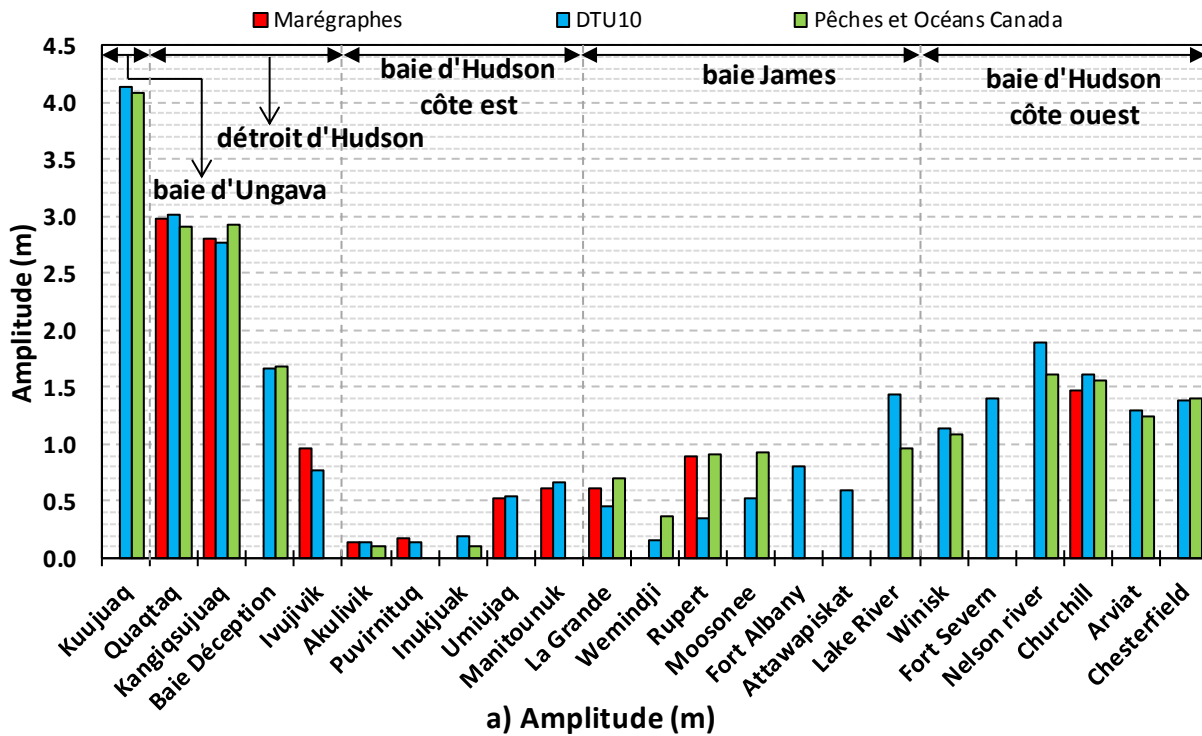


Figure 4.2: Composante de marée M2 provenant des trois sources de données disponibles.

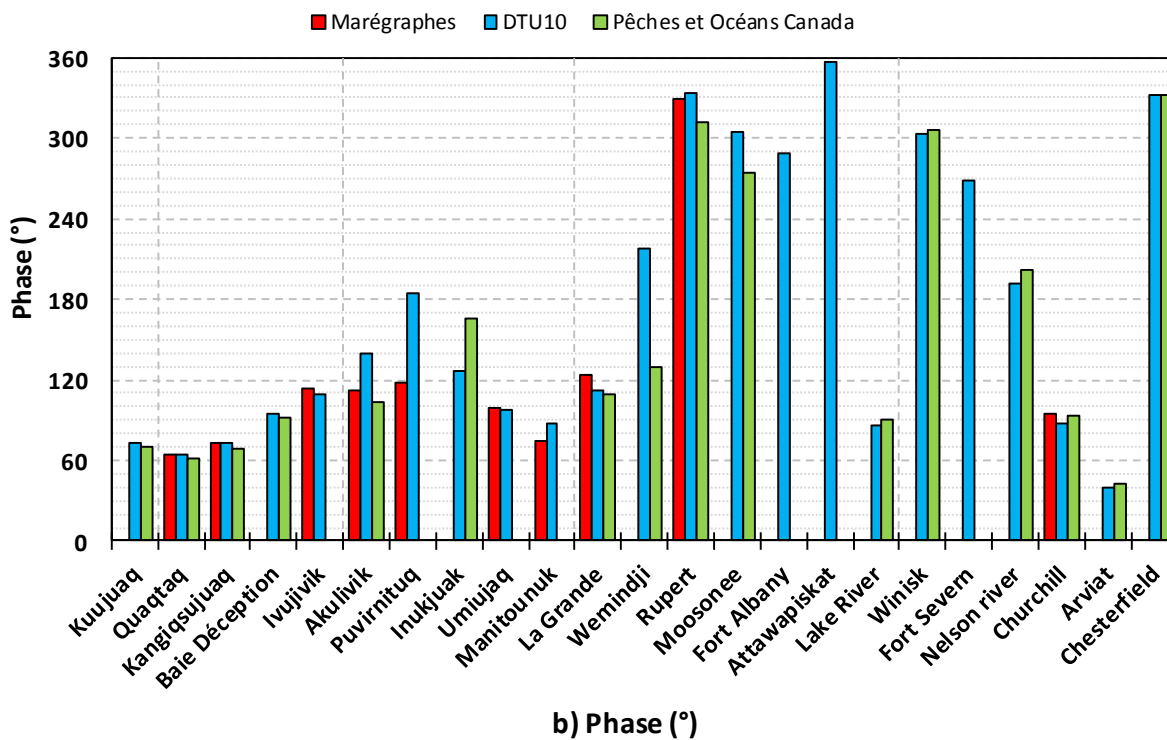
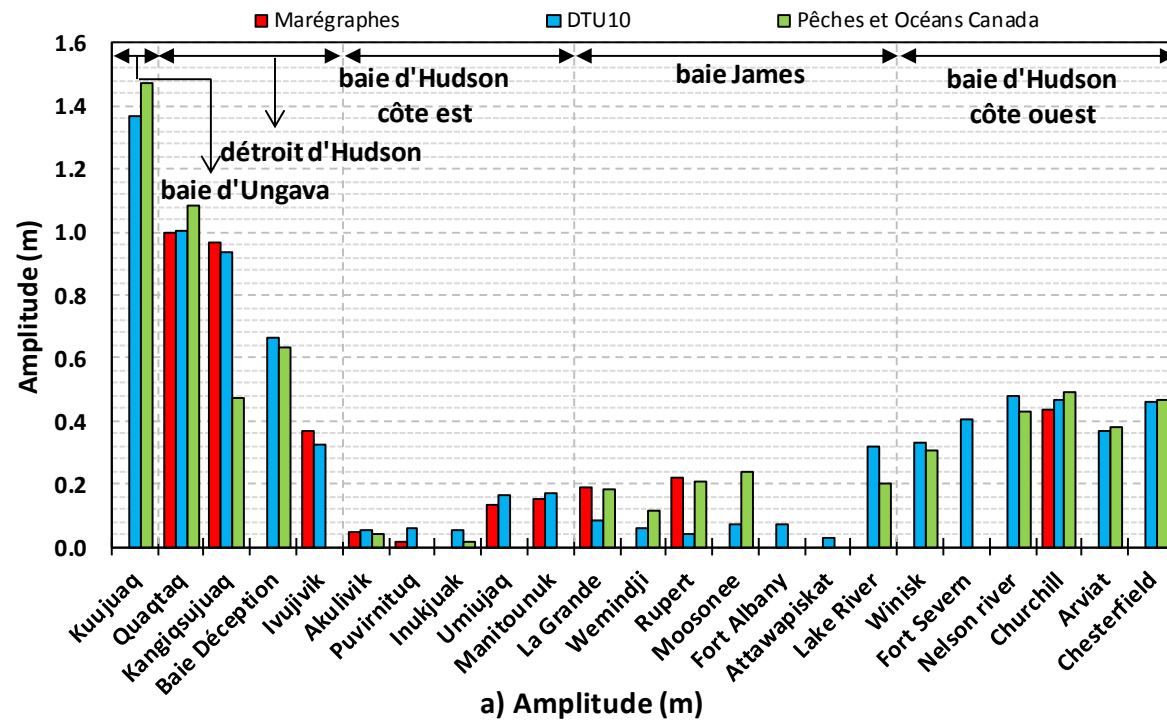


Figure 4.3: Composante de marée S2 provenant des trois sources de données disponibles.

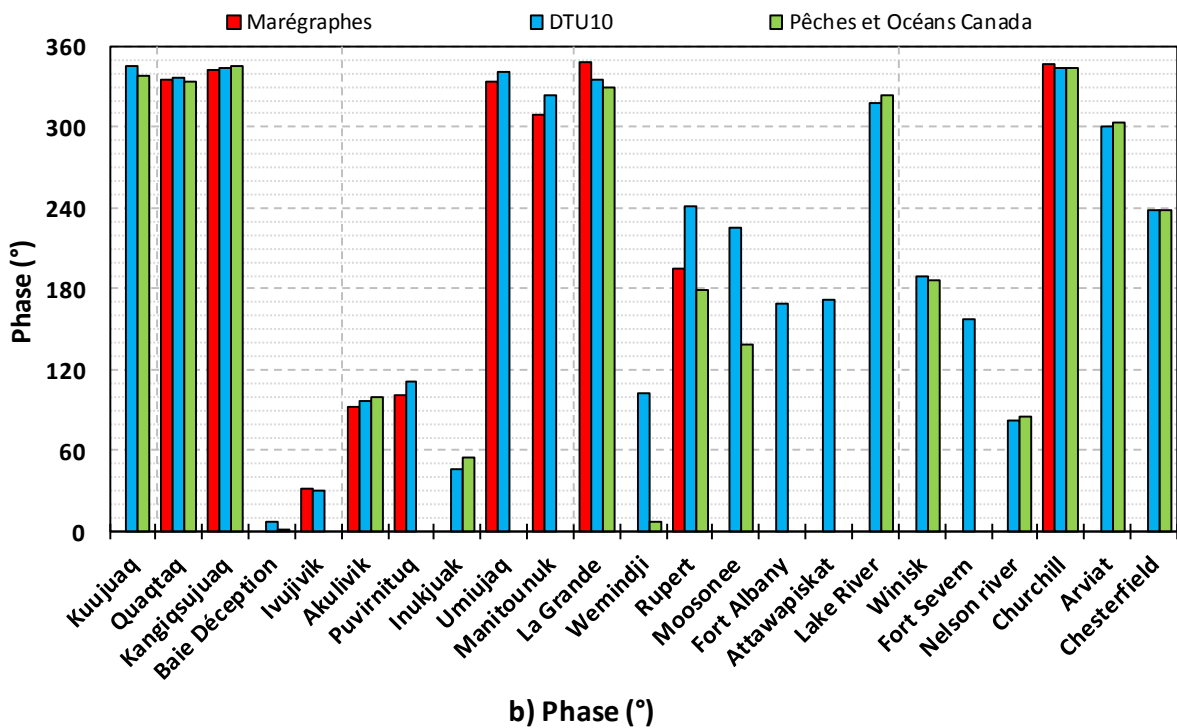
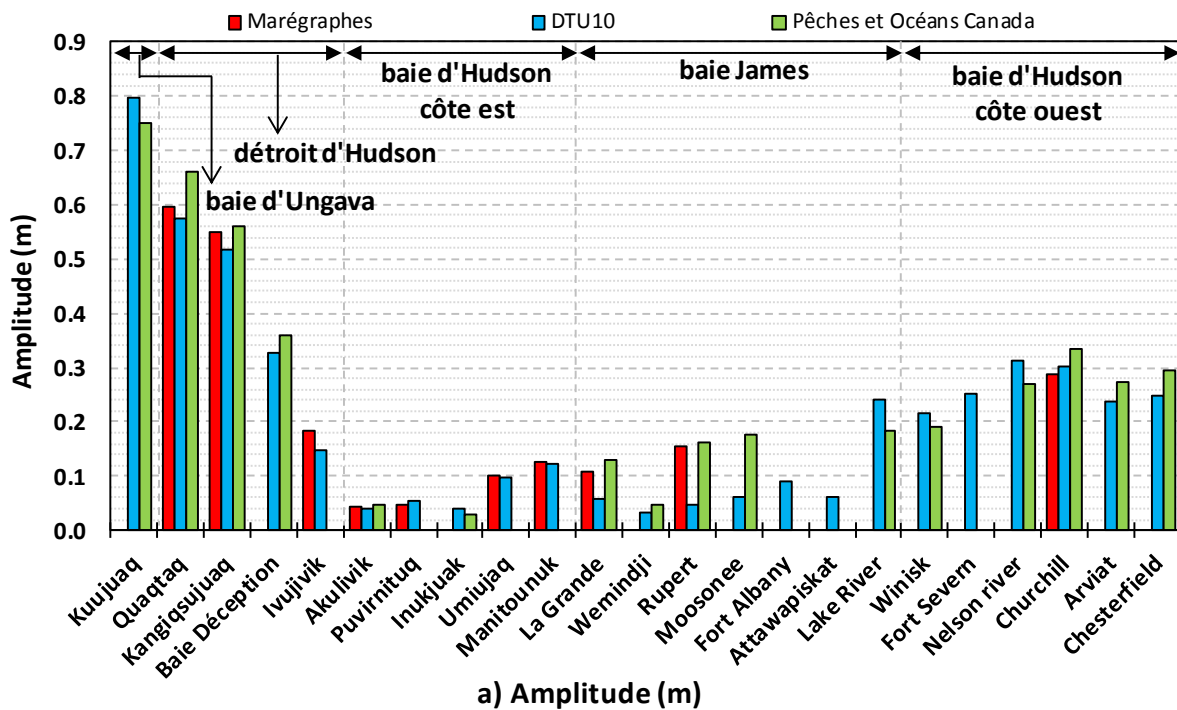
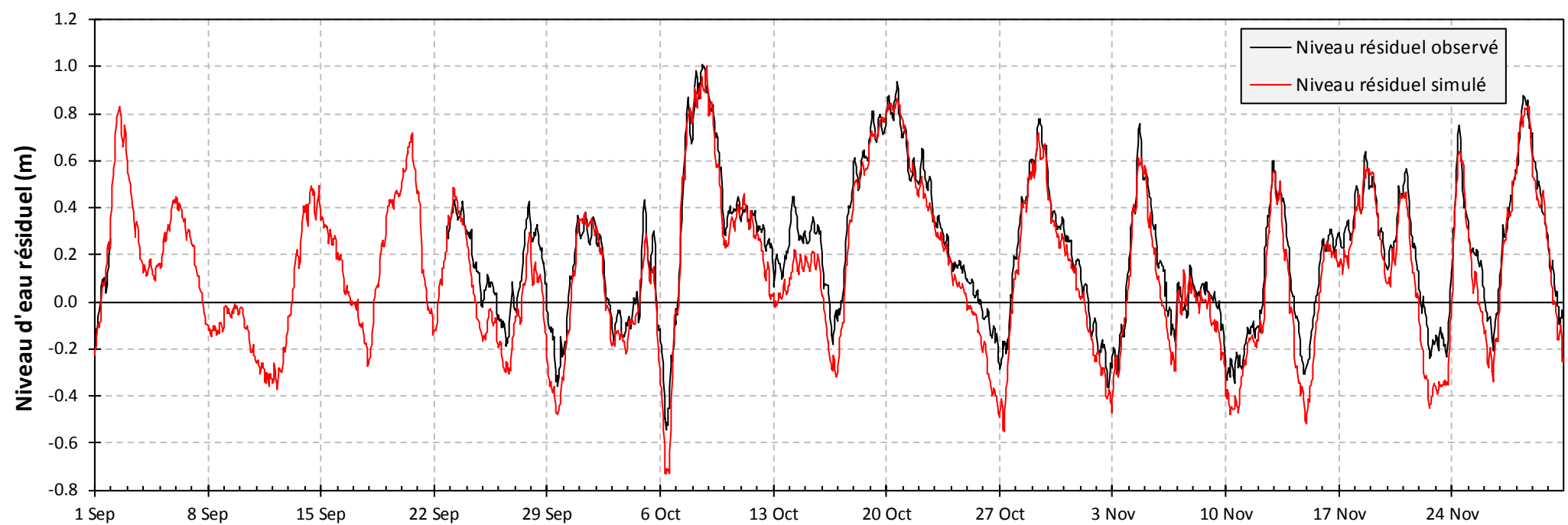
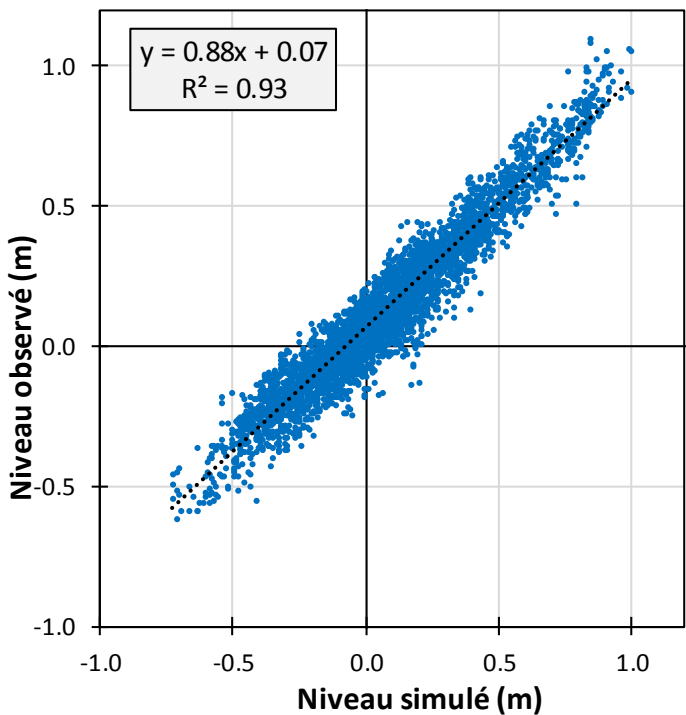


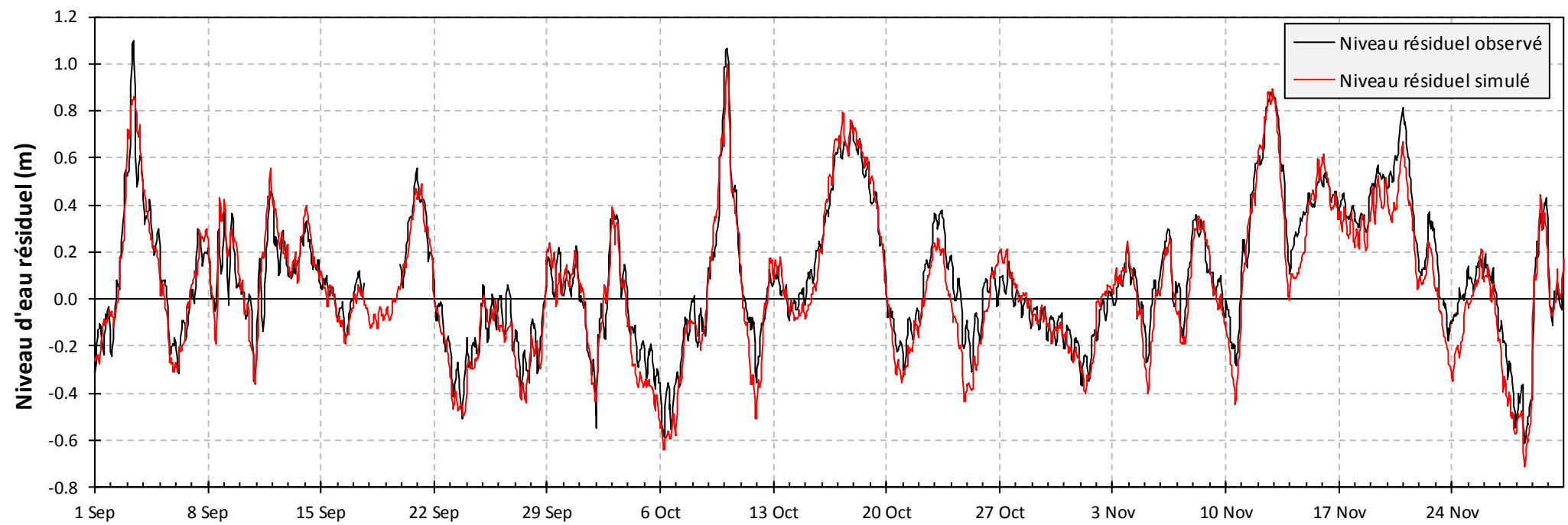
Figure 4.4: Composante de marée N2 provenant des trois sources de données disponibles.



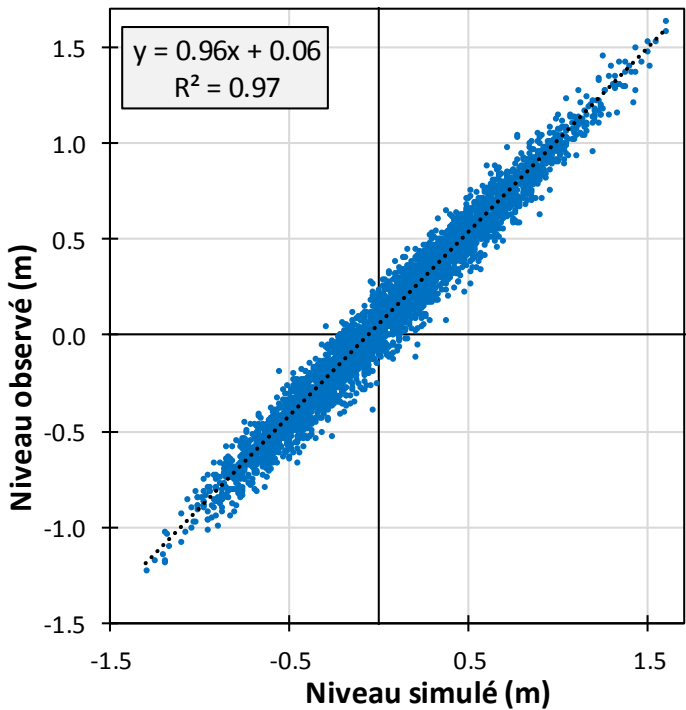
a) Niveaux résiduels à la station Umiujaq pour l'année 2010



c) Régression linéaire sur le niveau résiduel



b) Niveaux résiduels à la station Umiujaq pour l'année 2011



d) Régression linéaire sur le niveau total

Figure 4.5: Exemple de validation du modèle hydrodynamique d'ondes de tempête pour le site de référence Umiujaq. Saison automnale (septembre, octobre et novembre) des années 2010 et 2011.

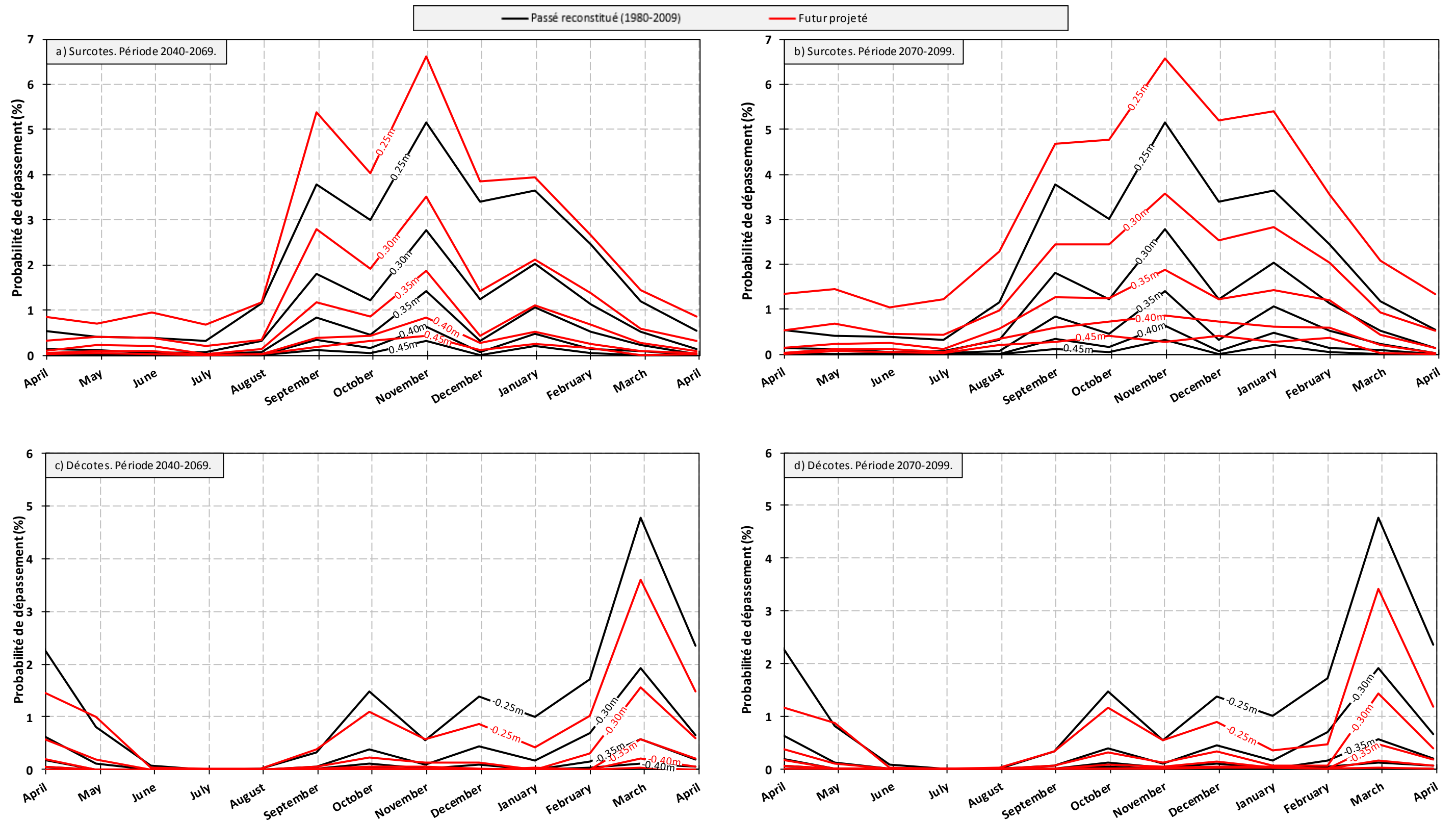


Figure 5.1: Fréquences de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempête à Quaqtaq dans le passé et pour deux périodes futures. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

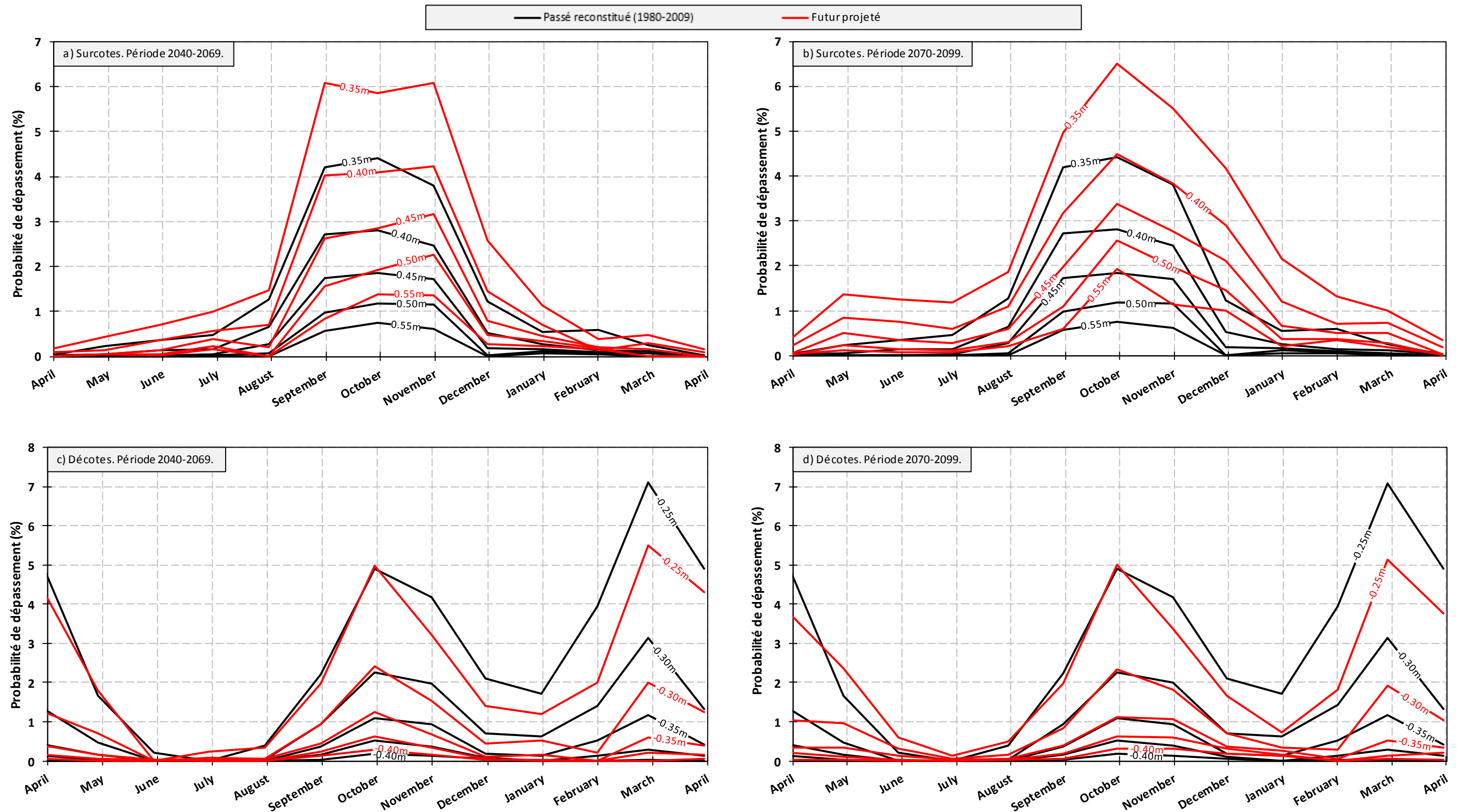


Figure 5.2: Fréquences de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempête à Ivujivik dans le passé et pour deux périodes futures. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

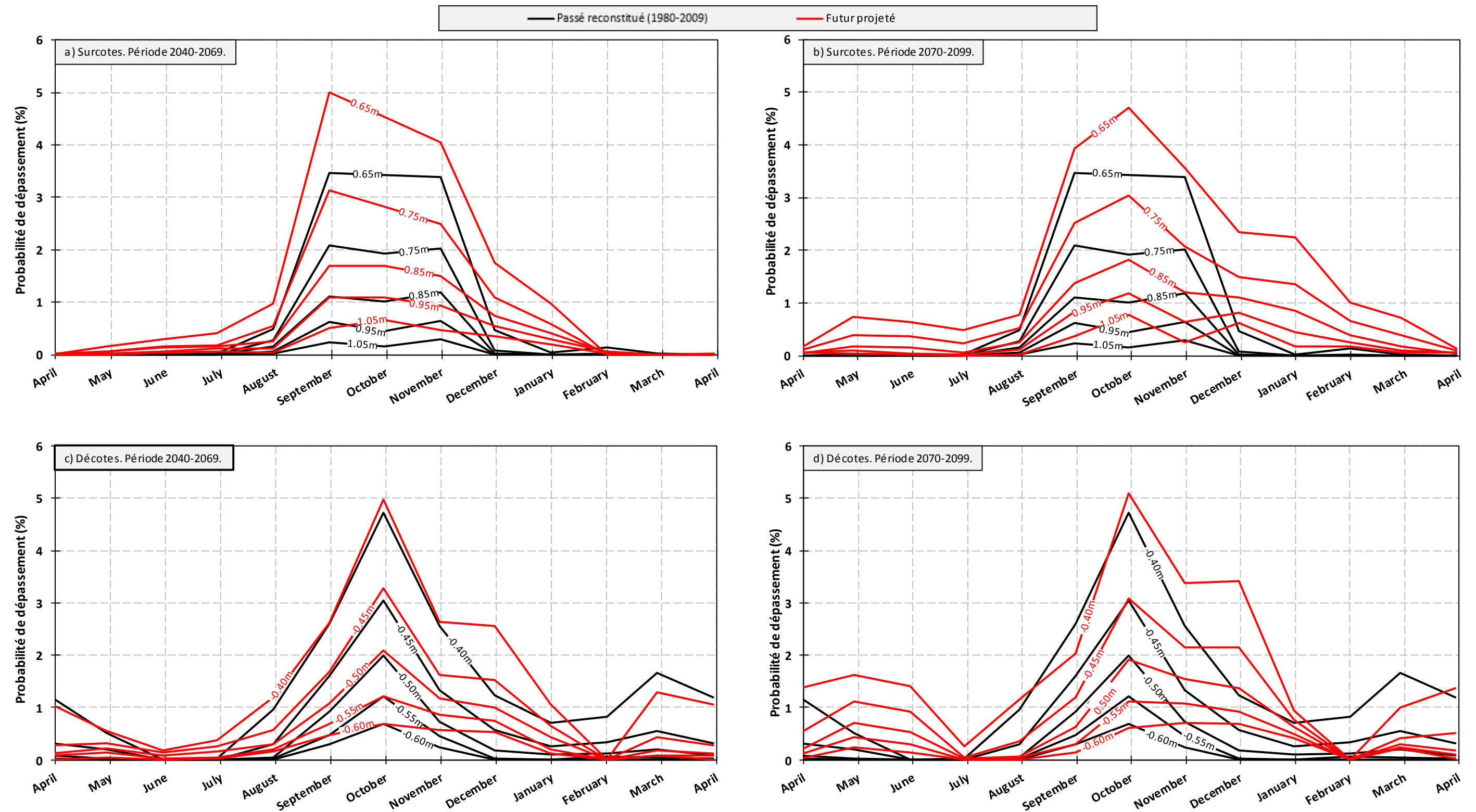


Figure 5.3: Fréquences de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempête à Umiujaq dans le passé et pour deux périodes futures. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

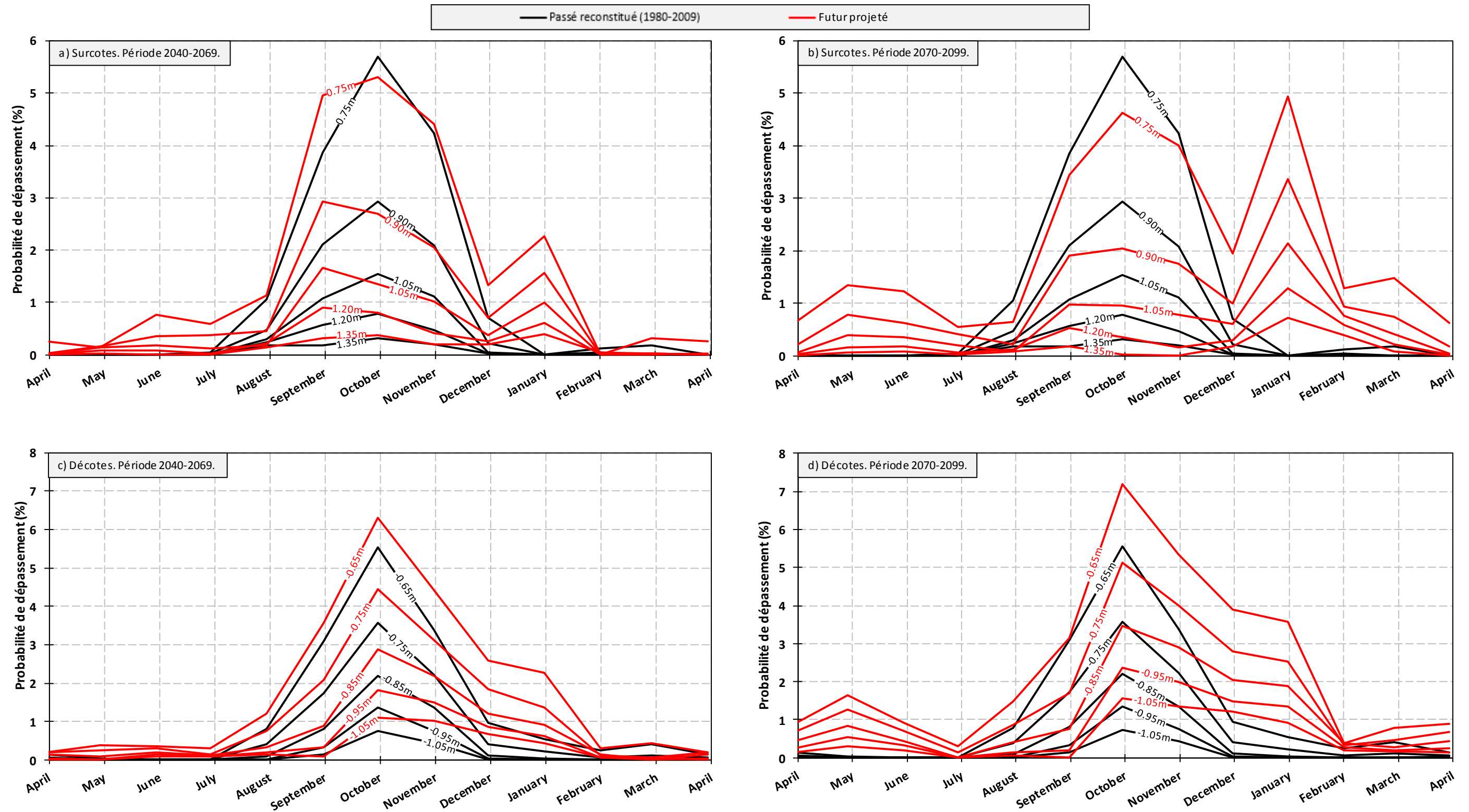


Figure 5.4: Fréquences de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempête à Rupert dans le passé et pour deux périodes futures. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

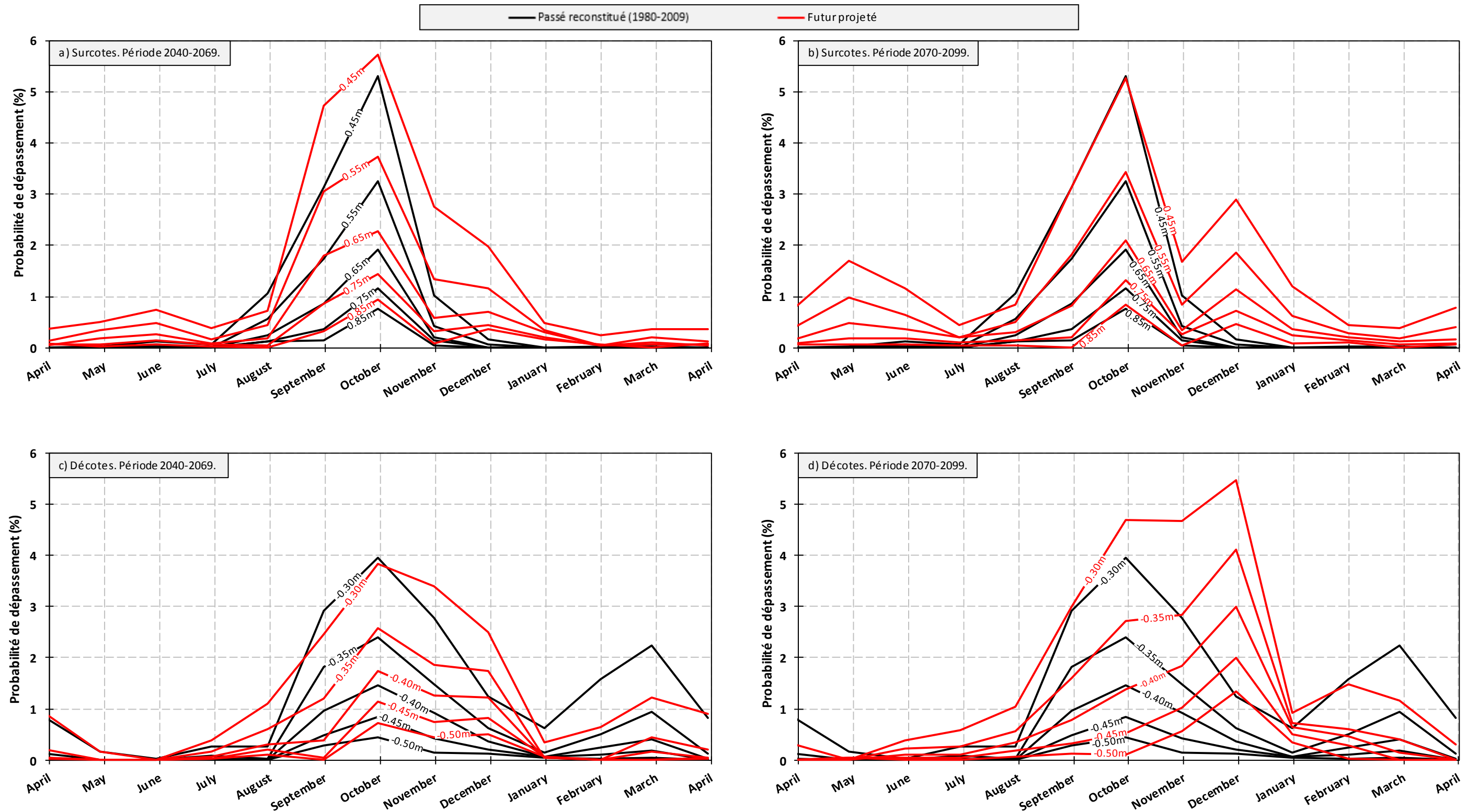


Figure 5.5: Fréquences de dépassement des surcotes et décotes d'ondes de tempête à Churchill dans le passé et pour deux périodes futures. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

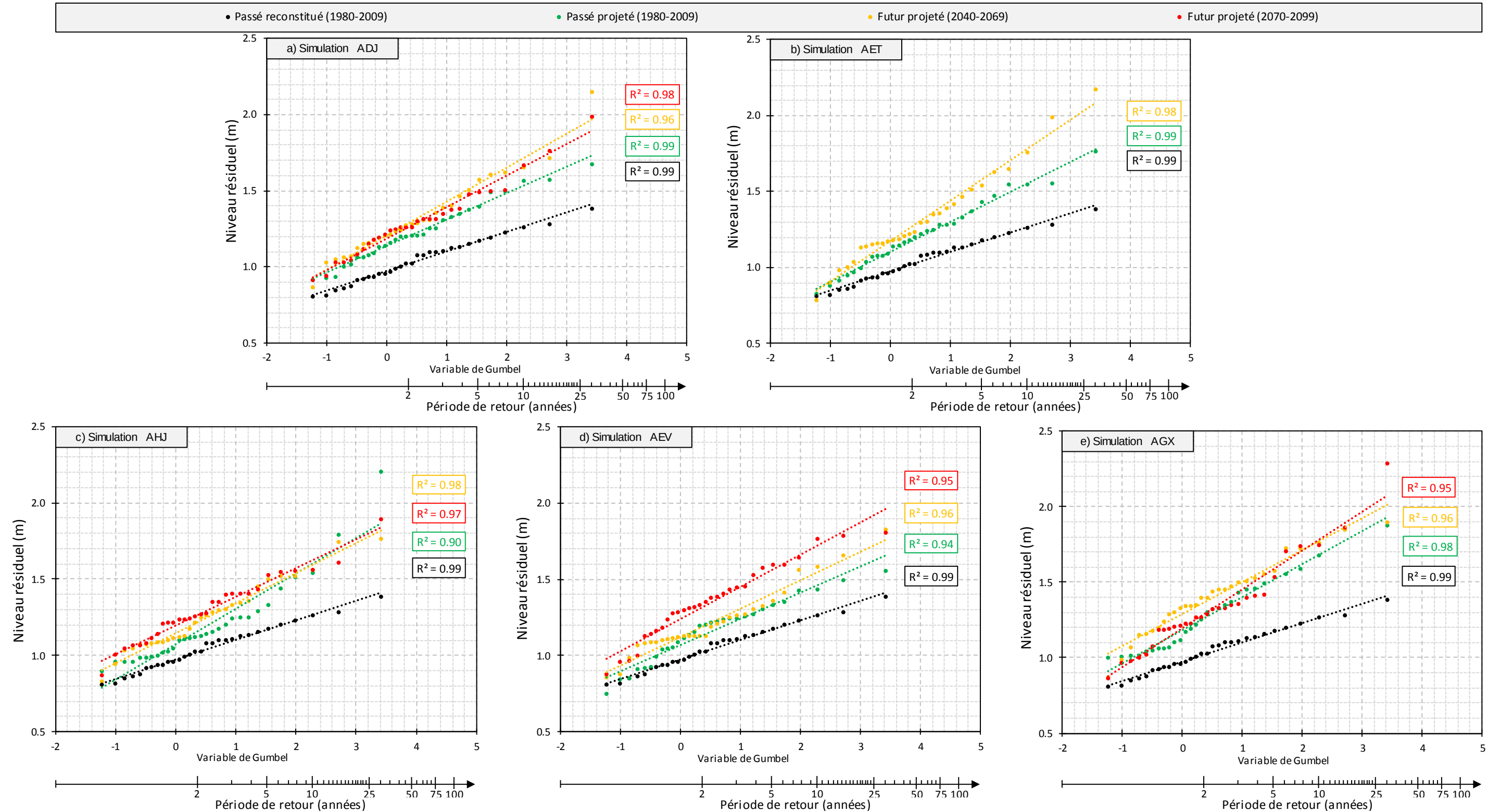


Figure 5.6: Ajustement des niveaux résiduels non-tidaux maximums annuels à Umiuq par une loi de distribution de Gumbel, pour les cinq simulations basées sur le MRCC (couleurs) et la simulation basée sur NARR (noir).

Passé reconstitué ajusté par les variations passées/futures issues des projections climatiques

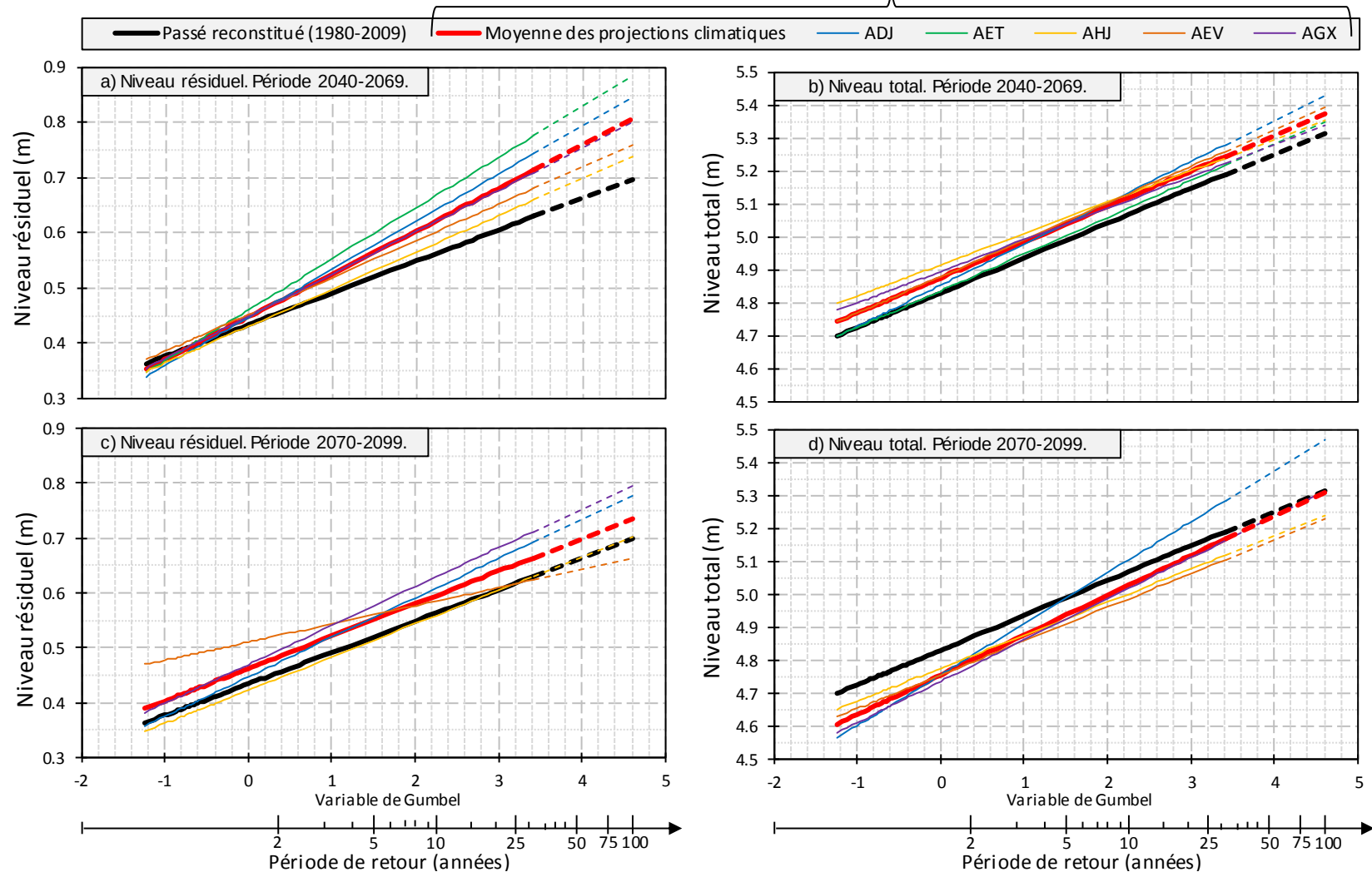


Figure 5.7 : Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux maximums annuels à Quaataq en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Passé reconstitué ajusté par les variations passées/futures issues des projections climatiques

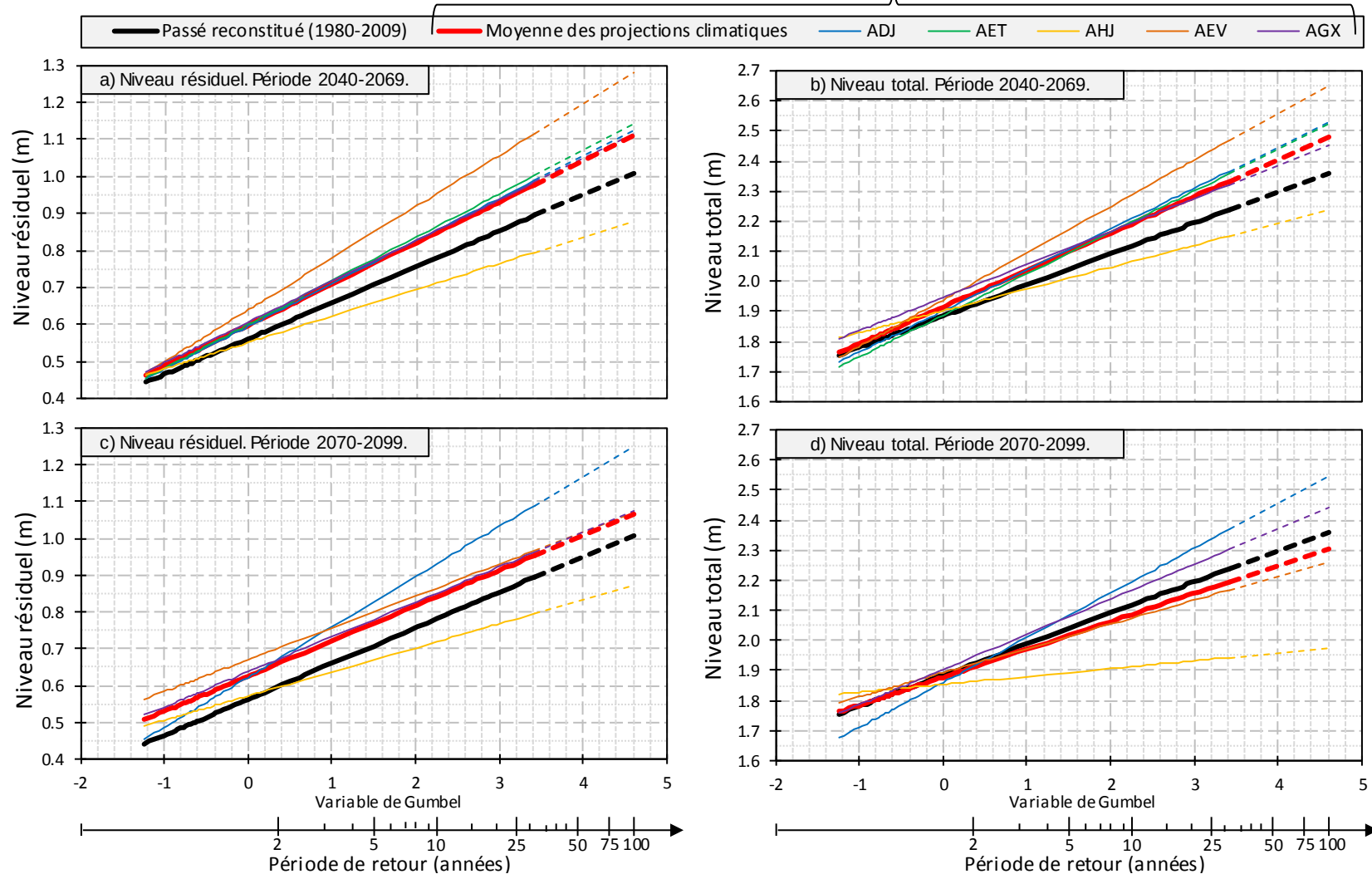


Figure 5.8: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux maximums annuels à Ivujivik en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Passé reconstitué ajusté par les variations passées/futures issues des projections climatiques

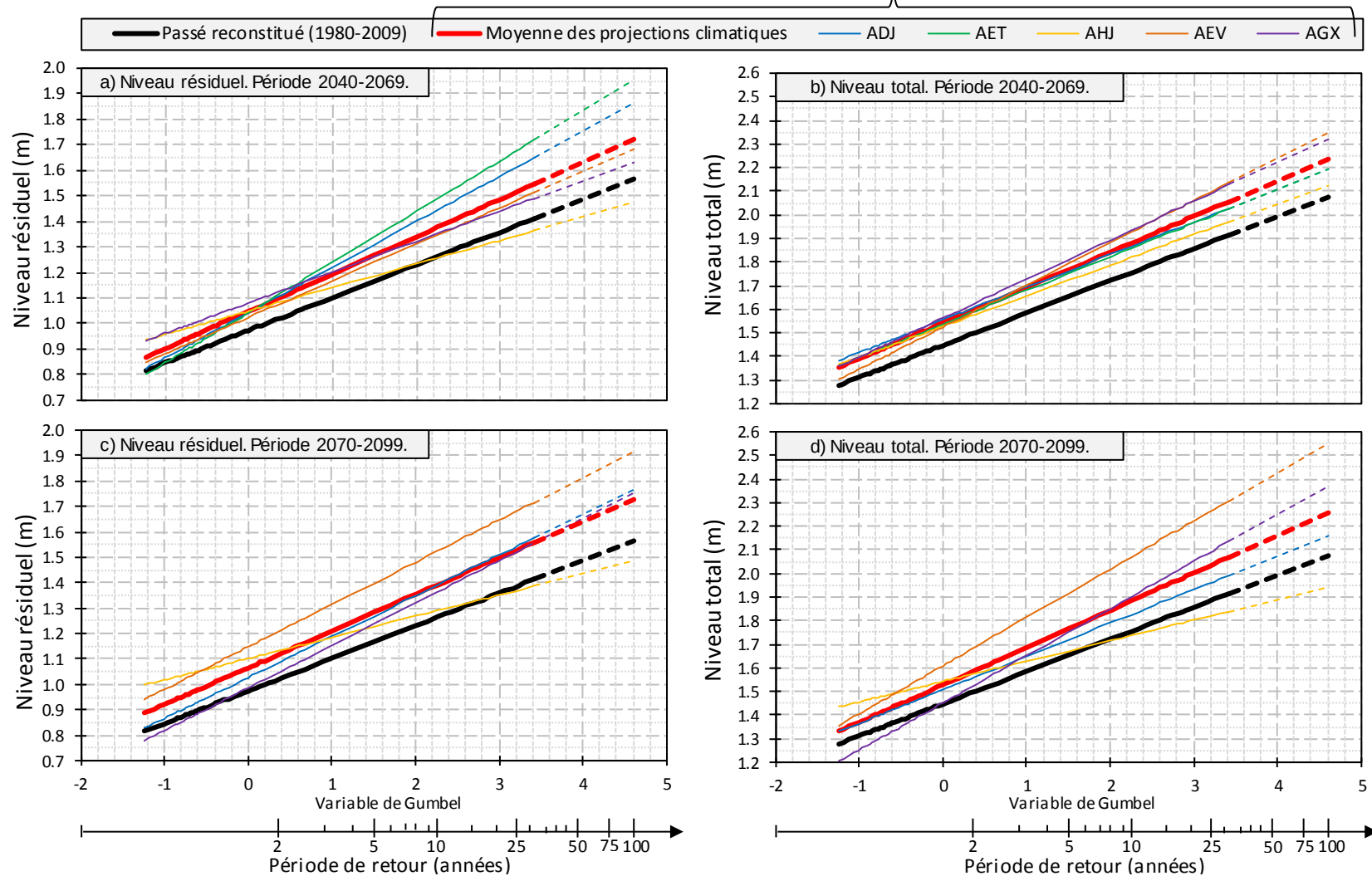


Figure 5.9: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux maximums annuels à Umiujaq en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Passé reconstitué ajusté par les variations passées/futures issues des projections climatiques

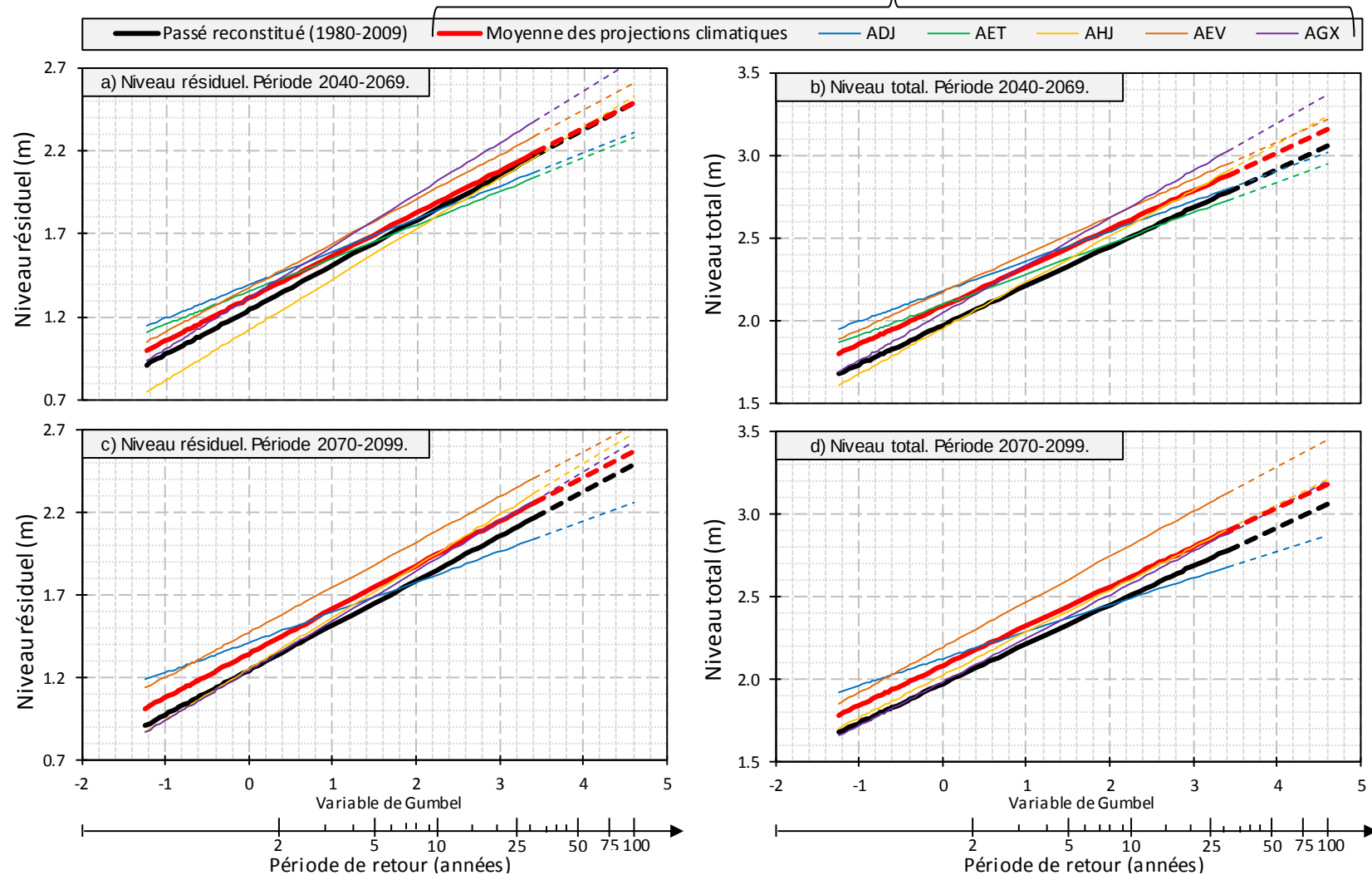


Figure 5.10: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux maximums annuels à Rupert en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Passé reconstitué ajusté par les variations passées/futures issues des projections climatiques

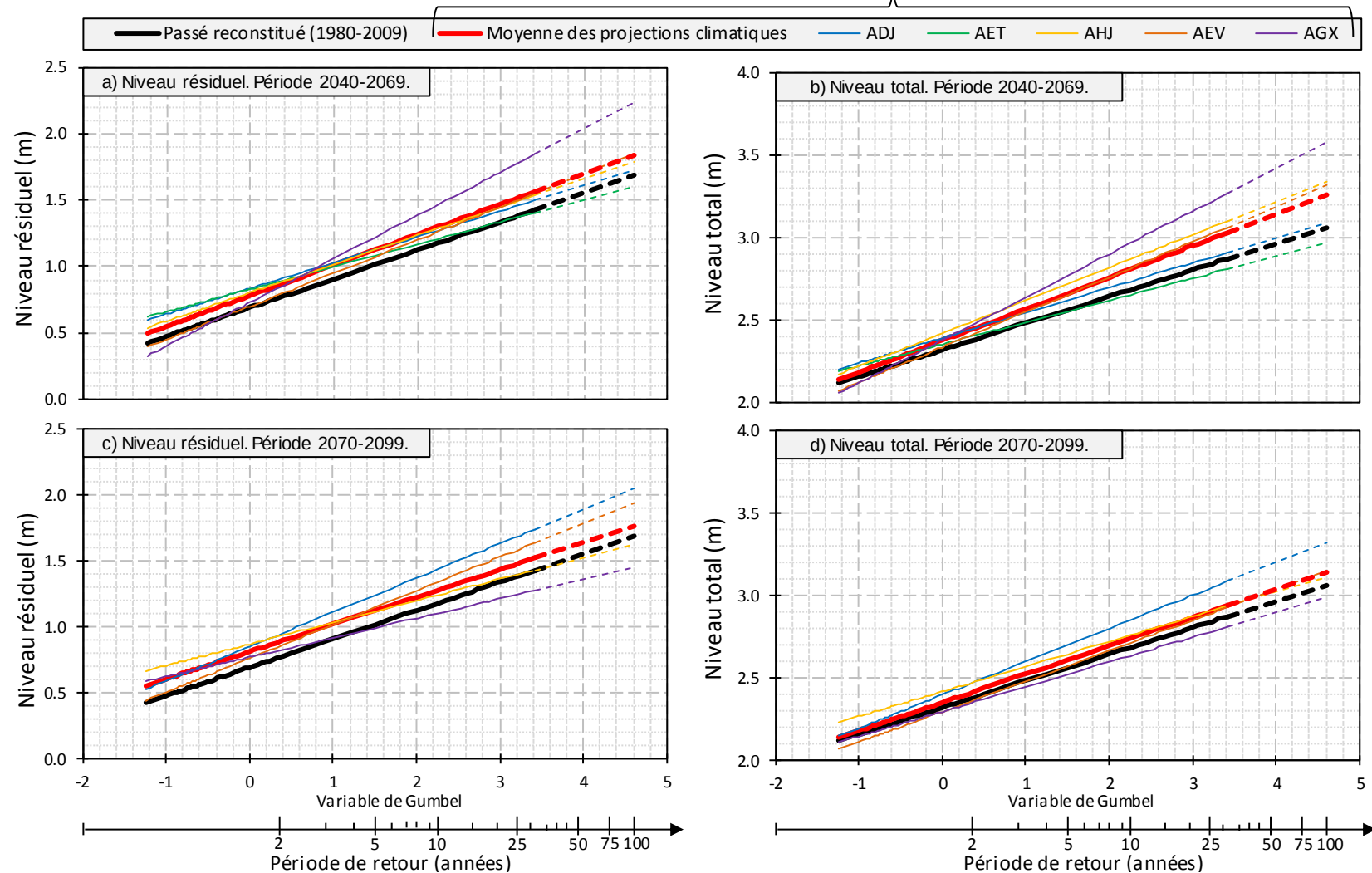


Figure 5.11: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux maximums annuels à Churchill en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

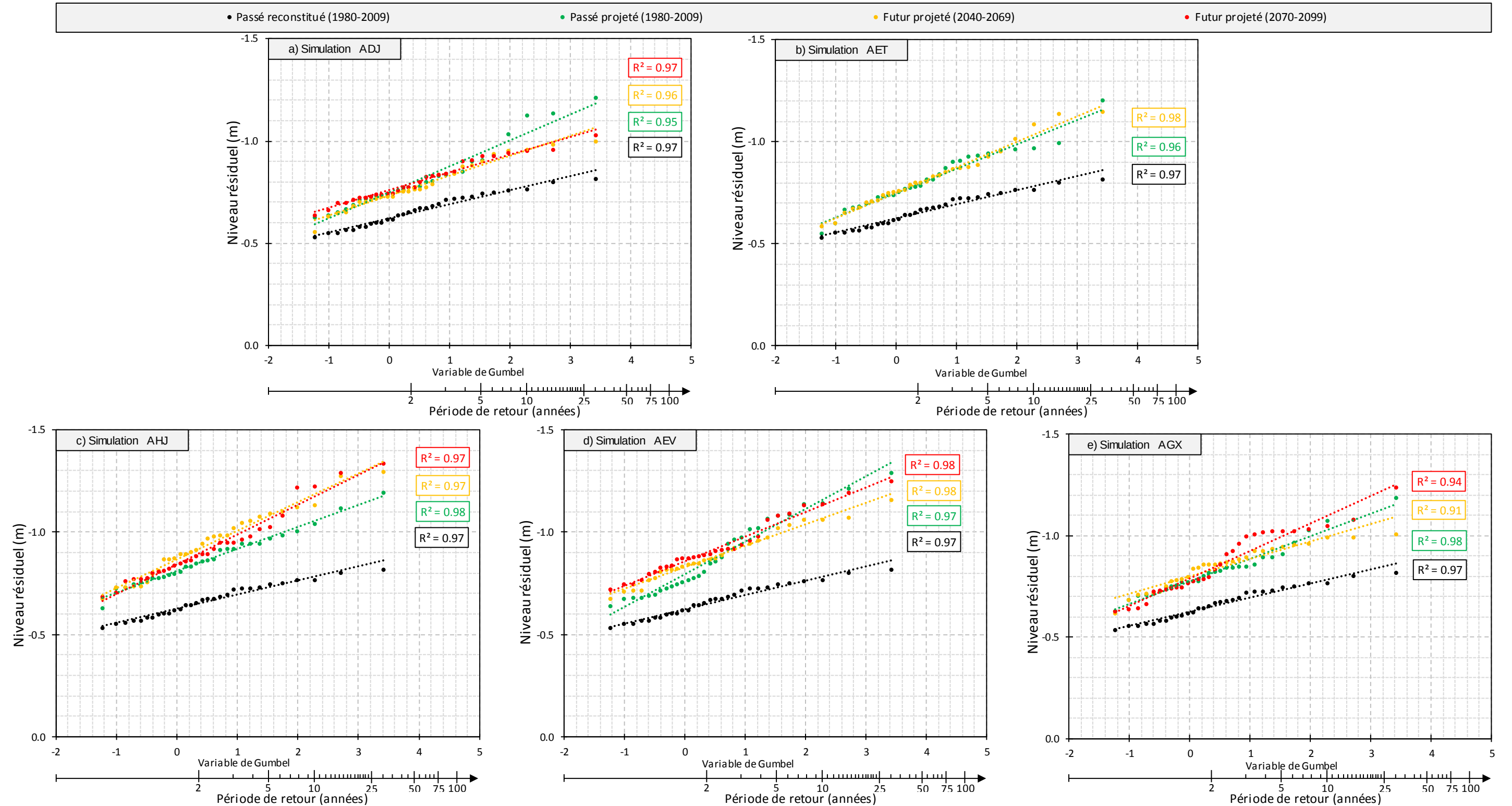


Figure 5.12: Ajustement des niveaux résiduels non-tidaux minimums annuels à Umiujaq par une loi de distribution de Gumbel, pour les cinq simulations basées sur le MRCC (couleurs) et la simulation basée sur NARR (noir).

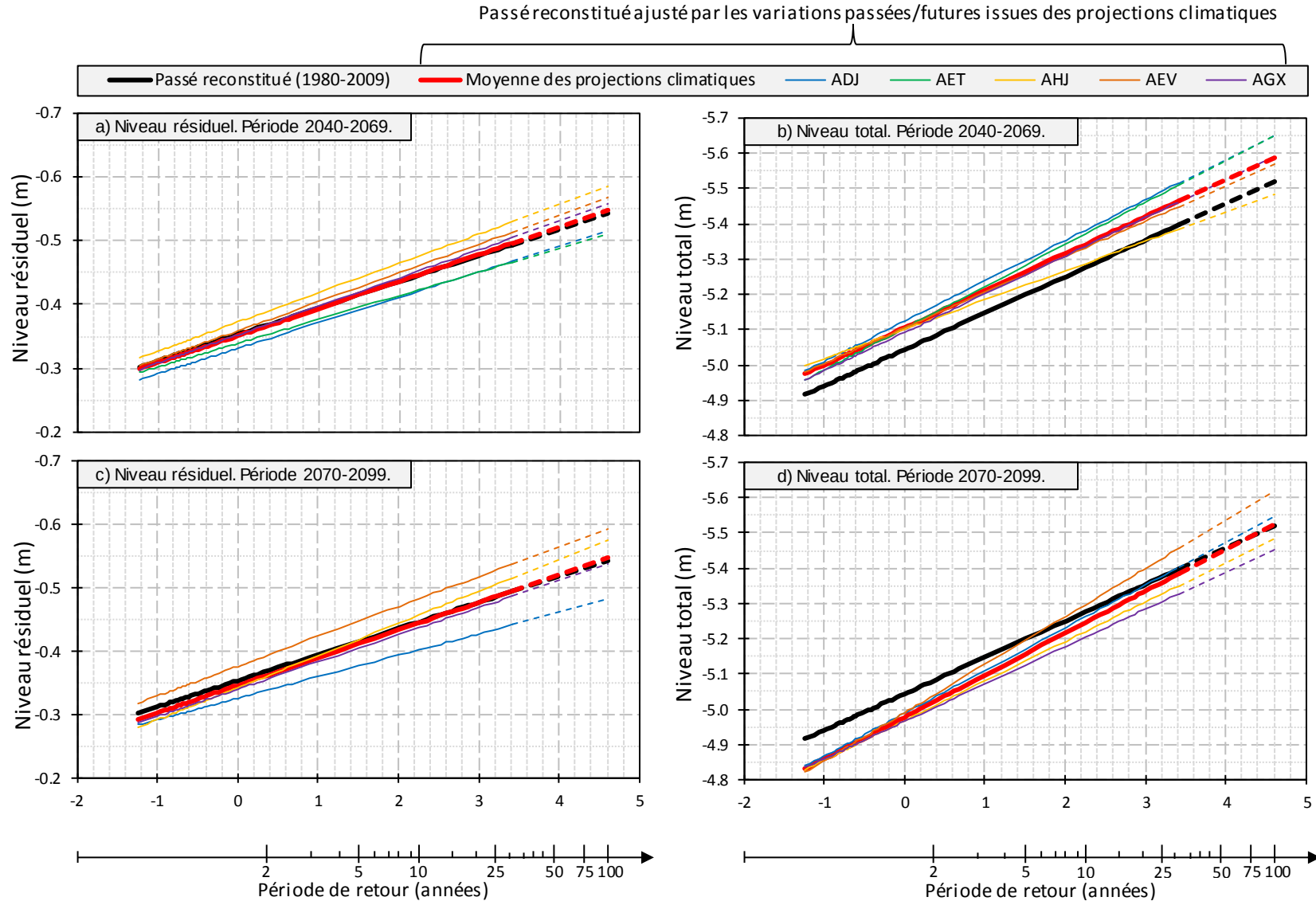


Figure 5.13: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux minimums annuels à Quaqtaq en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionée à NARR (rouge).

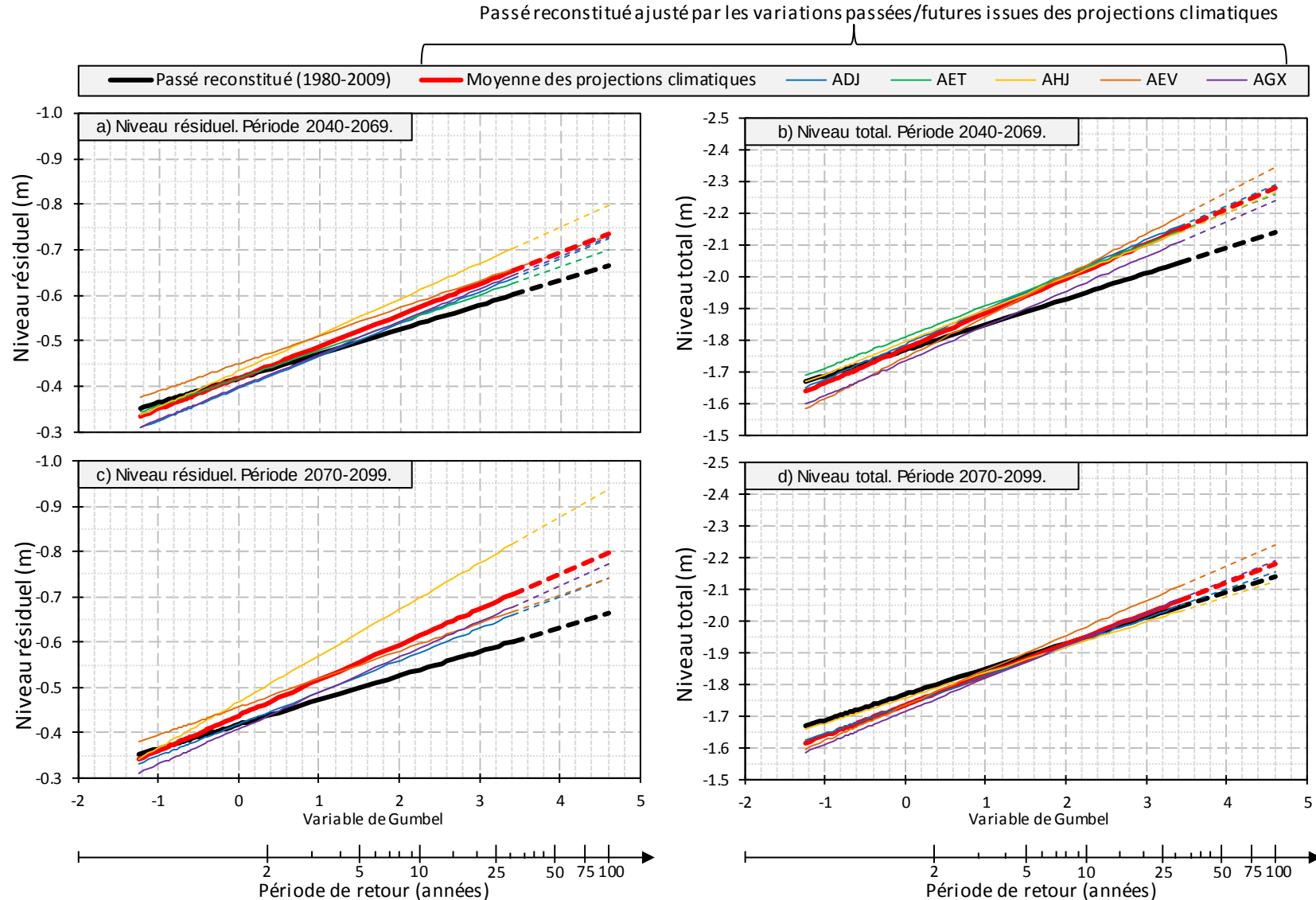


Figure 5.14: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux minimums annuels à Ivujivik en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Passé reconstitué ajusté par les variations passées/futures issues des projections climatiques

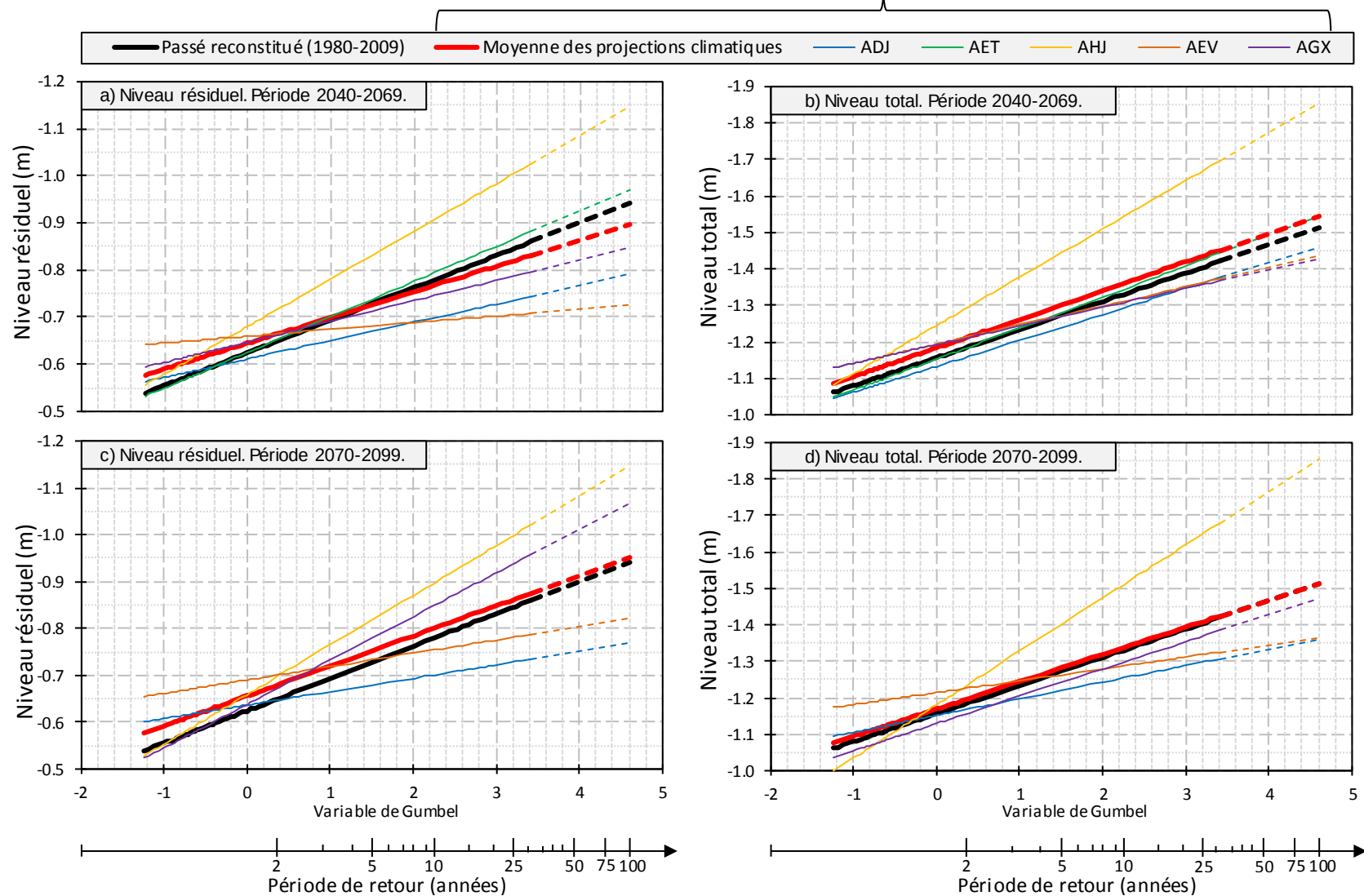


Figure 5.15: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux minimums annuels à Umiujaq en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

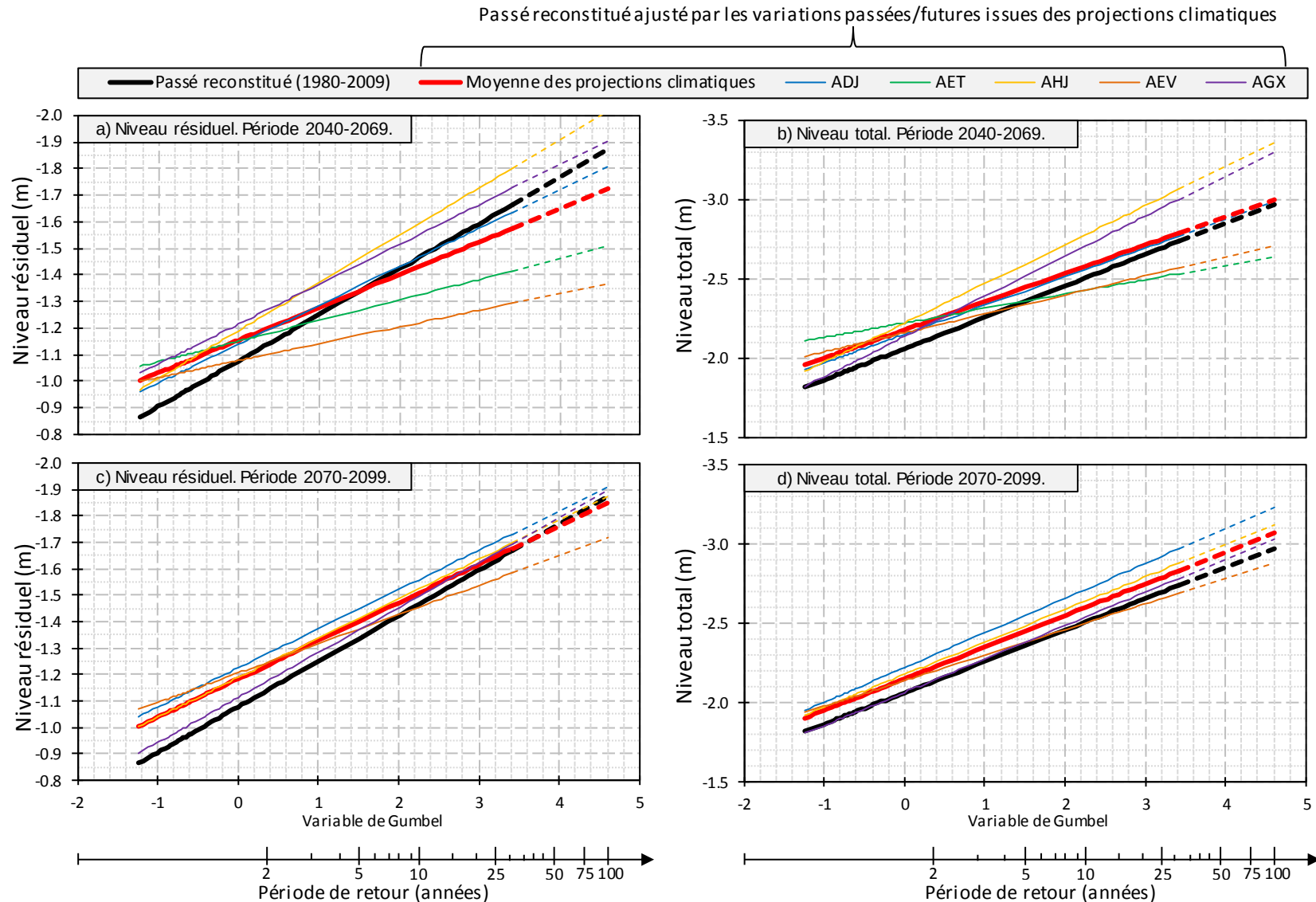


Figure 5.16: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux minimums annuels à Rupert en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionnée à NARR (rouge).

Passé reconstitué ajusté par les variations passées/futures issues des projections climatiques

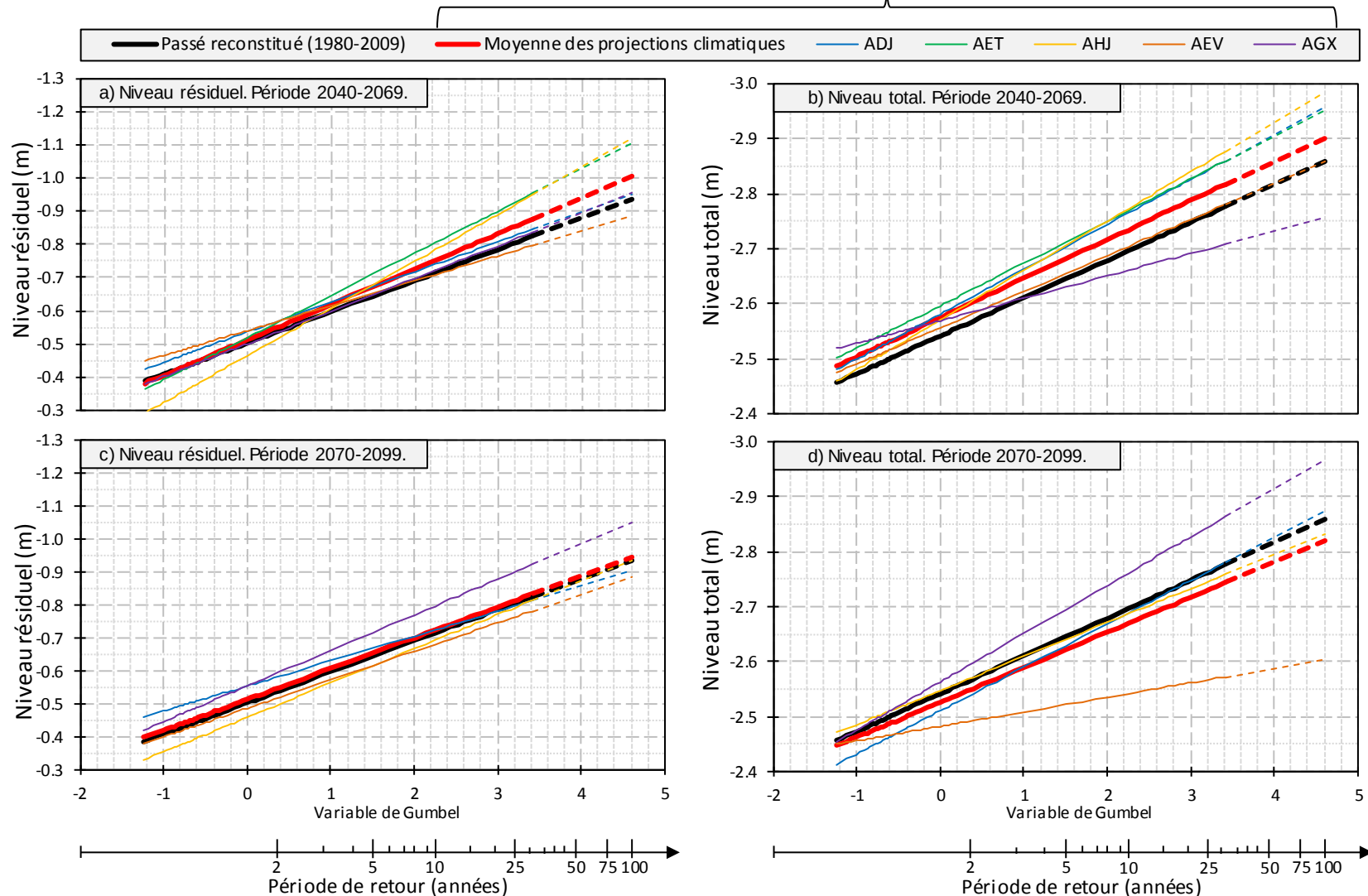


Figure 5.17: Périodes de retour (courbes de Gumbel) des niveaux minimums annuels à Churchill en climat passé et futur. Simulation tirée de NARR (noir) et moyenne des deltas des cinq simulations additionée à NARR (rouge).

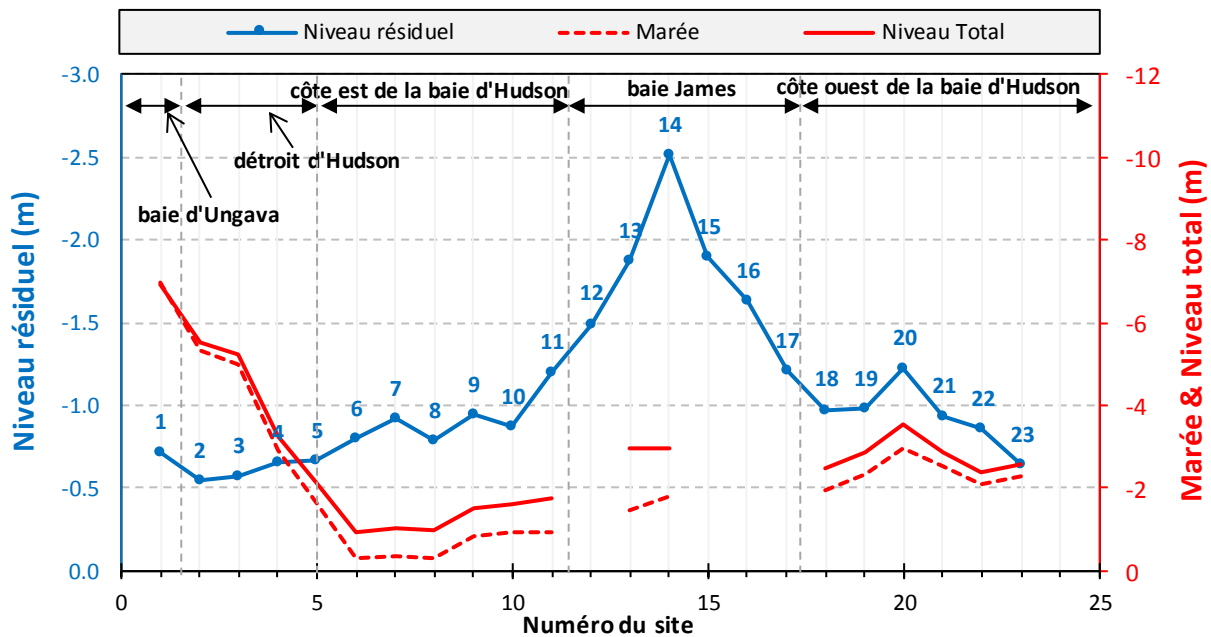
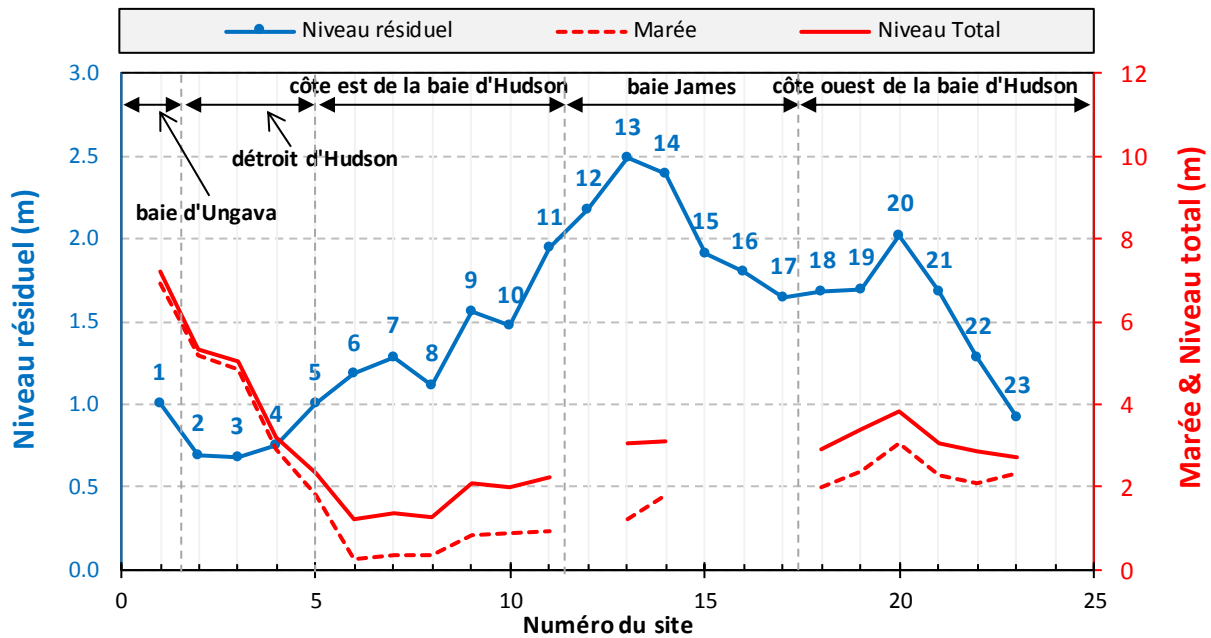


Figure 5.18: Distribution spatiale dans l'ensemble du domaine d'étude des niveaux d'eau maximums et minimums annuels associés à une période de retour de 100 ans. Marée, résidu non-tidal et niveau total du passé réel reconstitué sur la période 1980-2009.

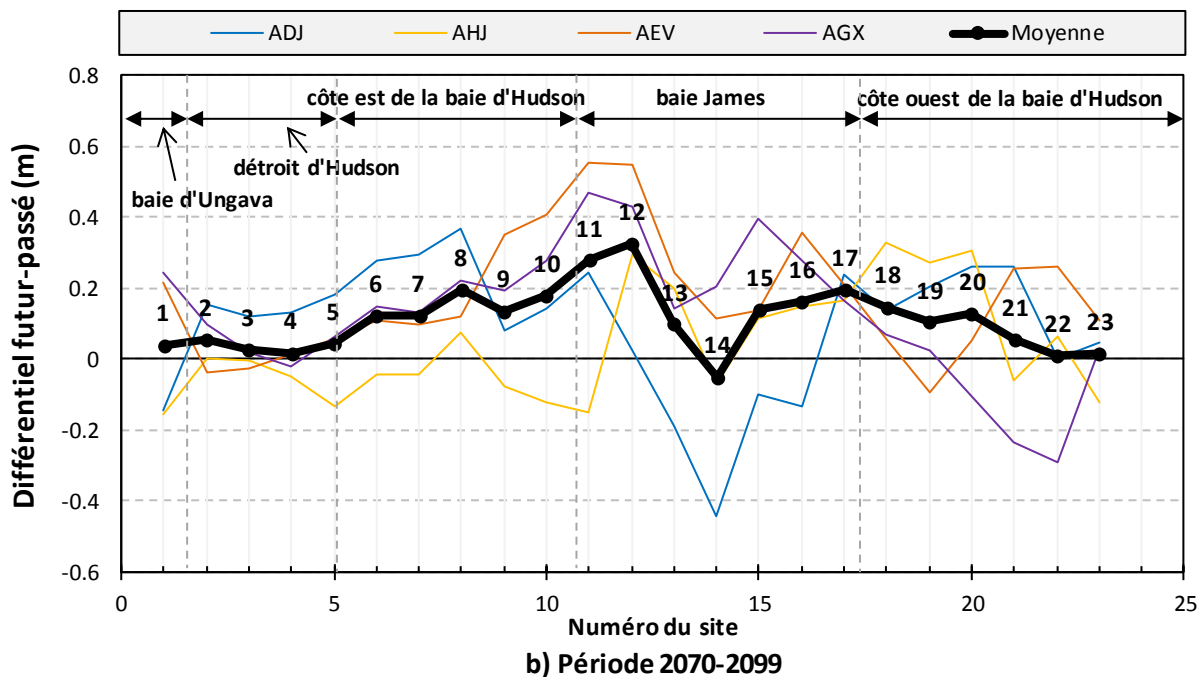
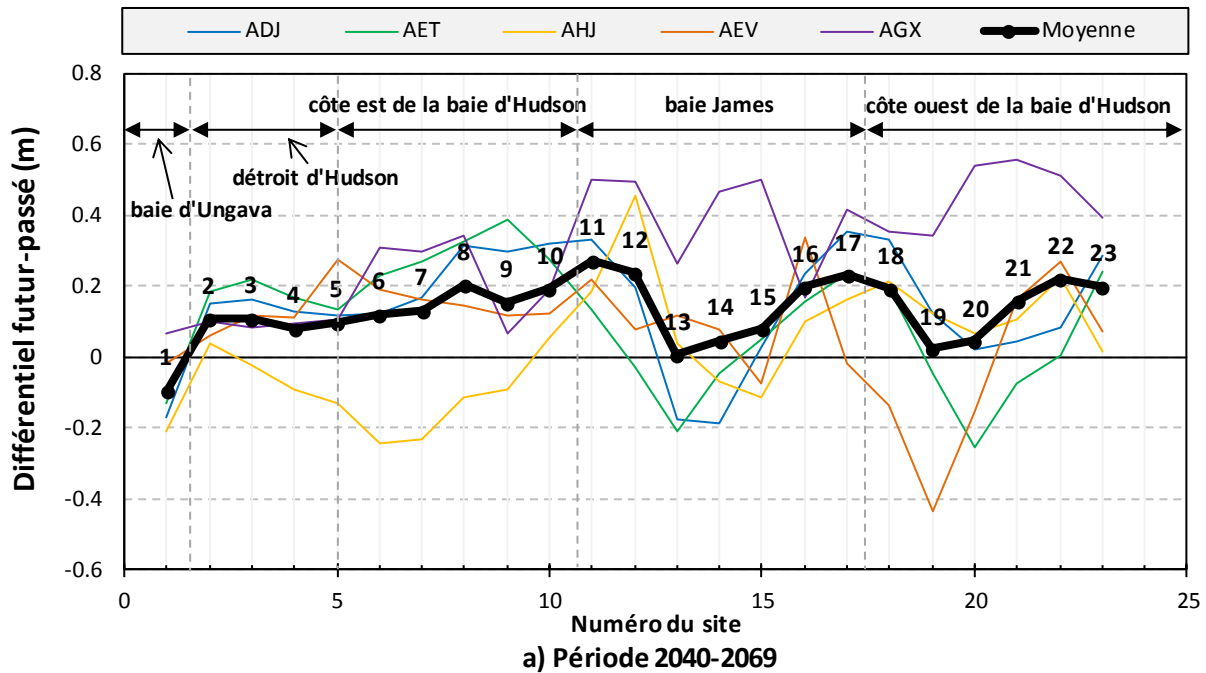


Figure 5.19: Distribution spatiale dans le domaine d'étude de l'effet des changements climatiques sur l'augmentation ou l'atténuation des surcotes maximales annuelles associées à une période de retour de 100 ans.

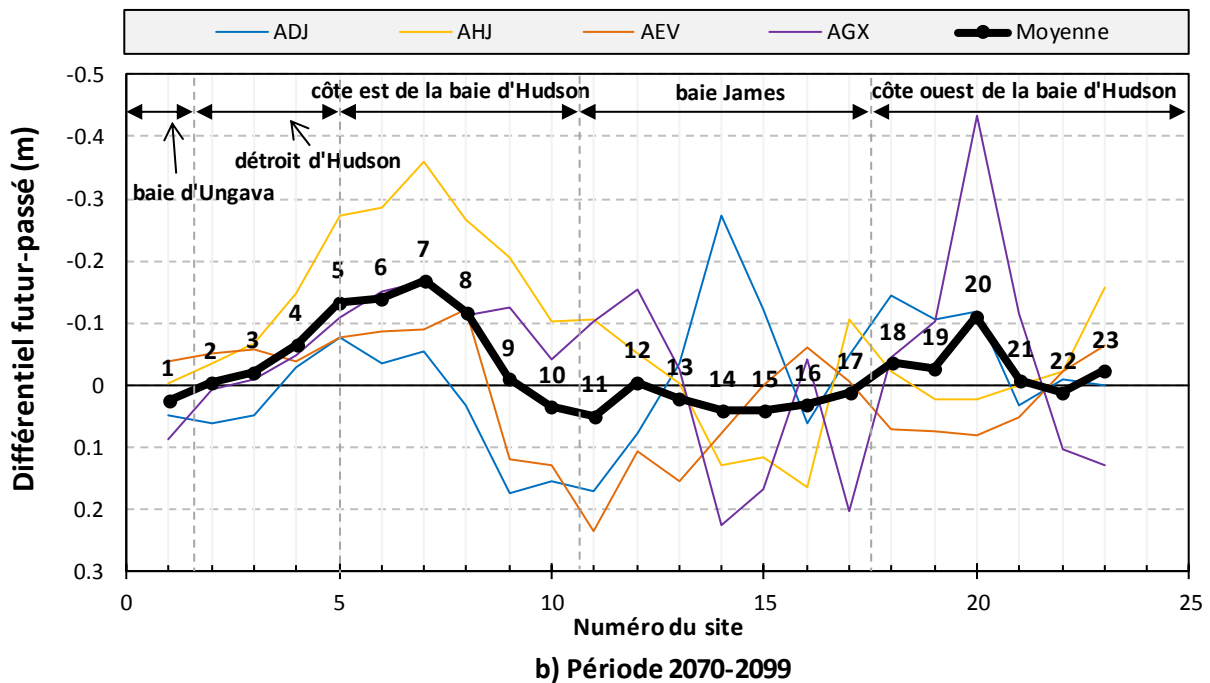
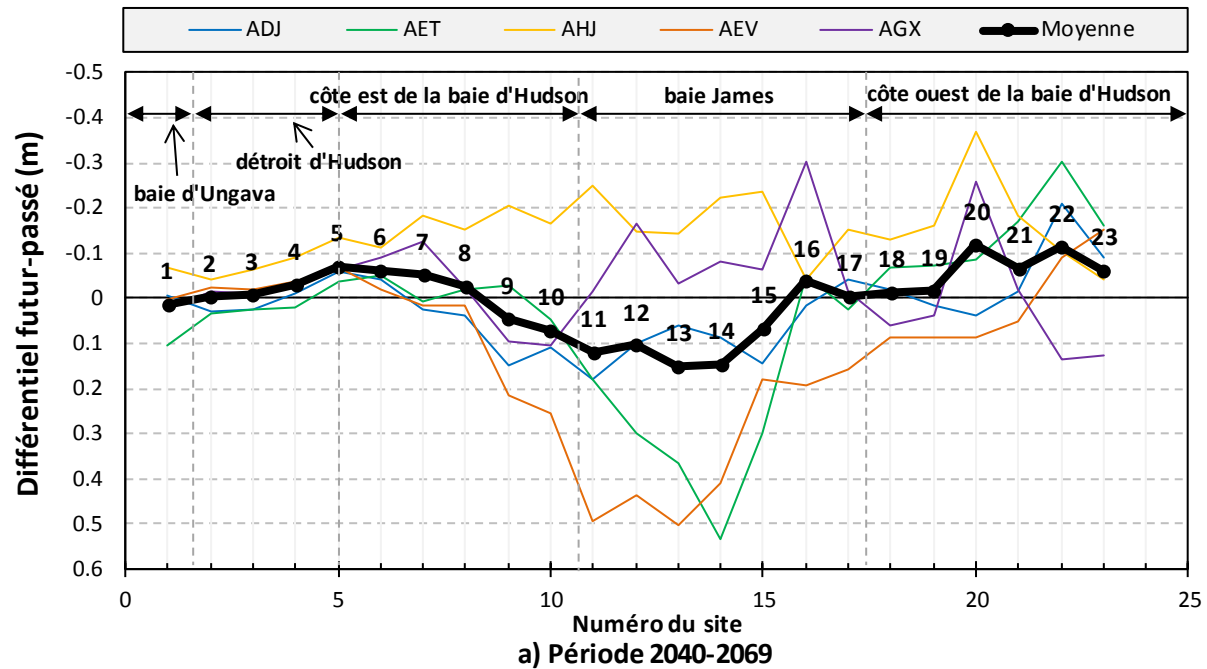


Figure 5.20: Distribution spatiale dans le domaine d'étude de l'effet des changements climatiques sur l'augmentation ou l'atténuation des décotes maximales annuelles associées à une période de retour de 100 ans.

ANNEXE 2A

CALCUL DES CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUES CONTINENTALES TYPIQUES PRÉCÉDANT LES ÉPISODES DE SURCOTES OU DE DÉCOTES

Auteure: Hélène Côté, Ouranos

1. Introduction

L'examen des conditions météorologiques continentales typiques est basé sur le calcul de la moyenne et de l'écart-type de variables météorologiques associées à un phénomène d'intérêt tel que le développement des surcotes ou des décotes à un site. C'est une méthode simple qui offre l'avantage de pouvoir fournir un portrait général des conditions à grande échelle liées au phénomène, sans avoir à présumer des mécanismes sous-jacents. Cette méthode donne aussi un aperçu de la disparité entre les épisodes. Dans la présente étude, elle est utilisée en complément de l'analyse des tempêtes. On peut la considérer comme une méthode de diagnostic de première ligne pour aborder un problème avant de passer à des techniques plus sophistiquées.

2. Les étapes de la méthode

La méthode consiste à analyser la chronologie des conditions météorologiques dans les 48 heures qui précèdent un événement de surcote ou de décote. Pour ce faire, on calcule, pour chaque intervalle de 3 heures de cette chronologie, la moyenne et l'écart-type d'un certain nombre de variables météorologiques. À l'aide des cartes de moyennes, l'analyse des patrons permet d'identifier si certains arrangements de systèmes météorologiques favorisent l'avènement d'une surcote ou d'une décote tandis que l'écart-type renseigne sur le degré de consensus entre les épisodes concernant ces arrangements.

À partir du fichier des niveaux d'eau horaires produit par le modèle hydrodynamique Mike21-2d, la première étape, illustrée à la figure 1, vise à identifier tous les cas où le niveau d'eau résiduel au site d'intérêt est supérieur ou égal au seuil de surcote majeure ou bien inférieur ou égal au seuil de décote majeure. Les sections 3 et 4 du rapport de LaSalle NHC (2015) expliquent comment les niveaux d'eau résiduels ont été obtenus tandis que la section 5 décrit le choix des seuils de surcotes et de décotes majeures pour chacun des sites.

Une fois les surcotes et les décotes majeures identifiées, l'étape suivante se résume à regrouper les dates (plus précisément date et heure) consécutives afin d'isoler chacun des épisodes. Pour tenir compte du fait que les événements de surcotes et de décotes sont de durées et d'intensités variables, nous n'avons pas appliqué de critère sur le nombre d'heures requis pour définir un épisode. Ainsi, une date isolée dont le niveau d'eau résiduel respecte le critère est en soit un épisode. Par contre, lorsque moins de 24 heures séparaient deux "épisodes potentiels", ces derniers étaient regroupés en un seul à condition que le niveau d'eau résiduel durant l'intermède soit du même signe que le seuil (positif pour les surcotes et négatif

pour les décotes). Une fois l'épisode identifié, il suffit d'en sauvegarder la date et l'heure du début. La procédure est présentée à la figure 2.

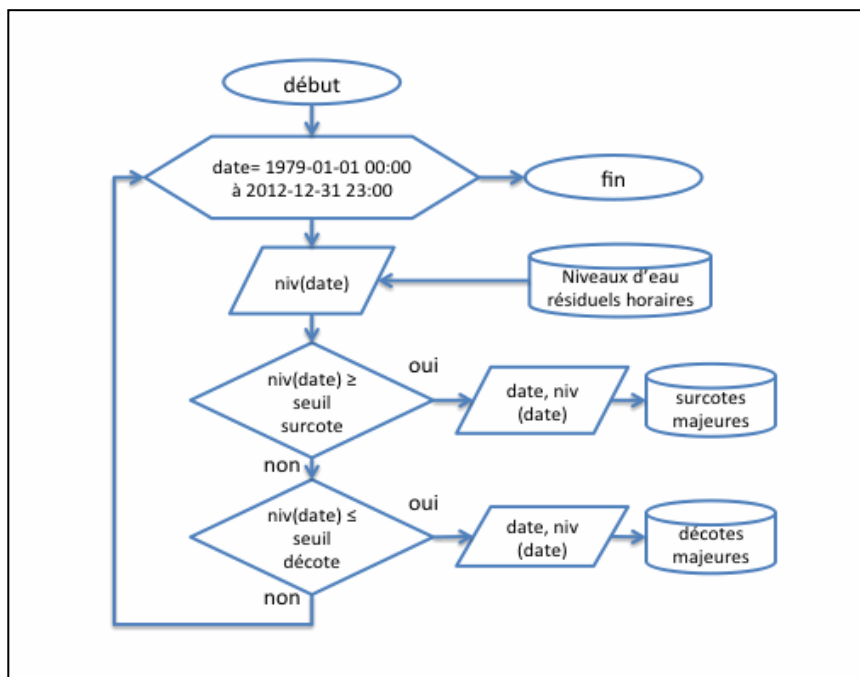


Figure 1. Procédure d'identification de toutes les dates pour lesquelles le niveau d'eau résiduel est supérieur (inférieur) ou égal au seuil de surcote (décote) majeure du site à l'étude.

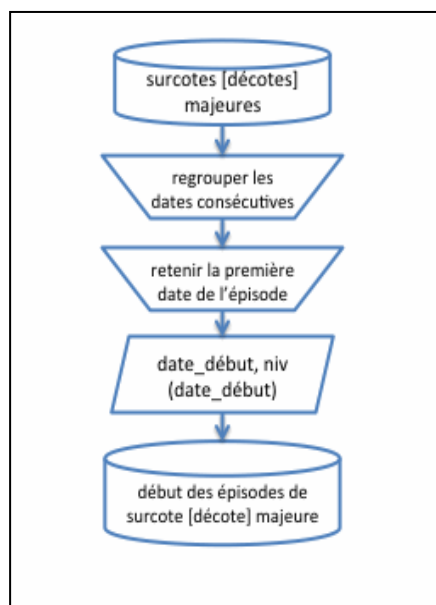


Figure 2. Identification de la date et de l'heure du début de chaque épisode de surcote (décote) au site d'étude.

Lorsque les débuts des épisodes sont connus, il faut extraire les données des variables météorologiques pour la période de 48 heures qui les précèdent. Vu les échéanciers serrés du projet, il a été convenu de limiter la sélection de variables à celle utilisée pour alimenter l'algorithme de Sinclair pour le suivi des tempêtes. L'analyse a donc porté sur le géopotential à 1000 hPa qui est lié à la pression atmosphérique ainsi que sur les vents à 1000 et 500 hPa qui sont respectivement représentatifs des vents près de la surface et des vents en altitude, ces derniers étant un très bon indicateur du déplacement des systèmes météorologiques. Nous avons choisi d'utiliser les variables provenant des ré-analyses ERA-Interim, malgré le fait que le modèle hydrodynamique Mike21-2d utilisé pour générer les niveaux d'eau résiduels ait été alimenté par des variables météorologiques provenant des ré-analyses NARR. Cela est dû au fait que des difficultés survenues dans la conversion des données NARR auraient nécessité des étapes supplémentaires de traitement qui ne cadraient pas avec les échéanciers. Les données ERA-Interim n'étant pas affectées par ce problème, elles ont pu être utilisées rapidement. De plus, l'analyse des tempêtes présentée dans le rapport synthèse (Savard, 2016) montre que les diverses réanalyses donnent des résultats qui sont très proches. Compte tenu des circonstances, il était donc raisonnable d'utiliser les données ERA-Interim au lieu des données NARR. Les données ERA-Interim, disponibles à l'origine à toutes les 6 heures, ont été interpolées dans le temps à une fréquence de 3 heures pour pouvoir être utilisées par l'algorithme de Sinclair. Puisque les débuts des surcotes et des décotes proviennent de données horaires, certaines de ces dates ne coïncidaient pas avec les données interpolées d'ERA-Interim. Pour ces cas, nous avons simplement utilisé l'archive ERA-Interim la plus proche dans le temps du début de l'épisode (T-0). Le diagramme de la figure 3a illustre la procédure d'extraction des données ERA-Interim.

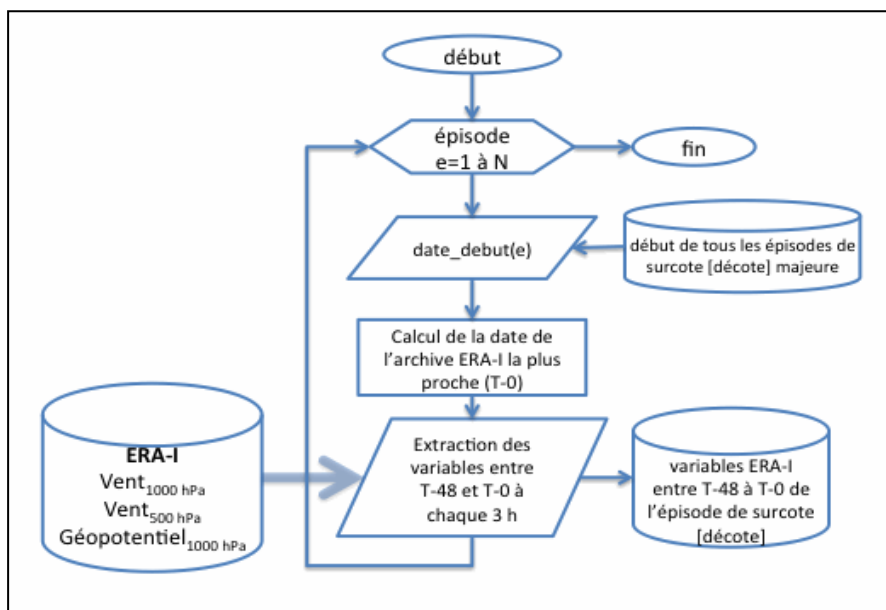


Figure 3a. Procédure d'extraction des diverses variables météorologiques pour chaque intervalle de 3 heures inclus dans la période de 48 heures précédant chacun des épisodes de surcote (décote) identifiés au site d'étude. Les variables proviennent des données ERA-Interim.

Une fois la chronologie de 48 heures des variables météorologiques ERA-Interim extraite pour chaque épisode de surcote ou de décote, il suffit, pour chaque intervalle de 3 heures de calculer

la moyenne et l'écart-type sur tous les épisodes pour chacune des variables et de les cartographier. La figure 3b décrit schématiquement cette étape. On obtient donc un panneau de six cartes à chaque 3 heures représentant les conditions météorologiques typiques durant la période de 48 heures précédant un épisode de surcote ou de décote majeure au site à l'étude.

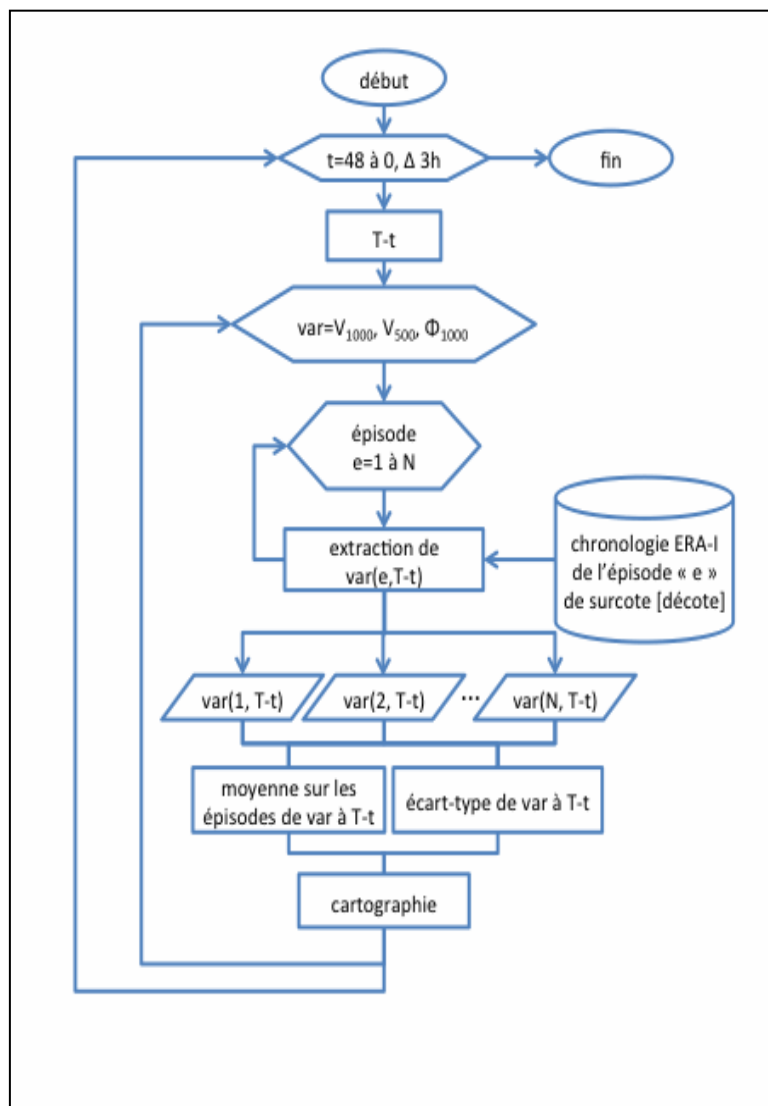


Figure 3b. Procédure de calcul de la moyenne et de l'écart-type sur tous les épisodes de surcote (décote) identifiés au site d'étude pour chaque intervalle de 3 heures inclus dans la période de 48 heures précédant les épisodes. Le début d'un épisode est identifié par T. Les statistiques sont calculées pour les vents à 1000 et 500 hPa (V1000 et V500 sur le diagramme) ainsi que pour le géopotential à 1000 hPa (Φ1000 sur le diagramme). Ces variables météorologiques proviennent des données ERA-Interim.

3. RÉSULTATS

3.1 Conditions météorologiques continentales typiques précédant les surcotes et décotes à Churchill

L'étude des événements météorologiques dans les 48 heures qui précèdent les épisodes de surcote ou de décote est basée sur le sous-ensemble de données des réanalyses ERA-Interim qui a aussi servi à alimenter l'algorithme de suivi des tempêtes. Ces variables sont : le géopotential à 1000 hPa qui est étroitement lié à la pression atmosphérique, le vent à 1000 hPa pour comprendre le comportement du vent près de la surface de la mer et, finalement, le vent à 500 hPa car le déplacement des systèmes météorologiques est fortement influencé par la circulation atmosphérique à une altitude plus élevée.

Pour chaque variable météorologique mentionnée précédemment, nous avons calculé la moyenne et l'écart-type de tous les épisodes identifiés, et ce, pour chaque intervalle de trois heures durant les 48 heures qui précèdent le moment où le niveau d'eau excède de seuil critique de surcote ou de décote spécifique à chaque site. La méthode utilisée est décrite en détail dans la section 2 ainsi que les raisons justifiant le choix des réanalyses ERA-Interim.

Les cartes des moyennes ainsi obtenues permettent d'identifier les phénomènes météorologiques à grande échelle typiques d'un moment particulier du développement de la surcote ou de la décote. Les cartes d'écart-type donnent une idée du degré de similitude entre les épisodes. Ainsi, des valeurs d'écart-type élevées sont généralement un indice que les conditions varient beaucoup d'un épisode à l'autre.

3.1.1 Les épisodes de surcote

L'examen des chronologies du niveau d'eau résiduel à Churchill permet d'identifier 18 épisodes qui respectent le critère de surcote majeure correspondant à un niveau d'eau résiduel supérieur ou égal à 0,8 m (voir Savard, 2016). La date et l'heure du début de ces épisodes figurent au tableau 1. Vu le nombre limité de surcotes majeures, on s'attend à ce que les moyennes et les écart-types des diverses variables météorologiques soient affectées du fait que ces surcotes majeures sont de durées et d'intensités variables. Les conditions météorologiques moyennes ont été analysées durant la période de 48 heures précédant la surcote majeure, et ce, pour chaque intervalle de trois heures. Seuls les moments les plus révélateurs de l'évolution sont présentés aux figures 4 à 9 inclusivement.

Il apert que 48 heures avant le début d'une surcote majeure à Churchill, pratiquement tout l'Amérique de Nord soit sous l'influence d'une vaste dépression centrée approximativement sur l'ouest de l'Ontario (figure 4a). Par contre, l'intensité et le positionnement du centre de la dépression varie passablement d'un épisode à l'autre comme en témoigne une zone située près de la frontière américaine où l'écart-type est plus élevé que dans les environs (figure 4b). Sur la figure 4c, on remarque que près de la surface au large de Churchill, les vents proviennent du secteur est et atteignent en moyenne 10 nœuds (environ 18 km/h). Du côté est de la baie d'Hudson et dans la baie James, les vents proviennent plutôt du sud-est, faisant en sorte qu'en général, les vents au-dessus de la baie d'Hudson se dirigent vers Churchill. La figure 4d montre que les vents varient beaucoup d'un épisode à l'autre au-dessus de la baie d'Hudson, ce qui est cohérent avec la variabilité de l'intensité des dépressions. Sur la carte de la figure 4e, on peut voir qu'au-dessus du Manitoba, de l'Ontario et de la baie d'Hudson, les vents en altitude de 20 à 30 nœuds (37 à 55 km/h) soufflent du sud-ouest et laissent entrevoir un lent déplacement de la dépression vers le nord-est.

Les conditions météorologiques typiques 36 heures avant le début de la surcote (figure 5) semblent avoir peu évolué mais l'examen attentif de la figure 5a permet de constater qu'en moyenne, la dépression s'est effectivement déplacée vers le nord-est et qu'elle s'est intensifiée en cours de route. La dépression recouvre maintenant une grande partie de la baie d'Hudson. L'apparition d'une nouvelle zone de forte variabilité du géopotentiel (figure 5b) sur le côté est de la baie d'Hudson montre que le déplacement et l'intensification diffèrent passablement d'un épisode à l'autre. Toutefois, on note peu de changement dans la vitesse et la direction des vents situés près de la surface (figure 5c) dans la baie d'Hudson bien que la variabilité entre les épisodes y soit accrue (5d). La vitesse des vents du sud-ouest en altitude sur le Manitoba, l'Ontario et la baie d'Hudson a diminué pour atteindre 15 à 20 nœuds (27 à 37 km/h), ce qui contribue à ralentir la progression de la dépression vers le nord-est.

Tableau 1. Début des épisodes de surcotes majeures à Churchill défini lorsque le niveau d'eau résiduel est supérieur ou égal à 0,80 m.

Date	Heure	Niveau d'eau résiduel
1984-09-20	16:00	0,81
1985-09-24	22:00	0,85
1985-10-14	16:00	0,81
1989-10-12	9:00	0,81
1990-10-04	4:00	0,83
1990-11-22	21:00	0,81
1991-09-17	11:00	0,83
1992-09-14	23:00	0,82
1995-08-19	23:00	0,81
1997-10-14	2:00	0,87
1998-10-01	4:00	0,80
2003-10-14	20:00	0,83
2004-10-03	13:00	0,80
2006-10-10	12:00	0,85
2006-10-20	17:00	0,82
2007-10-20	18:00	0,82
2010-10-28	22:00	0,82
2011-10-16	8:00	0,81

Lorsque l'on regarde la situation météorologique 24 heures avant le début de la surcote sur les cartes de la figure 6, on note plusieurs changements qui influencent la baie d'Hudson. Premièrement, on constate sur la figure 6a qu'en moyenne, la dépression continue de s'intensifier mais qu'elle s'est très peu déplacée au cours des dernières 12 heures. Un nouveau phénomène est à surveiller : on assiste à une intensification importante des systèmes de haute pression (appelés aussi anticyclones) qui encerclent la dépression. Ce phénomène semble assez commun parmi les épisodes, vu les valeurs relativement faibles de l'écart-type du

géopotential dans les régions touchées (figure 6b). La présence d'un anticyclone situé dans l'archipel Arctique crée, sur une distance relativement courte, un contraste dans le géopotential assez marqué par rapport au centre de la dépression. Ce contraste est responsable de l'augmentation des vents sur le nord de la baie d'Hudson. En effet, d'après la carte des vents près de la surface de la figure 6c, les vents du nord-est atteignent des vitesses de 15 à 20 nœuds (27 à 37 km/h) au large de Churchill. La direction des vents continue d'être parallèle à la côte dans la portion est de la baie d'Hudson. La variabilité des vents d'un épisode à l'autre (figure 6d) est très élevée dans la baie d'Hudson. Toujours dans ce secteur, la figure 6e montre que les vents en altitude continuent de diminuer.

Ces mêmes conditions météorologiques perdurent 12 heures avant le début de la surcote (figure 7). On voit clairement sur la carte 7a que les zones de haute pression continuent de s'amplifier autour de la dépression qui elle-même poursuit son intensification et son lent déplacement vers le nord-est. Le contraste entre le centre de la dépression et l'anticyclone de l'archipel Arctique s'accroît, ce qui contribue à augmenter la vitesse des vents soufflant du nord-est à environ 20 nœuds (37 km/h) sur la partie nord de la baie d'Hudson (figure 7c). Sur la carte de la figure 7d qui montre l'écart-type de la vitesse des vents près de la surface, on voit que l'accord entre les épisodes est meilleur sur la moitié nord de la baie d'Hudson que pour les vents plus faibles de la moitié sud.

Vu le très lent déplacement de la dépression, les conditions météorologiques présentent peu de changement six heures avant le début de la surcote. La figure 8a montre que la dépression, dont le centre se situe en moyenne sur la baie d'Hudson, continue de s'intensifier. C'est également le cas des anticyclones qui l'encerclent, particulièrement celui situé sur l'archipel Arctique. Cela fait en sorte que près de la surface, les vents du nord-est atteignent 25 nœuds (46 km/h) aux environs de Churchill. Sur le reste de la baie d'Hudson, la direction des vents demeure, à peu de chose près, parallèle à la côte mais avec des vitesses autour de 10 nœuds (18 km/h). Ces conditions prévalent jusqu'au début de la surcote comme le montre les diverses cartes de la figure 9.

En résumé, l'évolution typique des conditions météorologiques dans les 48 heures précédant le début d'un épisode de surcote excédant 0,80 m à Churchill se caractérise par le lent déplacement d'une dépression du nord-est de l'Ontario jusque dans la baie d'Hudson. Bien que cette dépression s'intensifie durant la période de 48 heures, sa vitesse de déplacement ainsi que le positionnement et l'intensité de son centre varient passablement d'un épisode à l'autre. Durant ces 48 heures, la présence de cette dépression génère une circulation antihoraire autour de la baie d'Hudson avec des vents près de la surface soufflant parallèlement à la côte à des vitesses dépassant rarement 10 nœuds (18 km/h). Toutefois, dans les dernières 24 heures, l'intensification d'un anticyclone (zone de haute pression) situé sur l'archipel Arctique permet de générer des vents du nord-est dans le nord de la baie d'Hudson qui augmenteront de typiquement de 27 à 47 km/h durant la journée précédant la surcote. Le comportement de l'anticyclone de l'archipel Arctique est assez similaire d'un épisode à l'autre. L'intensification des vents soutenus du nord-est ainsi que l'effet de baromètre inversé résultant de l'influence prolongée de la dépression sur la baie d'Hudson contribuent à la hausse des niveaux d'eau dans la région de Churchill.

3.1.2 Les épisodes de décote

L'examen des chronologies du niveau d'eau résiduel à Churchill permet d'identifier 21 épisodes qui respectent le critère de décote majeure correspondant à un niveau d'eau résiduel inférieur ou égal à -0,5 m (voir Savard, 2016). La date et l'heure du début de ces épisodes figurent au

tableau 2. Comme dans le cas des surcotes, on s'attend à ce que les moyennes et les écart-types des diverses variables météorologiques soient affectées du fait que ces décotes majeures soient de durées et d'intensités variables. Les conditions météorologiques moyennes ont été analysées durant la période de 48 heures précédant la décote majeure, et ce, pour chaque intervalle de trois heures. Seuls les moments les plus révélateurs de l'évolution sont présentés aux figures 10 à 14 inclusivement.

La figure 10a montre que 48 heures avant le début de la décote, la baie d'Hudson est sous l'influence d'une vaste zone de haute pression. Typiquement, le centre de cet anticyclone se trouve dans les environs du Grand lac des Esclaves avec une première crête centrée sur la frontière Alberta-Saskatchewan et une seconde qui traverse le Manitoba et le nord de l'Ontario. Bien que l'intensité de cette seconde crête diffère selon les épisodes comme le montre la zone de variabilité plus élevée du géopotential dans le nord du Manitoba et de l'Ontario (figure 10b), son évolution sera déterminante dans le développement de la décote. On constate à partir de la figure 10c qu'en moyenne, les vents près de la surface soufflent du nord-nord-est à environ 10 nœuds (18 km/h) dans la baie d'Hudson mais sont variables selon les épisodes (figure 10d). Les faibles vents en altitude sur les Territoires du Nord-Ouest ainsi que sur les provinces des Prairies (figure 10e) laissent entrevoir un lent déplacement du centre de l'anticyclone vers le sud-est.

Tableau 2. Début des épisodes de décotes majeures à Churchill défini lorsque le niveau d'eau résiduel est inférieur ou égal à -0,5 m.

Date	Heure	Niveau d'eau résiduel
1984-01-14	17:00	-0,56
1986-10-12	08:00	-0,57
1987-10-24	16:00	-0,57
1989-03-12	02:00	-0,55
1989-09-21	15:00	-0,58
1990-09-29	16:00	-0,57
1995-03-28	22:00	-0,57
1995-09-21	19:00	-0,57
1996-09-13	12:00	-0,58
1997-10-15	23:00	-0,60
2000-10-07	07:00	-0,59
2001-11-27	21:00	-0,56
2002-02-25	21:00	-0,57
2005-10-06	13:00	-0,58
2006-12-03	09:00	-0,57
2007-12-04	14:00	-0,61
2008-10-13	05:00	-0,55
2009-09-26	02:00	-0,55
2010-11-22	18:00	-0,55
2011-09-22	17:00	-0,57
2011-11-29	10:00	-0,57

Le déplacement graduel de l'anticyclone vers le sud-est se confirme sur la figure 11a. On voit que 24 heures avant la décote, le centre de cette zone de haute pression est en moyenne située sur le nord de la Saskatchewan et s'est intensifiée. De plus, crête qui traverse le Manitoba et l'Ontario s'est elle aussi intensifiée tout en se rapprochant de la baie d'Hudson. L'intensification et le déplacement du centre anticyclonique montrent une certaine disparité entre les épisodes car le géopotential monte une plus forte variabilité sur les Territoires du Nord-Ouest et le Nunavut (figure 11b). Selon la figure 11c, les vents près de la surface soufflent maintenant du nord-ouest sur pratiquement toute la baie d'Hudson avec des vitesses typiques autour de 10 nœuds (18 km/h) mais avec des fluctuations notables d'un épisode à l'autre (figure 11d). Les vents en altitude présentent peu de changement par rapport à la période antérieure (figure 11e).

On peut constater, grâce à la figure 12a, que le centre de l'anticyclone a poursuivi son déplacement jusqu'au centre de la frontière Saskatchewan-Manitoba 12 heures avant la décote. La crête située sur le nord du Manitoba et de l'Ontario traverse la baie James pour rejoindre le Québec. On remarque surtout que sur le sud du Nunavut et le nord-ouest de la baie d'Hudson, un fort contraste dans le géopotential s'est développé sur une courte distance depuis les dernières 12 heures. Bien que cette zone de contraste diffère fortement entre les épisodes (figure 12b), elle est responsable de l'intensification des vents d'ouest dans la partie nord de la baie d'Hudson (figure 12c) jusqu'à des vitesses typiques de 20 nœuds (37 km/h). La variabilité des vents entre les épisodes de décote demeure plus élevée sur la baie d'Hudson que sur les régions environnantes (figure 12d). Les vents en altitude (figure 12e) soufflent en moyenne du nord-ouest à environ 35 nœuds (65 km/h) au-dessus de la baie d'Hudson.

Les conditions trois heures avant le début de la décote suivent la même évolution que lors des périodes précédentes. Sur la figure 13a, on note que le centre l'anticyclone se trouve sur le sud du Manitoba et que la crête poursuit son extension vers l'est en traversant la baie James. Près de la surface, les vents d'ouest au large de Churchill soufflent en moyenne à 20 nœuds (37 km/h) et atteignent 25 nœuds (46 km/h) sur la partie nord de la baie d'Hudson (figure 13c).

Les diverses cartes de la figure 14 montrent que les conditions restent assez semblables jusqu'au début de la décote. La région de Churchill est affectée par des valeurs de pression atmosphérique de plus en plus hautes à l'approche du centre de l'anticyclone. La zone de fort contraste du géopotential, localisée au sud du Nunavut, passe aux environs de Churchill (figure 14a). Cela fait en sorte que les vents d'ouest près de la surface se maintiennent à environ 20 nœuds (37 km/h) mais qu'ils augmentent à près de 30 nœuds (55 km/h) dans la portion nord de la baie d'Hudson (figure 14c).

En résumé, les épisodes de décotes majeures à Churchill sont amorcés grâce à l'action combinée de l'effet de baromètre inversé ainsi que par les eaux qui s'éloignent de la côte sous l'effet des vents soufflant de façon prolongée vers le large. En effet, durant la période de 48 heures précédant le début d'un épisode de décote majeure, la baie d'Hudson est sous l'influence d'un anticyclone dont le centre se déplace lentement du secteur du Grand lac des Esclaves vers le sud du Manitoba. À l'intérieur de ce vaste système, une crête de haute pression, qui traverse le nord du Manitoba et de l'Ontario, migrera vers le nord pour éventuellement rejoindre le Québec en traversant la baie James. Par conséquent, les vents d'environ 10 nœuds (18 km/h) soufflent du nord-ouest durant les premières 24 heures puis changent graduellement pour souffler de l'ouest à des vitesses qui passent de 20 à 30 nœuds (37 à 55 km/h) durant les dernières 12 heures précédant le début de la décote. Cette accélération des vents est causée par un très fort contraste de la pression atmosphérique (c.-à-d. du géopotential) sur le flanc nord du système de haute pression.

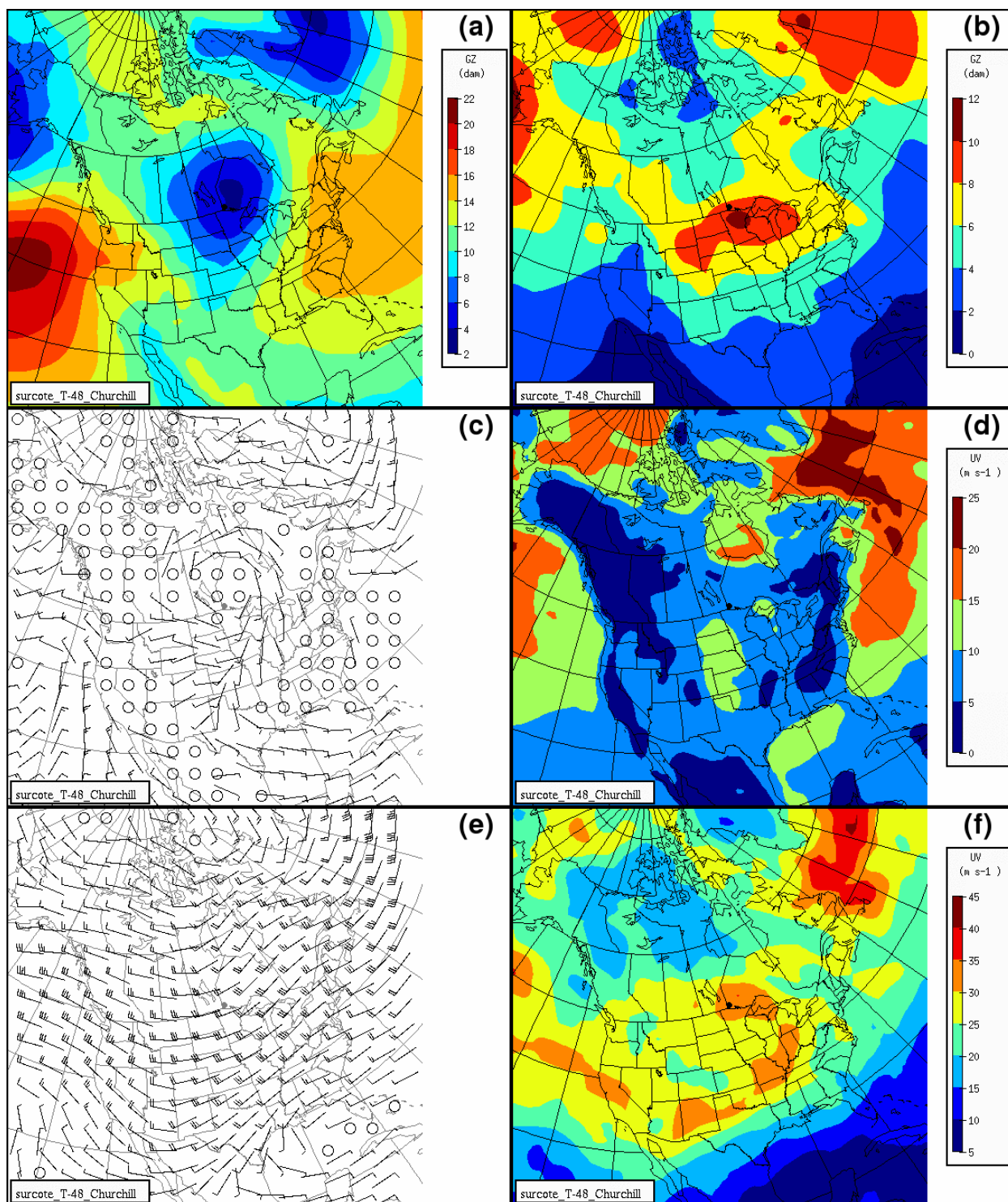


Figure 4. Conditions météorologiques typiques 48 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 0,8m à Churchill d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotential moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotential en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbulles indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

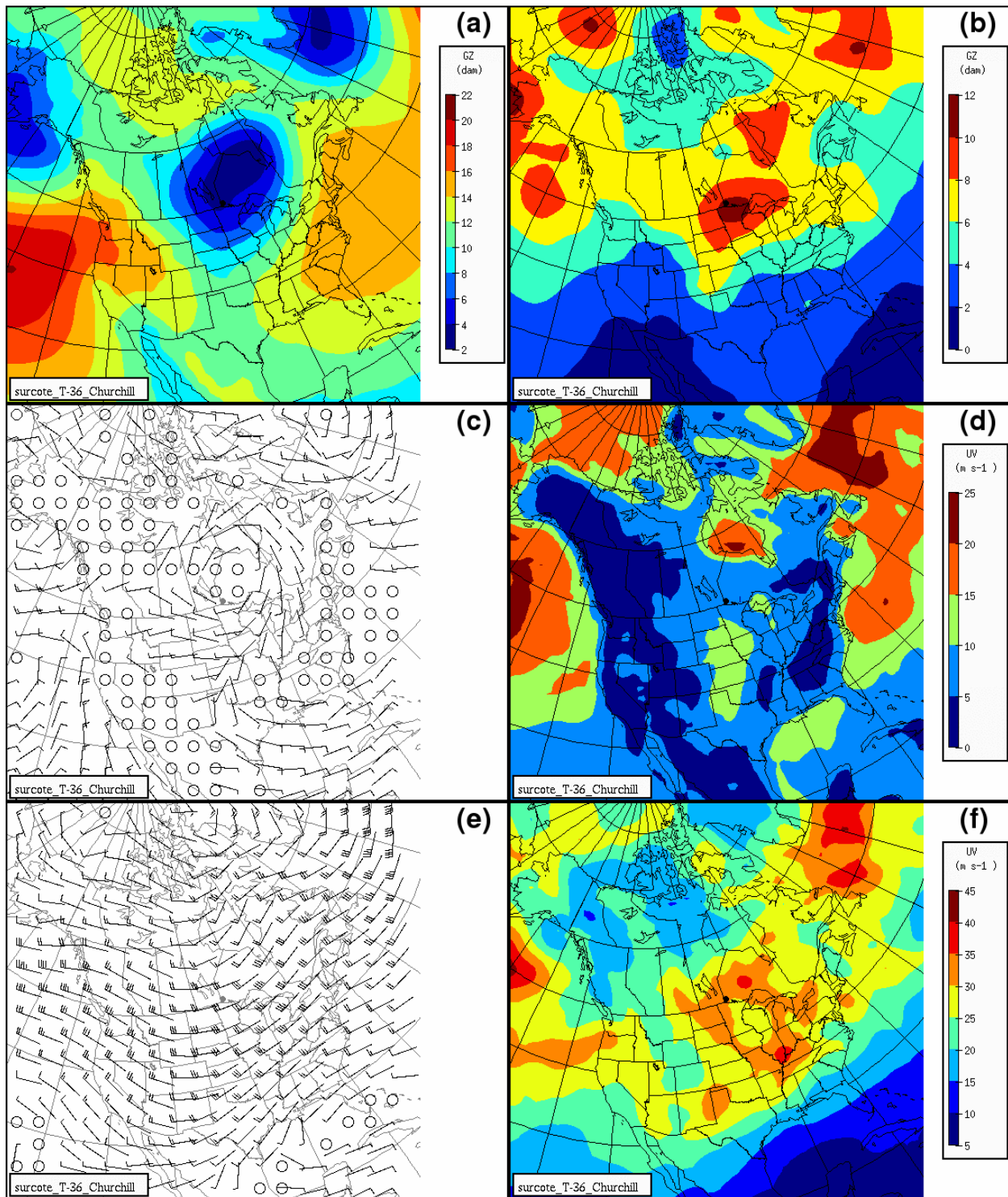


Figure 5. Conditions météorologiques typiques 36 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 0,8m à Churchill d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

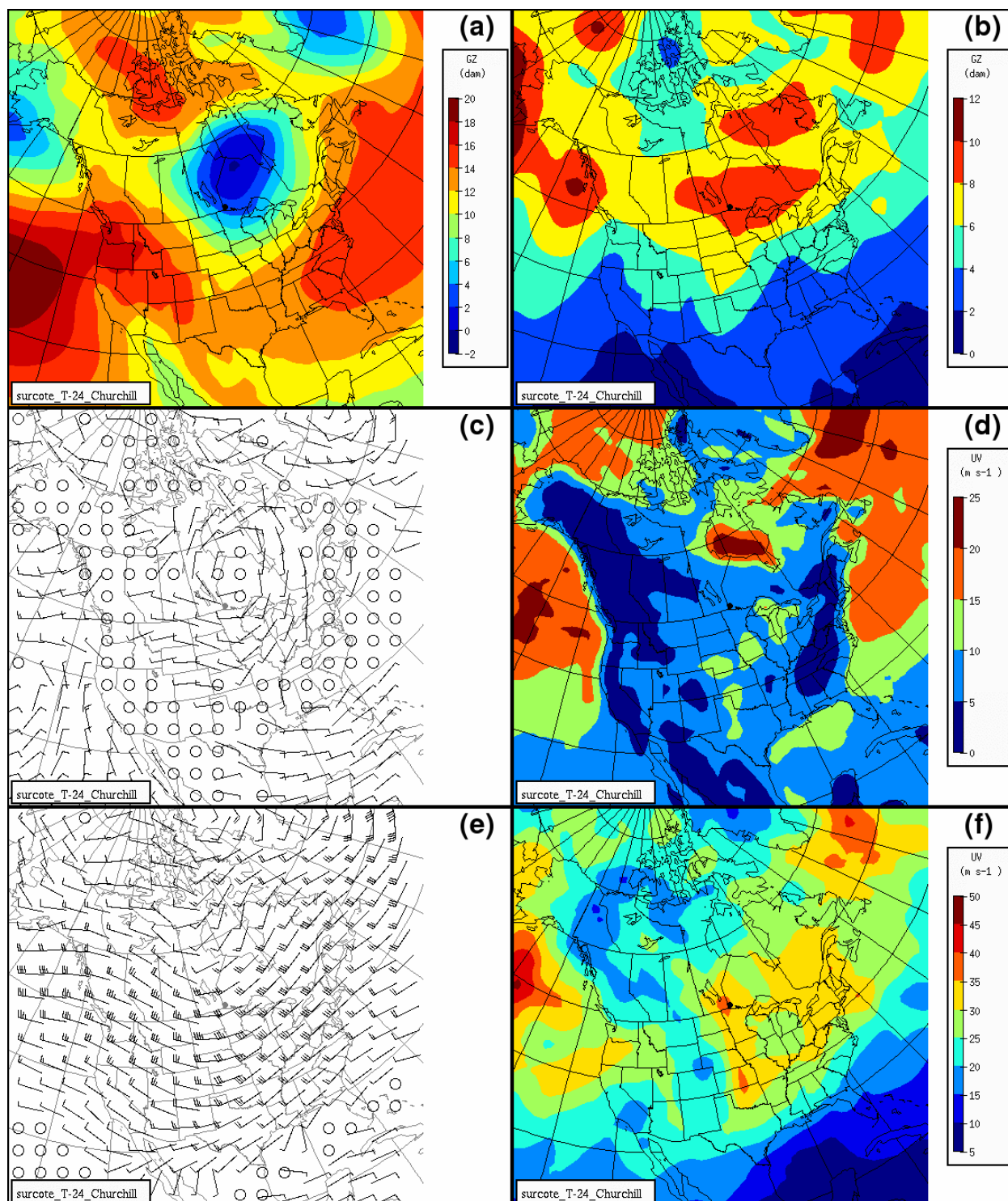


Figure 6. Conditions météorologiques typiques 24 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 0,8m à Churchill d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

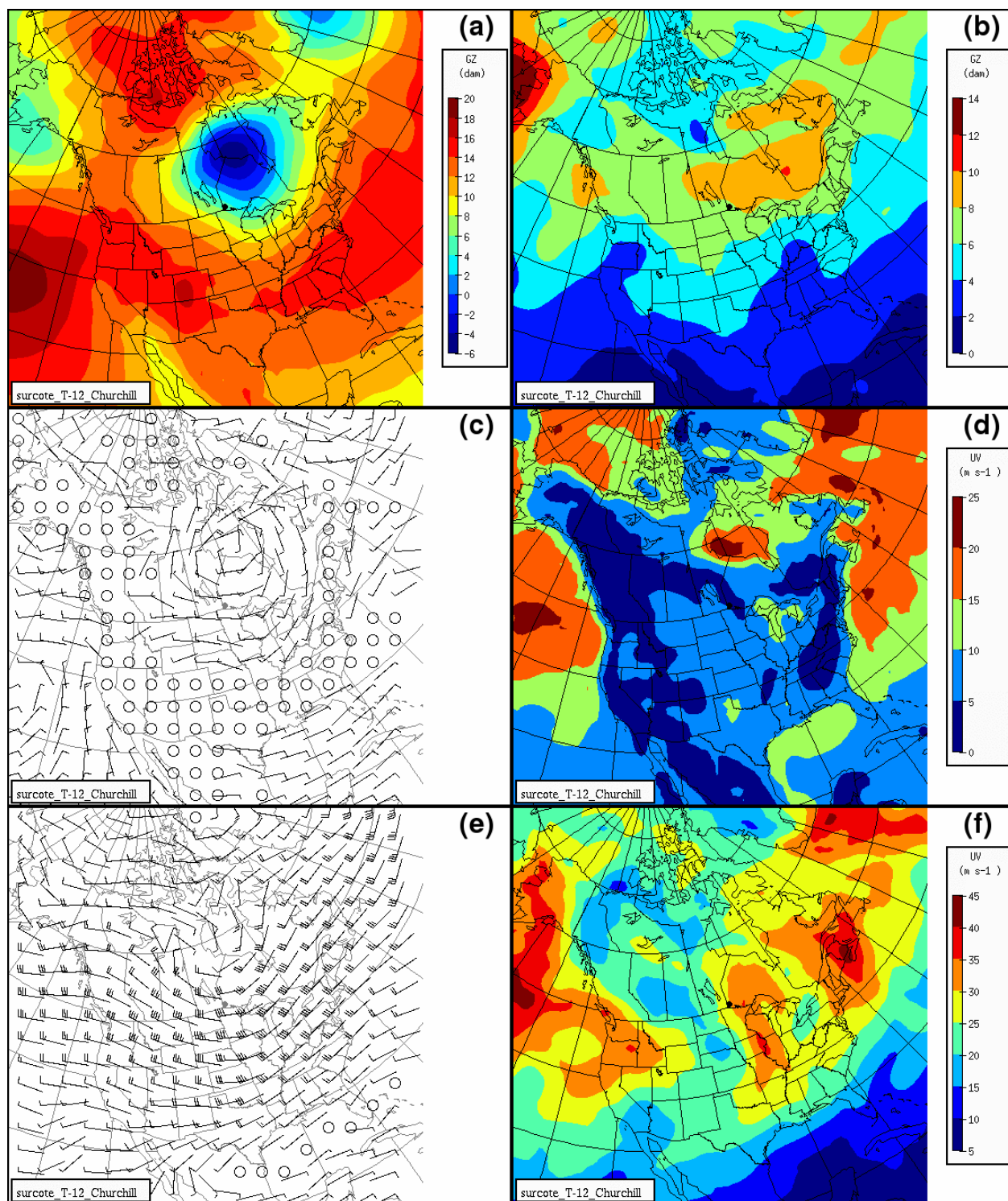


Figure 7. Conditions météorologiques typiques 12 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 0,8m à Churchill d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotential moyen en décimètres, en (b) l'écart-type du géopotential en décimètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbuies indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

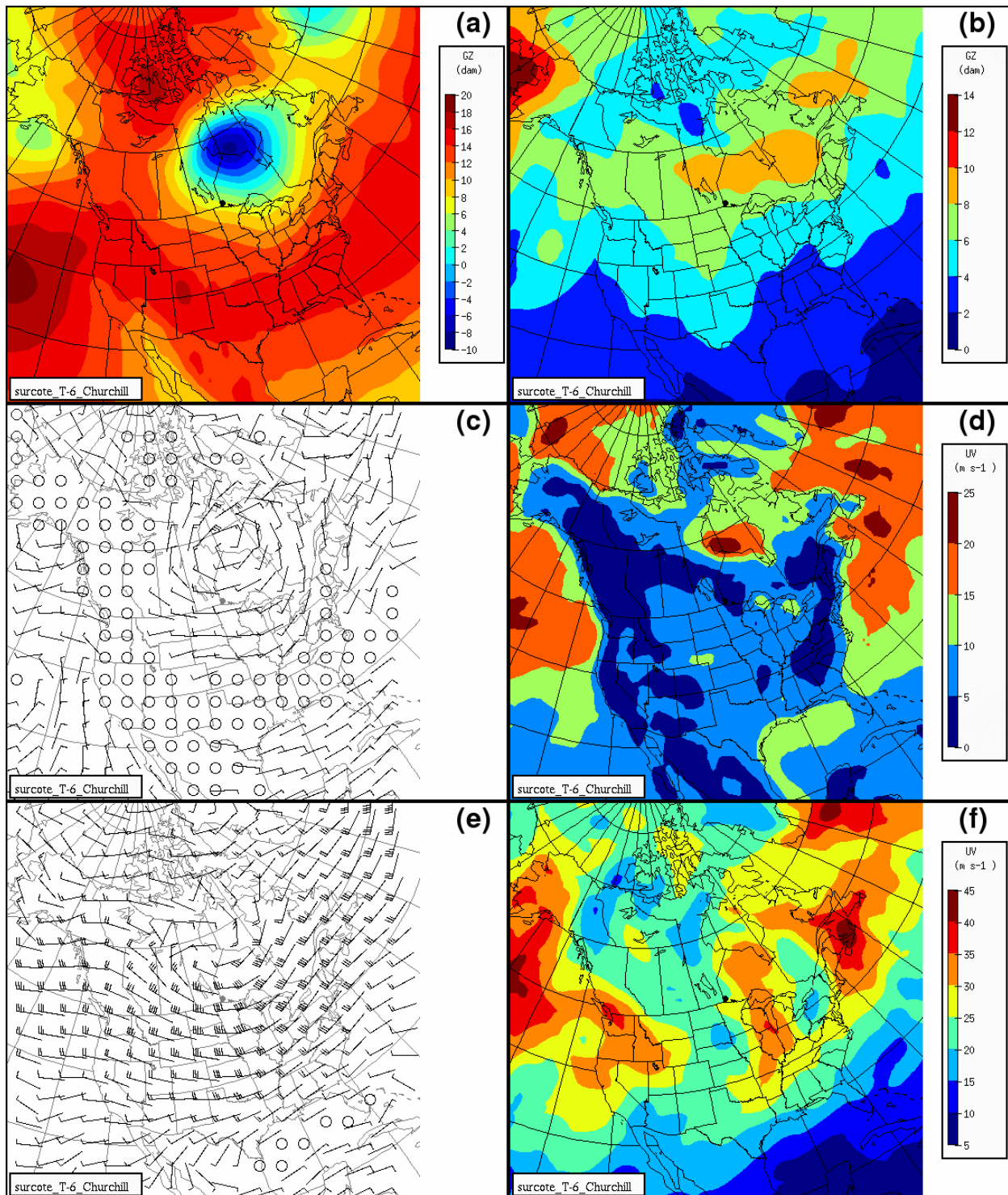


Figure 8. Conditions météorologiques typiques 6 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 0,8m à Churchill d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbuies indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

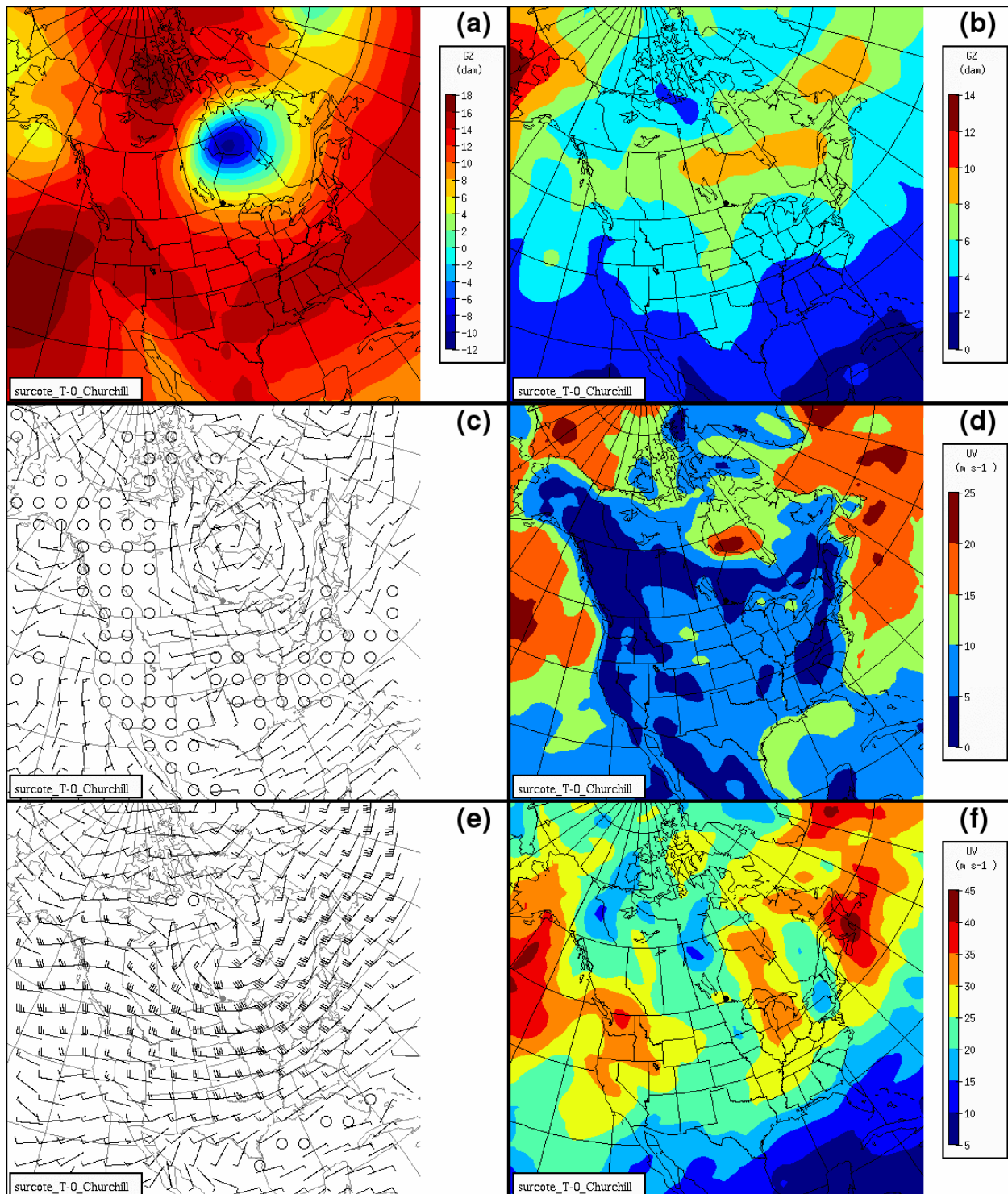


Figure 9. Conditions météorologiques typiques au début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 0,8m à Churchill d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbulles indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

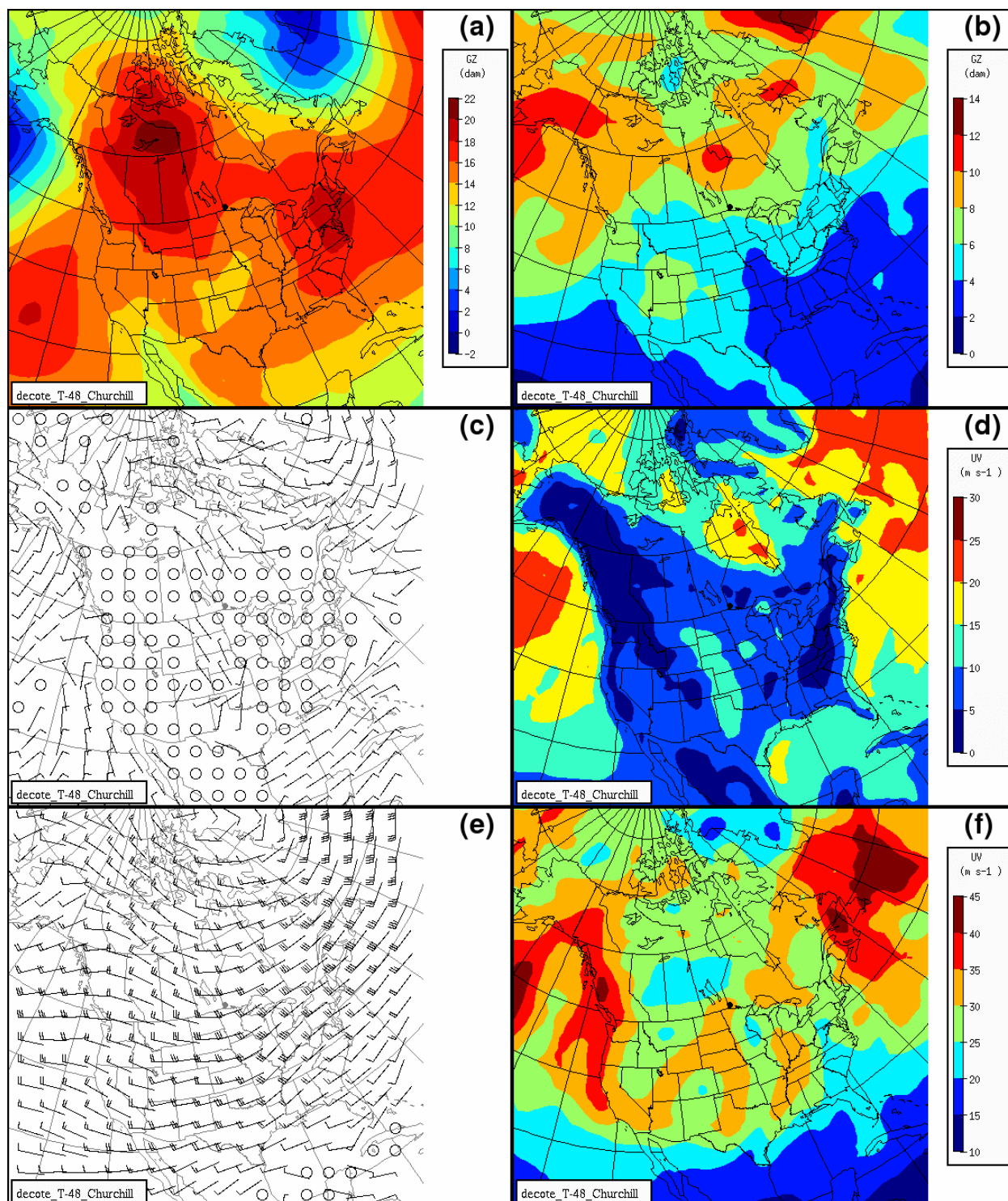


Figure 10. Conditions météorologiques typiques 48 heures avant le début d'un épisode de décote inférieur ou égal à -0,5m à Churchill d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

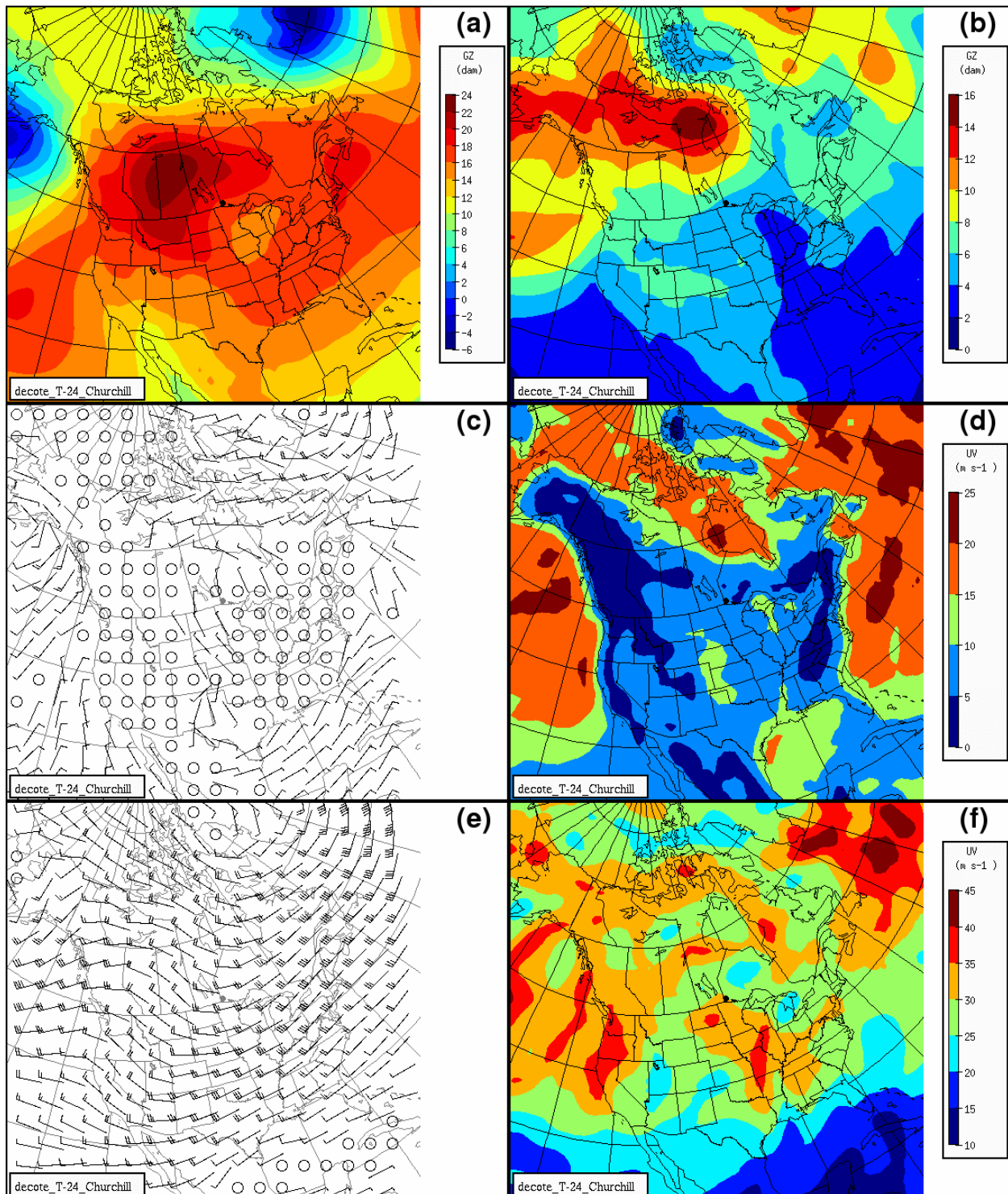


Figure 11. Conditions météorologiques typiques 24 heures avant le début d'un épisode de décote inférieur ou égal à -0,5m à Churchill d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décimètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décimètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

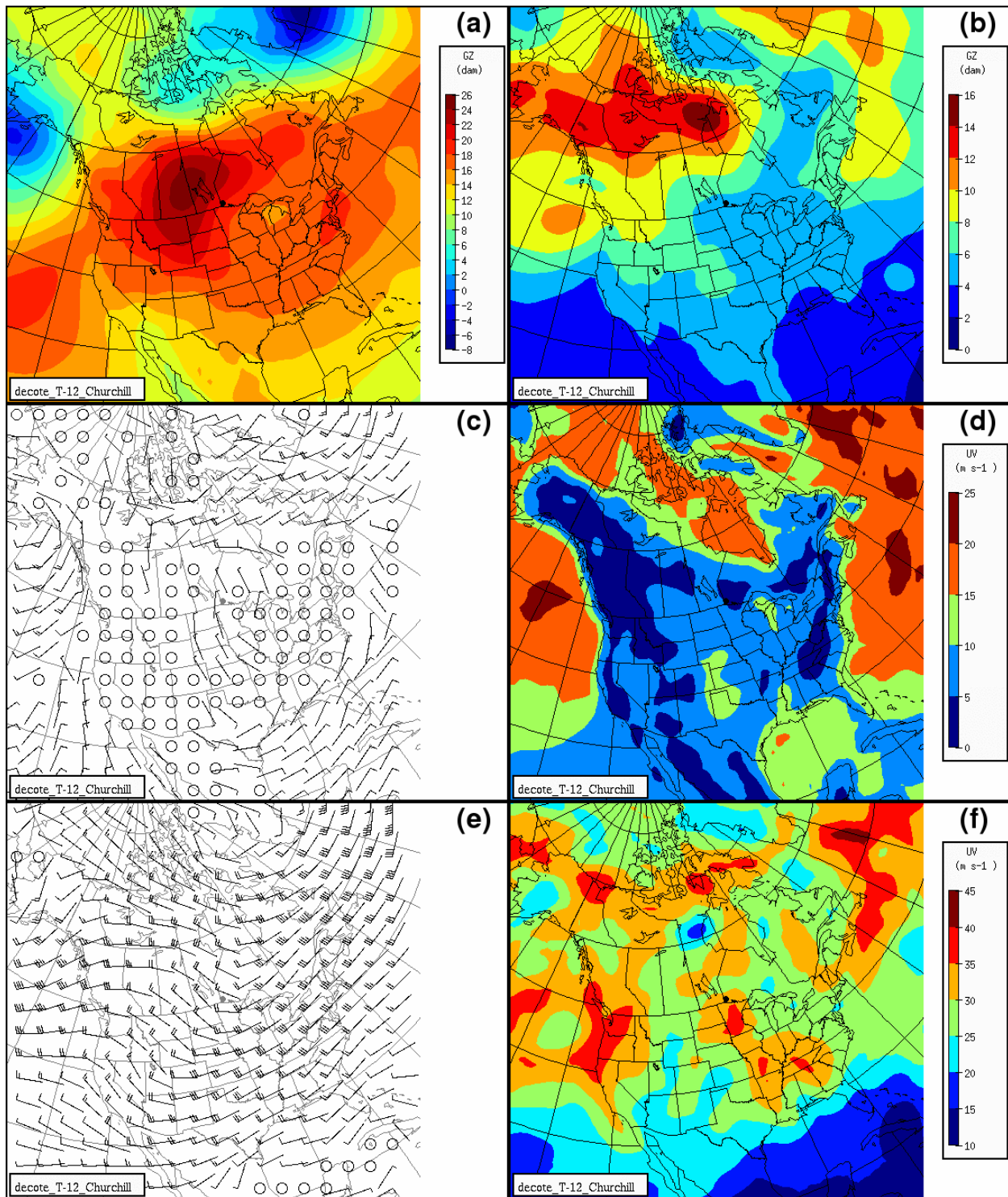


Figure 12. Conditions météorologiques typiques 12 heures avant le début d'un épisode de décote inférieur ou égal à $-0,5\text{m}$ à Churchill d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbuies indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

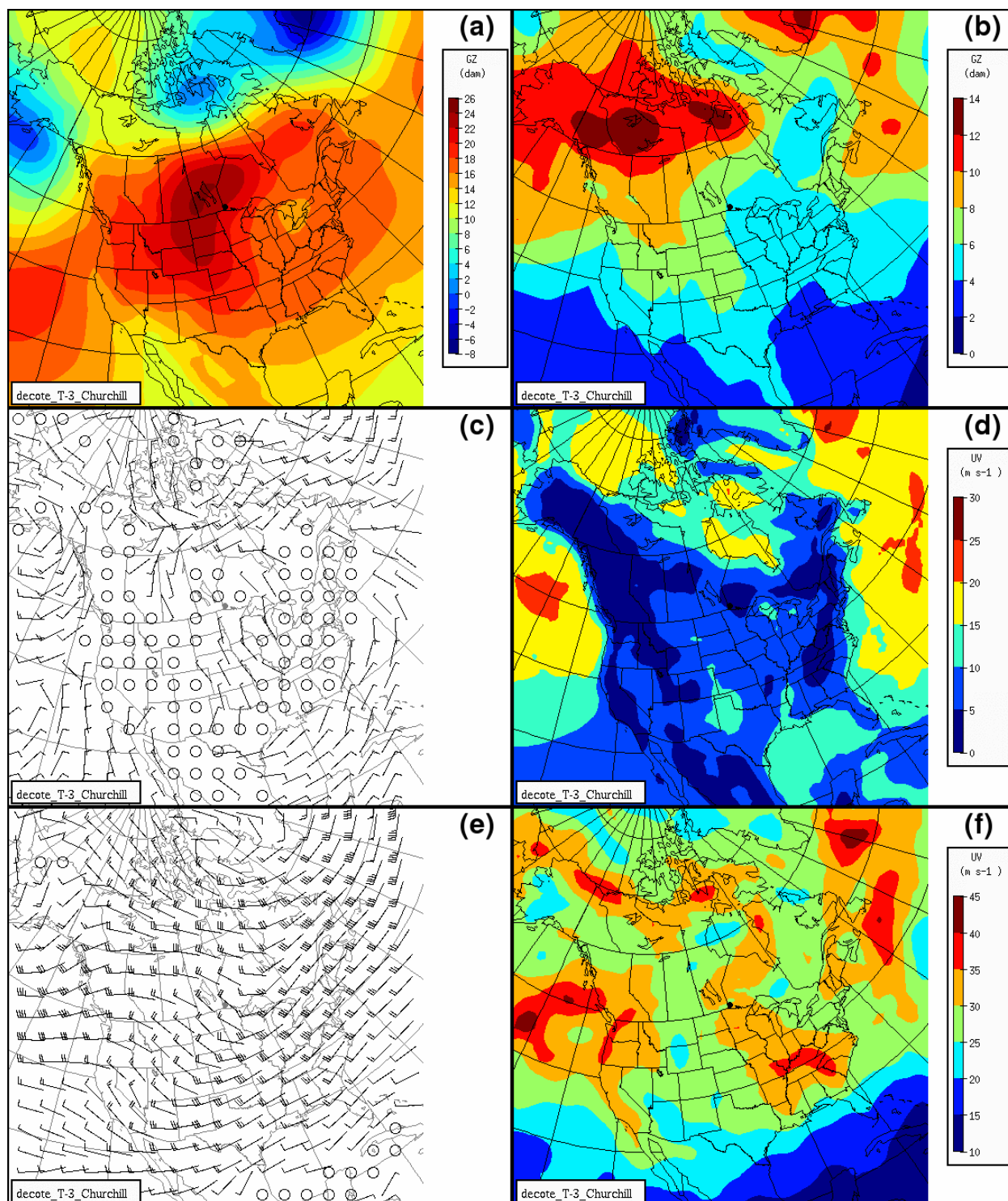


Figure 13. Conditions météorologiques typiques 3 heures avant le début d'un épisode de décote inférieur ou égal à - 0,5m à Churchill d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

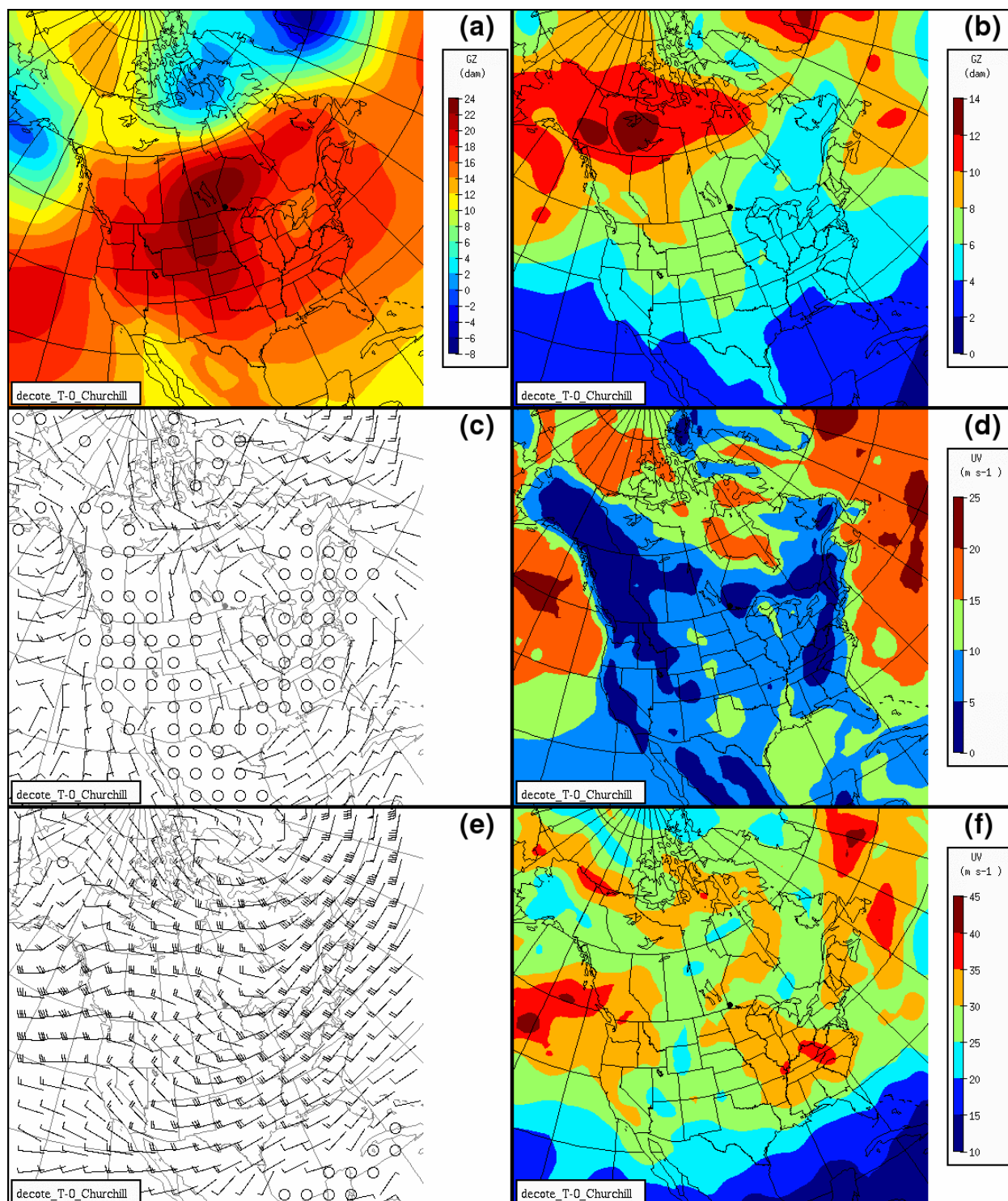


Figure 14. Conditions météorologiques typiques au début d'un épisode de décote inférieur ou égal à $-0,5\text{m}$ à Churchill d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbulles indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

3.2 Conditions météorologiques continentales typiques précédant les surcotes et décotes à Rupert

L'étude des événements météorologiques dans les 48 heures qui précèdent les épisodes de surcote ou de décote est basée sur le sous-ensemble de données des ré-analyses ERA-Interim qui a aussi servi à alimenter l'algorithme de suivi des tempêtes (voir Savard, 2016). Ces variables sont : le géopotentiel à 1000 hPa qui est étroitement lié à la pression atmosphérique, le vent à 1000 hPa pour comprendre le comportement du vent près de la surface de la mer et, finalement, le vent à 500 hPa car le déplacement des systèmes météorologiques est fortement influencé par la circulation atmosphérique à une altitude plus élevée.

Pour chaque variable météorologique mentionnée précédemment, nous avons calculé la moyenne et l'écart-type de tous les épisodes identifiés, et ce, pour chaque intervalle de trois heures durant les 48 heures qui précèdent le moment où le niveau d'eau excède de seuil critique de surcote ou de décote spécifique à chaque site. La méthode utilisée est décrite en détail dans la section 2 ainsi que les raisons justifiant le choix des réanalyses ERA-Interim.

Les cartes des moyennes ainsi obtenues permettent d'identifier les phénomènes météorologiques à grande échelle typiques d'un moment particulier du développement de la surcote ou de la décote. Les cartes d'écart-type donnent une idée du degré de similitude entre les épisodes. Ainsi, des valeurs d'écart-type élevées sont généralement un indice que les conditions varient beaucoup d'un épisode à l'autre.

3.2.1 Les épisodes de surcote

L'examen des chronologies du niveau d'eau résiduel à Rupert permet d'identifier 23 épisodes qui respectent le critère de surcote majeure correspondant à un niveau d'eau résiduel supérieur ou égal à 1,4 m (voir Savard, 2016). La date et l'heure du début de ces épisodes figurent au tableau 3. Vu le nombre limité de surcotes majeures, on s'attend à ce que les moyennes et les écart-types des diverses variables météorologiques soient affectées du fait que ces surcotes majeures sont de durées et d'intensités variables.

Les conditions météorologiques moyennes ont été analysées durant la période de 48 heures précédant la surcote majeure, et ce, pour chaque intervalle de trois heures. Seuls les moments les plus révélateurs de l'évolution sont présentés aux figures 15 à 20 inclusivement.

L'examen de la figure 15a révèle que 48 heures avant le début d'un épisode de surcote à Rupert, une zone de basse pression couvre la baie d'Hudson. Il semble qu'en moyenne cette dépression soit d'assez faible intensité, vu le peu de contraste avec les zones de haute pression qui l'encerclent. À l'arrière de la dépression, on note une crête de haute pression dans l'axe de la frontière entre la Colombie-Britannique et l'Alberta. Puisque les contrastes dans la pression atmosphérique sont peu marqués, le vent près de la surface sur la baie d'Hudson est en deçà de 10 nœuds (18 km/h) et souffle parallèlement à la côte de la baie d'Hudson dans le sens antihoraire (figure 15c). Dans la baie James, les vents sont du secteur sud-ouest. Toutefois, les vents près de la surface varient beaucoup d'un épisode à l'autre sur la baie d'Hudson et la baie James (figure 15d). La figure 15e montre que les vents en altitude sont relativement faibles : on s'attend à un lent déplacement vers le sud-est de la crête située sur les Rocheuses tandis que la dépression de la baie d'Hudson devrait se diriger vers l'est.

Tableau 3. Début des épisodes de surcotes majeures à Rupert défini lorsque le niveau d'eau résiduel est supérieur ou égal à 1,4 m.

Date	Heure	Niveau d'eau résiduel
1980-10-09	05:00	1,45
1980-10-28	17:00	1,41
1981-09-29	15:00	1,41
1981-10-19	06:00	1,45
1983-10-18	23:00	1,49
1984-11-02	23:00	1,48
1987-08-23	11:00	1,45
1988-10-11	18:00	1,40
1995-10-16	04:00	1,51
1997-10-10	18:00	1,49
1997-11-17	14:00	1,42
2000-09-22	08:00	1,44
2001-12-07	06:00	1,46
2003-08-22	19:00	1,42
2007-09-03	22:00	1,40
2007-09-23	08:00	1,50
2007-11-01	20:00	1,45
2007-11-17	16:00	1,43
2008-11-01	00:00	1,44
2009-11-01	03:00	1,42
2010-10-09	02:00	1,46
2010-11-24	08:00	1,40
2010-12-06	02:00	1,45

On peut voir que 36 heures avant le début de la surcote, le déplacement escompté des systèmes s'est effectivement produit (figure 16a). En effet, durant les dernières heures, la crête de haute pression s'est amplifiée tout en se déplaçant jusqu'à la frontière Alberta-Saskatchewan. La dépression s'est intensifiée de façon appréciable, son centre se trouve dorénavant sur le sud-est de la baie d'Hudson. Il semble que le comportement de la crête soit assez semblable d'un épisode à l'autre comme le montre le corridor de faibles valeurs d'écart-type du géopotentiel de la figure 16b. Par contre, des valeurs plus élevées sur l'est de la baie d'Hudson et le nord du Québec suggèrent que le comportement de la dépression varie selon les épisodes. En ce qui a trait aux vents près de la surface (figure 16c), ils soufflent du nord-est à moins de 10 nœuds (18 km/h) sur la quasi-totalité de la baie d'Hudson, à l'exception d'une partie de sa rive québécoise ainsi que de la baie James où les vents proviennent du sud-ouest. La variabilité de vents près de la surface demeure élevée selon les épisodes, tant dans la baie d'Hudson que dans la baie James (figure 16d). Les vents en altitude présentent peu de changement (figure 16e).

Les conditions qui prévalent 24 heures avant le début de la surcote s'alignent sur celles des heures précédentes. Tant la crête de haute de pression que la dépression se sont intensifiées.

On note d'ailleurs un contraste marqué dans le géopotential entre les deux systèmes. Le centre de la dépression est maintenant dans les environs de La Grande (figure 17a). Les vents près de la surface maintiennent leur direction mais augmentent à environ 15 nœuds (28 km/h) dans le sud-ouest de la baie d'Hudson (figure 17c). Dans les environs de Rupert, les vents soufflent maintenant du secteur ouest. La figure 17e montre que les vents en altitude bifurquent au-dessus de la baie d'Hudson.

L'examen des conditions 12 heures avant le début d'une surcote à Rupert montre que la crête de haute pression dans les Prairies ainsi que la dépression affectant la baie d'Hudson se sont déplacées lentement mais surtout, que ces deux systèmes continuent de s'intensifier. À ce moment, la crête se trouve au Manitoba tandis que le centre de la dépression se situe en moyenne près d'Umiujaq (figure 18a). Il en résulte un contraste accru dans le géopotential – et par le fait même dans la pression atmosphérique – sur l'ensemble de la baie d'Hudson. À partir des valeurs d'écart-type de géopotential (figure 18b), on voit que la disparité entre les épisodes de surcote est plus forte pour le positionnement et l'intensité du centre de la dépression que pour celui de la crête. Selon le secteur de la baie d'Hudson, la direction des vents près de la surface varient du nord-nord-ouest au nord-nord-est (figure 18c) avec une augmentation notable des vitesses de 20 à 25 nœuds (37 à 46 km/h) surtout sur la moitié sud de la baie en réponse au contraste accru de la pression atmosphérique entre les deux systèmes. Dans la baie James, les vents soufflent plutôt du nord-ouest à environ 10 nœuds (18 km/h). Toutefois, les vents dans cette région varient fortement d'un épisode à l'autre (figure 18d). La bifurcation des vents en altitude au-dessus de la baie d'Hudson et de la baie James est toujours présente (figure 18e) et laisse présager un déplacement de la dépression vers le nord-est.

La crête de haute pression présente peu de changement 6 heures avant l'amorce de la surcote mais la dépression s'est effectivement déplacée vers le nord-est, son centre se trouvant typiquement à l'intérieur des terres dans le nord du Québec (figure 19a). Comme précédemment, les vents près de la surface dans la baie d'Hudson sont fortement conditionnés par le contraste de pression entre la crête et la dépression. Sur la figure 19c, on remarque que sur presque toute l'étendue de la baie d'Hudson, les vents soufflent grosso modo en direction de la baie James. Dans cette région, les vents du nord-ouest atteignent des vitesses autour de 25 à 30 nœuds (46 à 56 km/h).

Les conditions météorologiques sont sensiblement les mêmes qu'il y a six heures au moment où les niveaux d'eau atteignent le seuil de surcote majeure à Rupert. La crête se situe près de la frontière Manitoba-Ontario tandis que la dépression est typiquement centrée sur le nord du Québec, près de la baie d'Ungava (figure 20a). On note que le comportement de la dépression varie passablement d'un épisode à l'autre (figure 20b). Sur l'ensemble de la baie d'Hudson, les vents près de la surface continuent de souffler vers la baie James (figure 20c). D'ailleurs, la vitesse typique des vents du nord-ouest atteint 30 nœuds (56 km/h) dans la baie James.

En bref, le développement d'une surcote majeure à Rupert résulte, en partie de l'effet de baromètre inversé produit par l'intensification et le déplacement d'une dépression située sur la baie d'Hudson 48 heures avant le début de l'épisode. Au cours de cette période, une crête de haute pression localisée dans l'axe des Rocheuses migre jusqu'à la frontière Manitoba-Ontario en s'intensifiant. La présence de la dépression permet aux vents près de la surface de souffler de façon prolongée vers les rives manitobaines et ontariennes de la baie d'Hudson pour finalement virer vers la baie James dans les dernières 12 heures précédant la surcote. L'augmentation marquée des vents, qui passent typiquement de 18 km/h à près de 56 km/h dans la moitié sud de la baie d'Hudson est causée par le rapprochement graduel de la crête par rapport à la dépression ainsi qu'à l'intensification de ces deux systèmes météorologiques. Au

court de ces 48 heures, les vents dans la baie James proviennent initialement sud-ouest et tournent graduellement pour souffler du nord-ouest dans les dernières 12 heures à des vitesses typiques de 37 à 56 km/h. Cette évolution des vents, tant dans la baie d'Hudson que dans la baie James, contribue à la hausse des niveaux d'eau dans le secteur de Rupert.

3.2.2 Les épisodes de décote

L'examen des chronologies du niveau d'eau résiduel à Rupert permet d'identifier 21 épisodes qui respectent le critère de décote majeure correspondant à un niveau d'eau résiduel inférieur ou égal à -1,2 m (voir annexe 2a). La date et l'heure du début de ces épisodes figurent au Tableau 4. Comme dans le cas des surcotes, on s'attend à ce que les moyennes et les écart-types des diverses variables météorologiques soient affectées du fait que ces décotes majeures soient de durées et d'intensités variables.

Les conditions météorologiques moyennes ont été analysées durant la période de 48 heures précédant la décote majeure, et ce, pour chaque intervalle de trois heures. Seuls les moments les plus révélateurs de l'évolution sont présentés aux figures 21 à 25 inclusivement.

La baie James ainsi que la majeure partie de la baie d'Hudson, sont affectées par une vaste zone de haute pression (anticyclone) qui couvre pratiquement tout l'Amérique du Nord 48 heures avant que les niveaux d'eau n'atteignent le seuil de décote majeure à Rupert (figure 21a). De cet anticyclone, une crête de haute pression s'étend vers le nord en longeant la frontière Manitoba-Ontario. Les faibles valeurs d'écart-type du géopotential (figure 21b) dans ce secteur montrent que le comportement de la crête est très similaire d'un épisode à l'autre. Pour ce qui est de la baie James, comme elle se trouve typiquement à la limite de l'anticyclone, il n'est pas surprenant de constater que la disparité entre les épisodes soit plus élevée dans cette région. Le positionnement de la crête fait en sorte que les vents près de la surface soufflent des secteurs nord-ouest et nord-nord-ouest au-dessus de la baie d'Hudson à des vitesses typiques d'environ 10 nœuds (18 km/h) (figure 21c) pouvant varier passablement d'un épisode à l'autre (figure 21d). Les vents de 30 à 35 nœuds (56 à 65 km/h) en altitude laissent entrevoir un déplacement assez rapide de la crête vers le sud-est (figure 21e).

L'examen des conditions météorologiques 24 heures avant la décote confirme le déplacement de l'anticyclone, de même que son intensification, qui est à ce moment centré au nord des Grands Lacs (figure 22a). La crête s'étend toujours vers le nord en passant en moyenne à l'ouest de la baie James pour traverser le centre de la baie d'Hudson. On note également la présence d'une faible dépression située près du Grand lac des Esclaves. Les faibles valeurs de l'écart-type du géopotential dans ce secteur (figure 22b) suggèrent que le comportement de l'anticyclone et de la crête sont semblables d'un épisode à l'autre. La nouvelle localisation de ce système a un impact direct sur les vents près de la surface (figure 22c). Ils sont calmes dans les environs la baie James mais soufflent en moyenne du sud-ouest à environ 10 nœuds (18 km/h) sur une large portion de la baie d'Hudson depuis quelques heures. Toutefois, on voit apparaître des vents de 20 nœuds (37 km/h) provenant du sud non loin des côtes du Nunavut et du Manitoba. On note une zone de forte disparité des vents entre les épisodes sur la baie d'Hudson qui est consistante avec les petites différences dans la progression de la crête d'un événement à l'autre (figure 22d) même si les vents y sont plutôt faibles. Les vents en altitude indiquent que l'anticyclone devrait continuer à se déplacer vers le sud-est (figure 22e).

Tableau 4. Début des épisodes de décotes majeures à Rupert défini lorsque le niveau d'eau résiduel est inférieur ou égal à -1,2 m.

Date	Heure	Niveau d'eau résiduel
1981-10-31	17:00	-1,23
1982-10-24	11:00	-1,33
1983-10-10	21:00	-1,20
1987-11-02	12:00	-1,21
1988-10-16	06:00	-1,29
1990-10-27	07:00	-1,23
1991-10-29	06:00	-1,24
1993-10-01	02:00	-1,27
1998-10-07	06:00	-1,21
2000-10-22	22:00	-1,24
2004-11-13	20:00	-1,23
2006-10-06	14:00	-1,25
2006-11-06	20:00	-1,23
2007-10-26	02:00	-1,31
2007-11-02	23:00	-1,24
2009-09-25	21:00	-1,22
2009-11-07	05:00	-1,38
2010-10-06	13:00	-1,25
2010-11-07	02:00	-1,21
2011-11-05	13:00	-1,23
2011-12-07	01:00	-1,23

On peut voir que, 12 heures avant le début de la décote, l'anticyclone est centré en moyenne sur le sud-ouest du Québec et que la crête s'allonge vers la pointe du Nunavik (figure 23a). Le centre de la dépression a quant à lui migré jusqu'au sud du Nunavut. Tant l'intensification de la dépression que celle de l'anticyclone engendre un contraste de pression atmosphérique qui fait en sorte que les vents près de la surface sont soit du sud ou du sud-sud-ouest sur la quasi-totalité de la baie d'Hudson à des vitesses moyennes de 20 à 30 nœuds (37 à 56 km/h). Par contre, les vents demeurent très faibles dans la baie James (figure 23c). D'après la carte des vents en altitude (figure 23e), la dépression devrait continuer de glisser vers l'est et l'anticyclone vers le sud-est.

Près de 6 heures précédant la décote, les deux systèmes météorologiques ont poursuivi leur déplacement en s'intensifiant : le centre de la dépression a atteint en moyenne les eaux de la baie d'Hudson tout près de la côte du Nunavut tandis que l'anticyclone couvre pratiquement tout le Québec et l'est de l'Ontario (figure 24a). On voit que le contraste dans la pression atmosphérique est encore très marqué sur la baie d'Hudson et la baie James. C'est d'ailleurs ce qui contribue à maintenir des vents du sud-sud-ouest sur la moitié est de la baie d'Hudson (figure 24c). Dans ce secteur les vents atteignent typiquement des vitesses de 20 à 30 nœuds (37 à 56 km/h). Dans la baie James, les vents qui étaient jusque-là très faibles soufflent du sud-

sud-est à environ 10 nœuds (18 km/h). Selon la carte des vents en altitude (figure 24e), l'anticyclone poursuivra sa trajectoire vers le sud-est tandis que la dépression devrait se diriger vers le nord-est.

Au moment où les niveaux d'eaux franchissent le seuil de décote majeure à Rupert, la dépression qui recouvre maintenant une grande partie de la baie d'Hudson ainsi que l'anticyclone situé au même moment dans l'axe de la vallée du Saint-Laurent se sont intensifiés dans les dernières heures (figure 25a) et entretiennent les vents du sud-sud-ouest qui soufflent tout le long de la côte québécoise de la baie d'Hudson. On y trouve toujours des vitesses de 20 à 30 nœuds (37 à 56 km/h). Dans la baie James, les vents d'environ 10 nœuds (18 km/h) proviennent aussi du sud-sud-ouest.

En résumé, dans les 48 heures antérieures aux événements de décotes majeures à Rupert, le premier mécanisme permettant d'initier la décote est l'effet de baromètre inversé produit par une zone de haute pression située initialement à l'ouest des Grands Lacs avec sa crête qui s'étend vers le nord le long de la frontière Manitoba-Ontario. Ce mécanisme est prépondérant pendant la première période de 24 heures, le temps que la crête balaie la baie d'Hudson et la baie James. Au terme de cette première période de 24 heures, une faible dépression s'est formée sur le versant est des Rocheuses le long du 60^e parallèle. Dans les 24 heures précédant la décote, les vents tournent graduellement pour souffler en provenance plus ou moins du sud (c.-à-d. entre le sud-sud-ouest et le sud-sud-est) à des vitesses de 20 à 30 nœuds (37 à 56 km/h) pendant les dernières 12 heures. Cette circulation est propice à éloigner les eaux du sud de la baie d'Hudson et par conséquent de la baie James même si les vents dans ce secteur demeurent faibles.

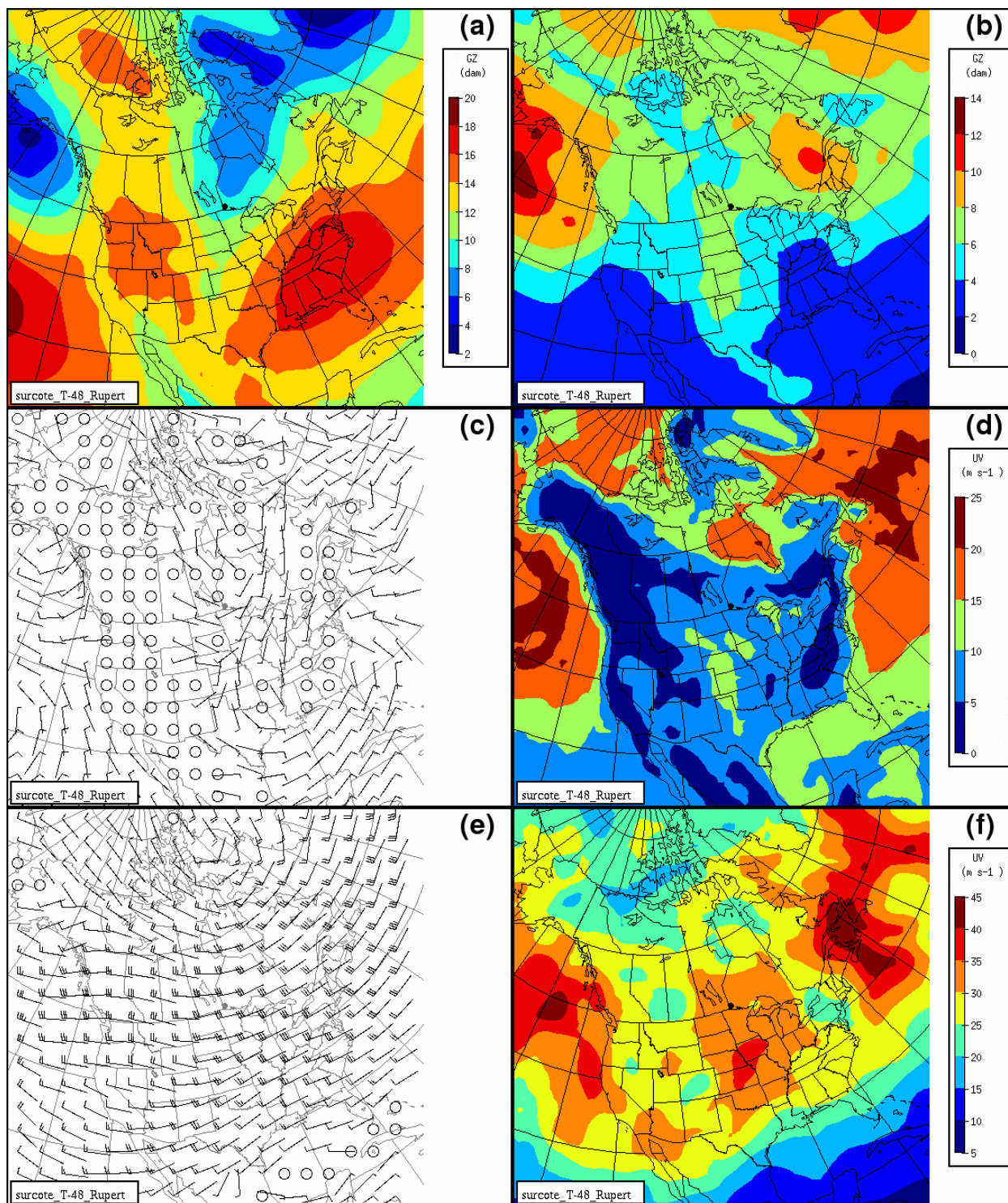


Figure 15. Conditions météorologiques typiques 48 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 1,4 m à Rupert d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

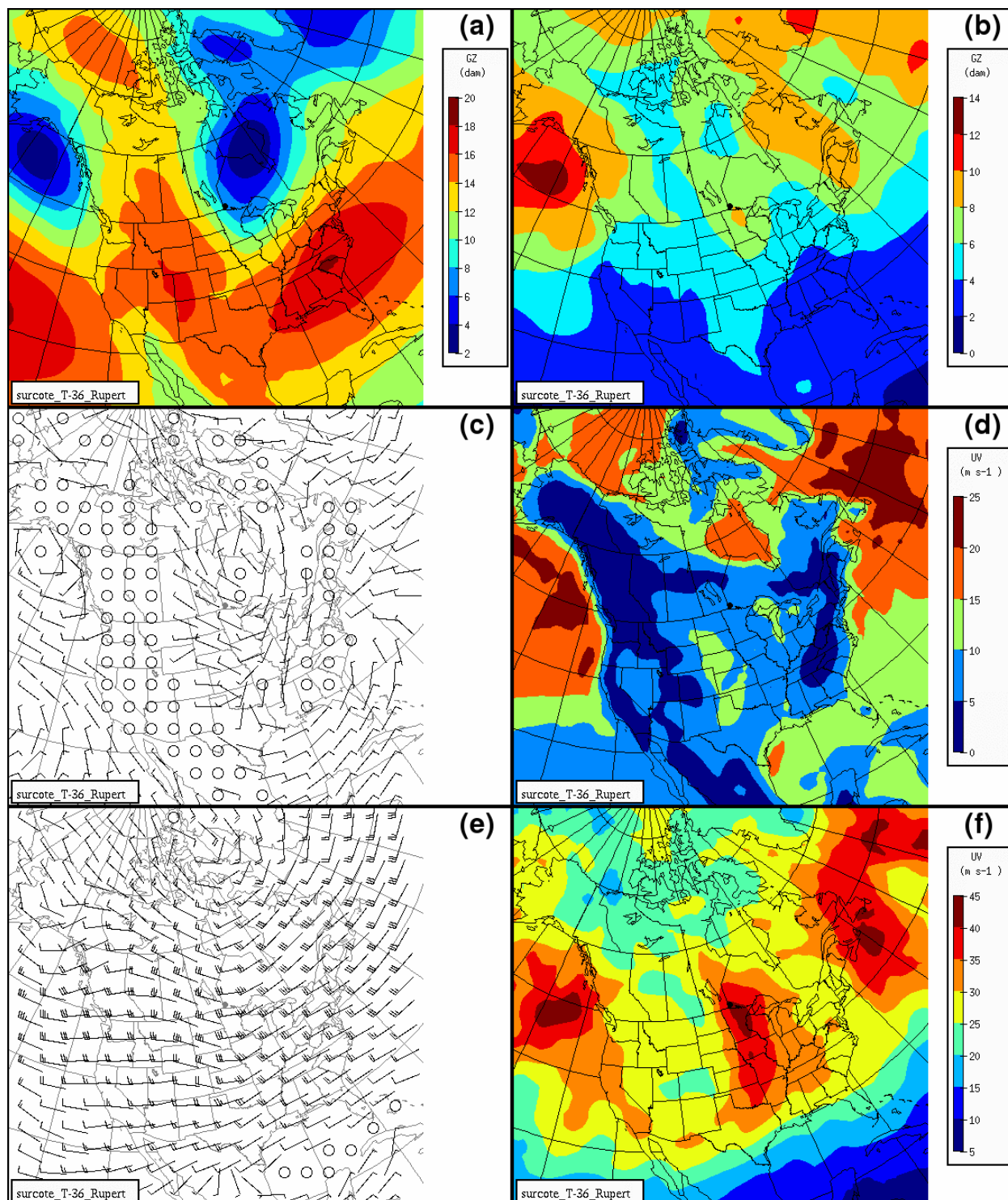


Figure 16. Conditions météorologiques typiques 36 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 1,4 m à Rupert d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

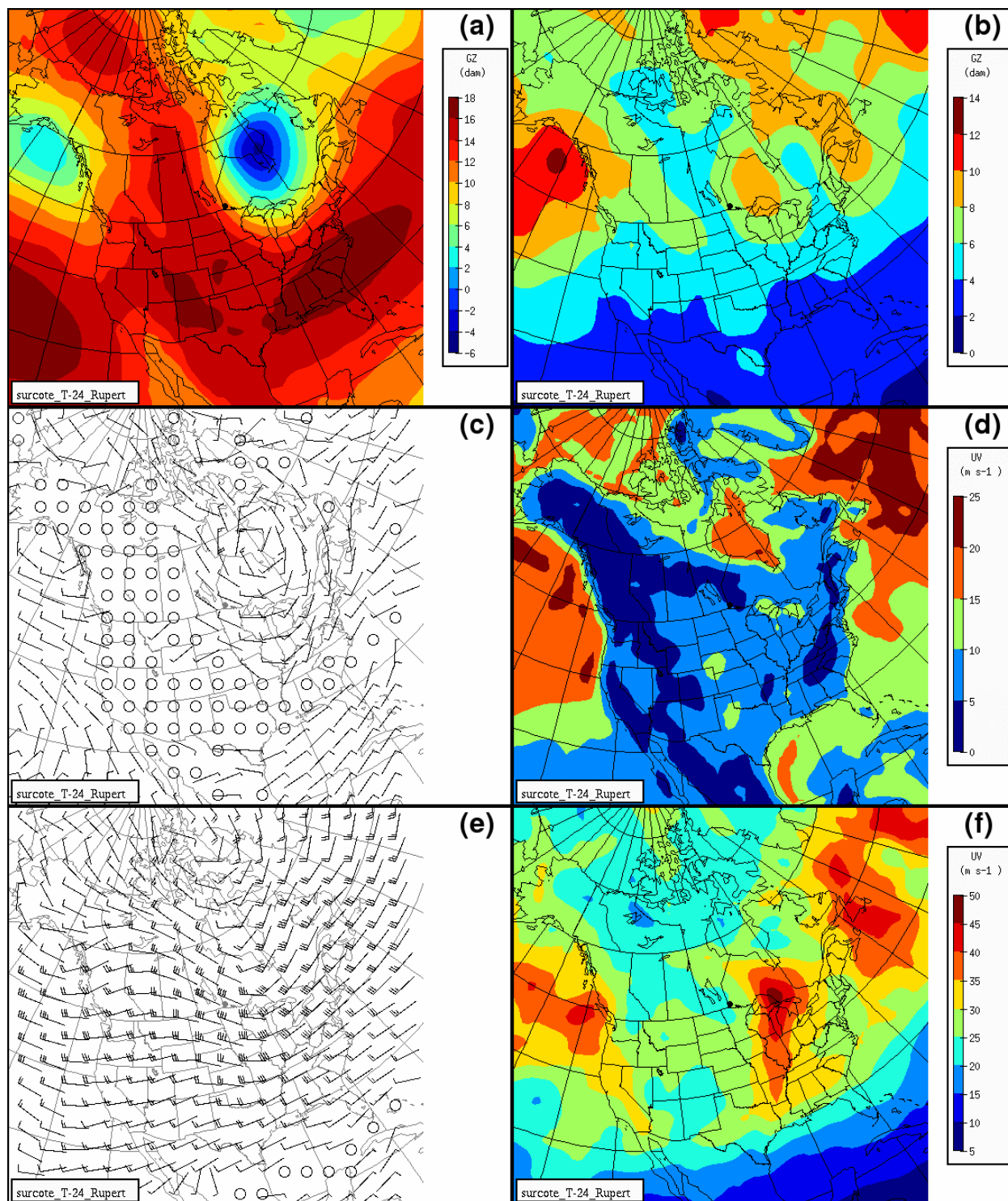


Figure 17. Conditions météorologiques typiques 24 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 1,4 m à Rupert d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

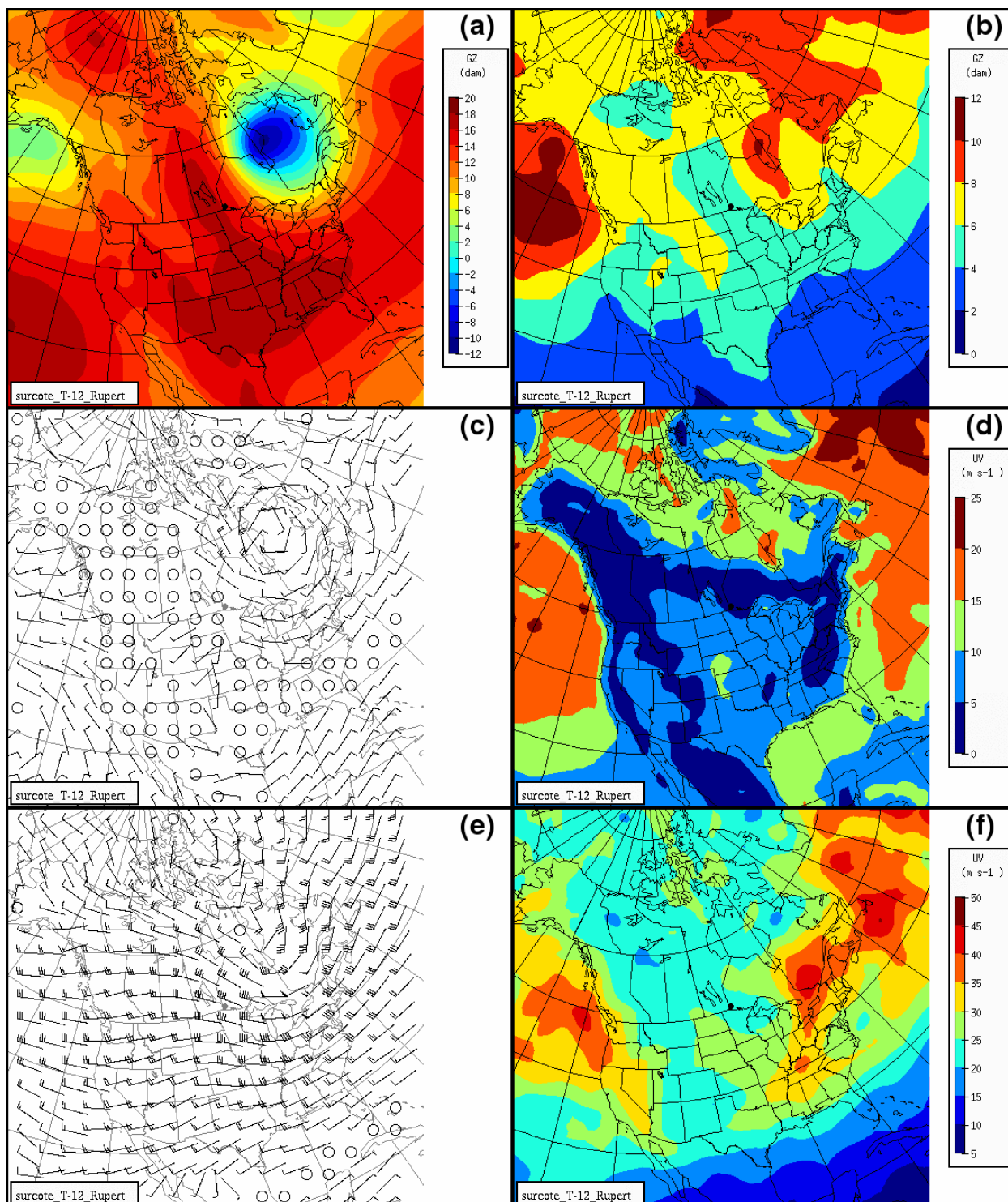


Figure 18. Conditions météorologiques typiques 12 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 1,4 m à Rupert d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbulles indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

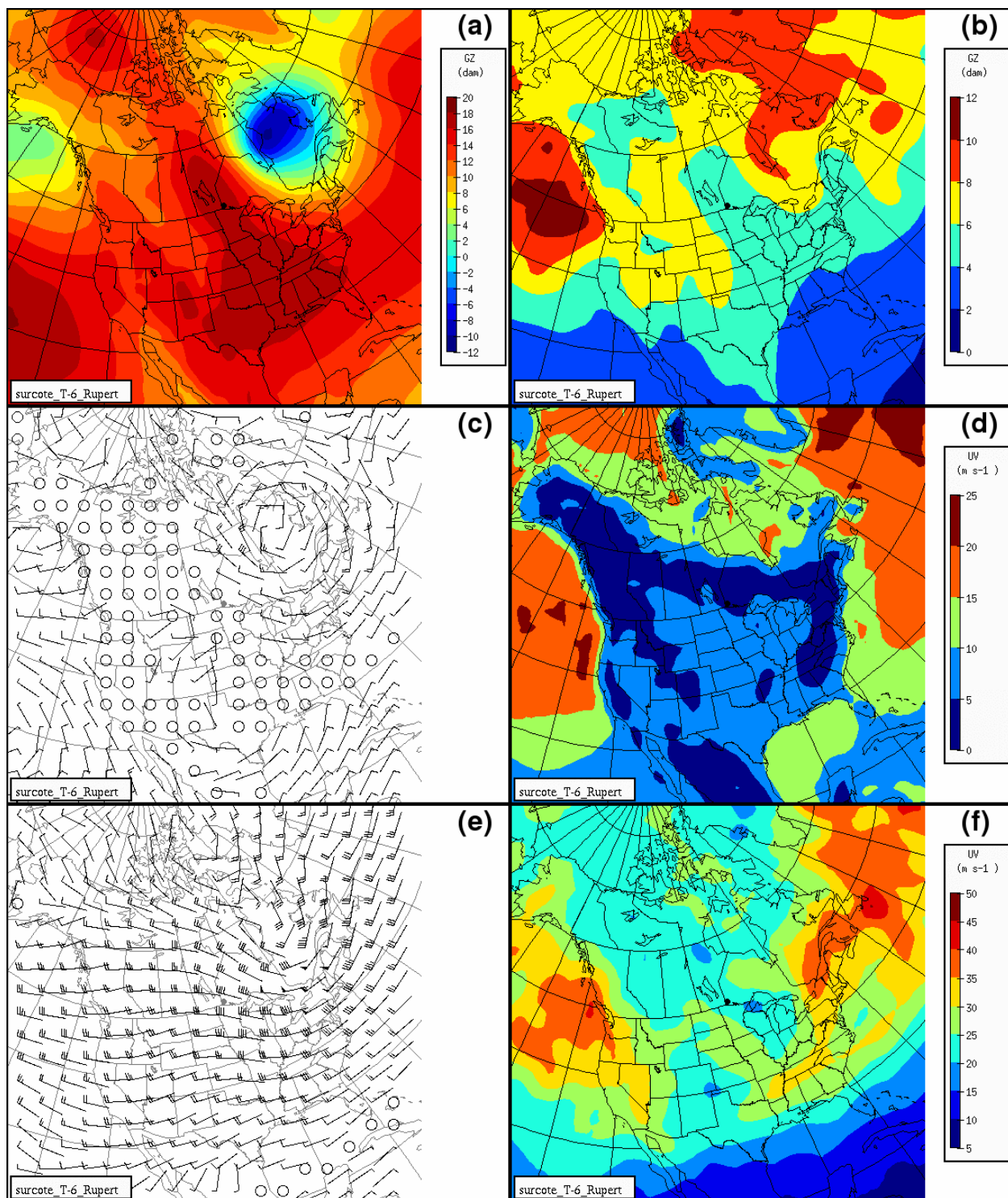


Figure 19. Conditions météorologiques typiques 6 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 1,4 m à Rupert d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

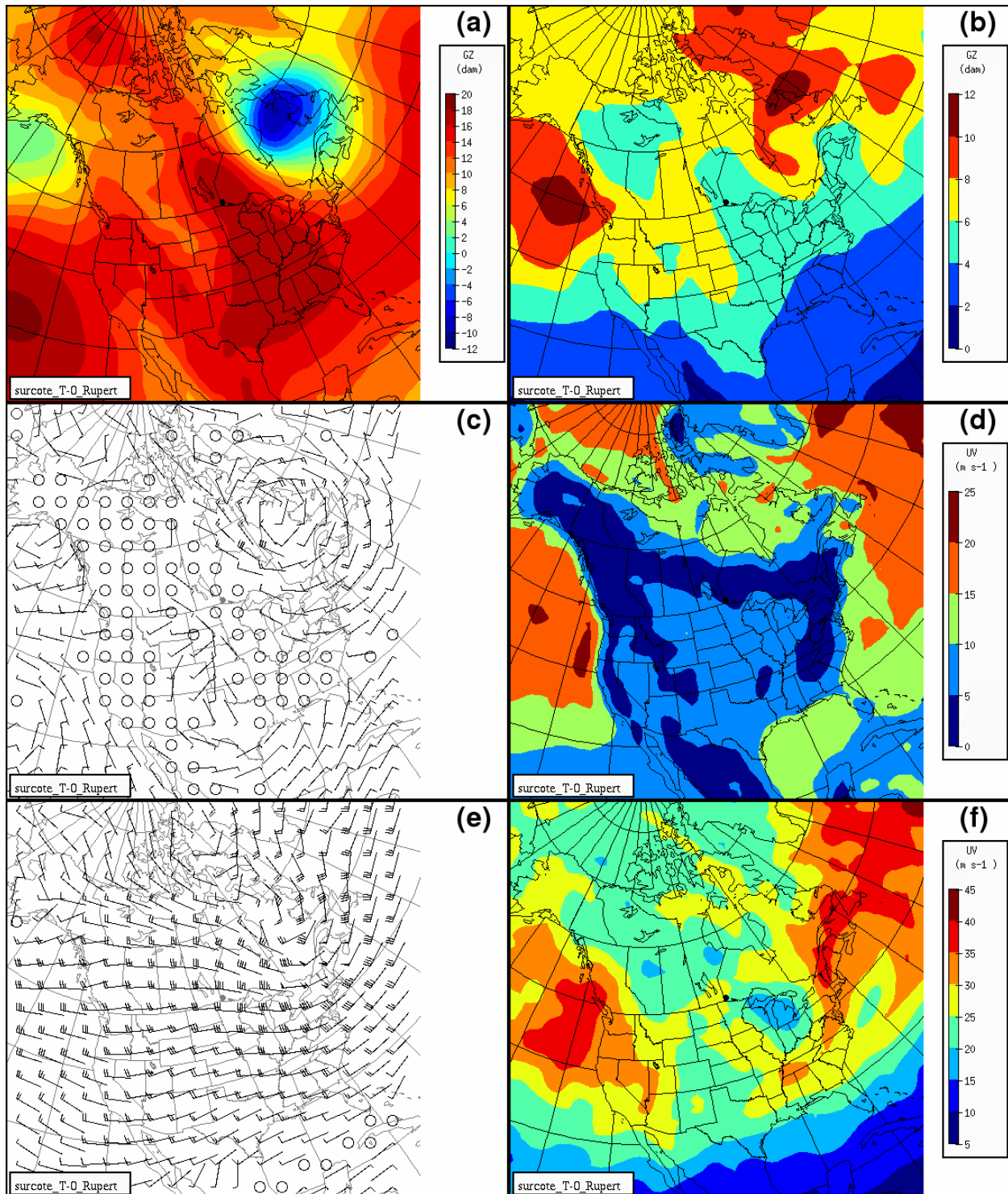


Figure 20. Conditions météorologiques typiques au début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 1,4 m à Rupert d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbulles indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

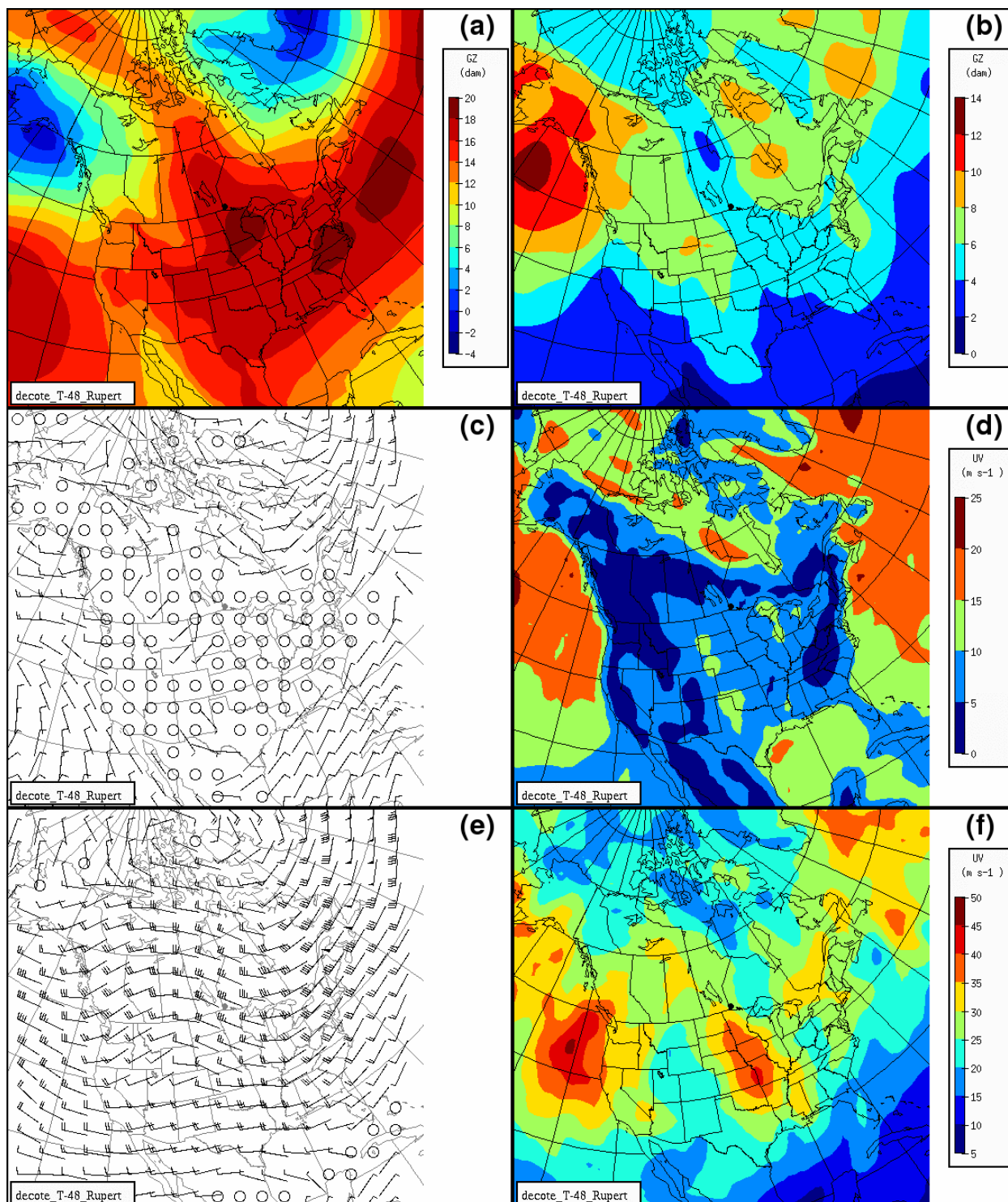


Figure 21. Conditions météorologiques typiques 48 heures avant le début d'un épisode de décote inférieur ou égal à -1,2 m à Rupert d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbulles indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

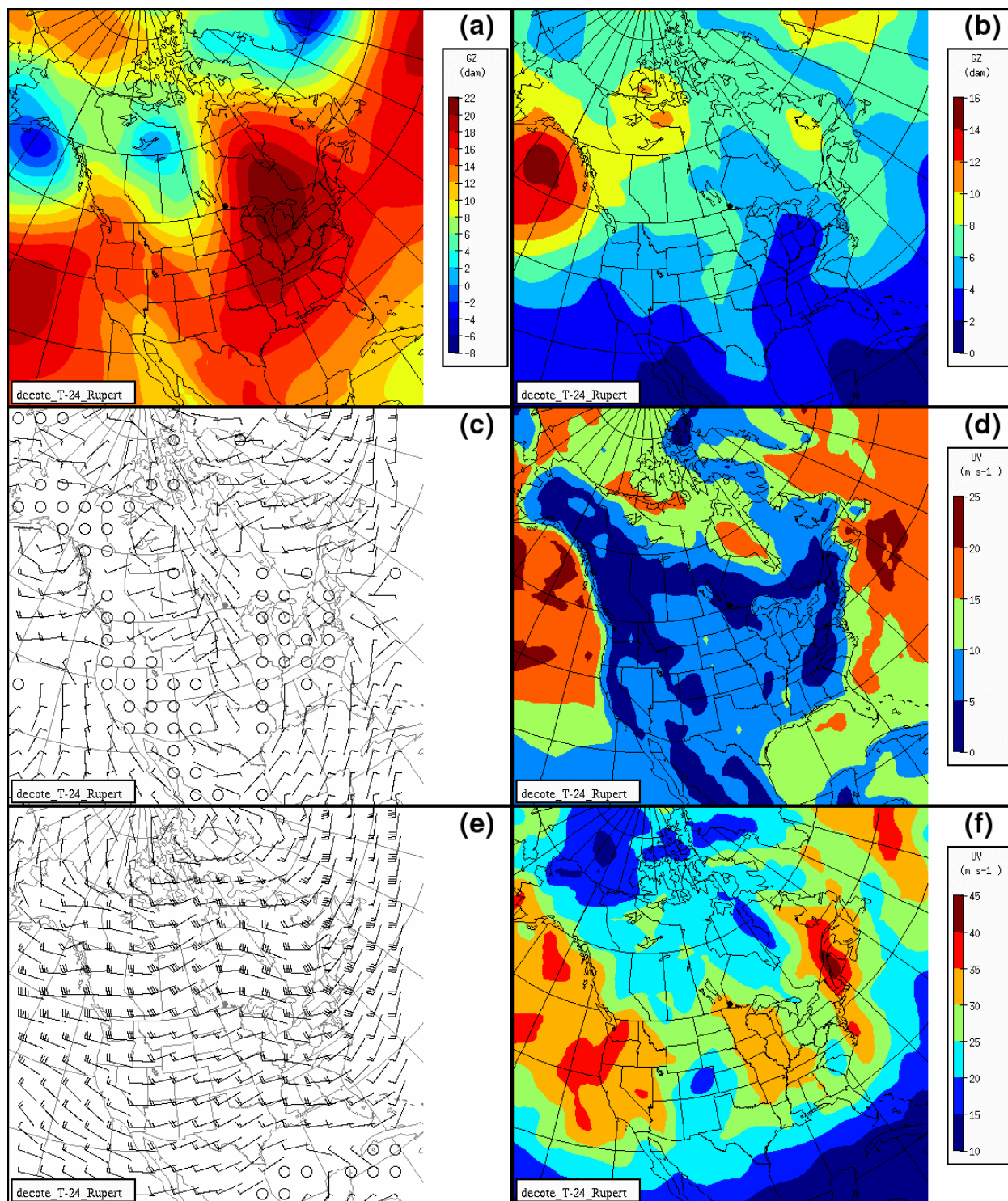


Figure 22. Conditions météorologiques typiques 24 heures avant le début d'un épisode de décote inférieur ou égal à -1,2 m à Rupert d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbulles indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

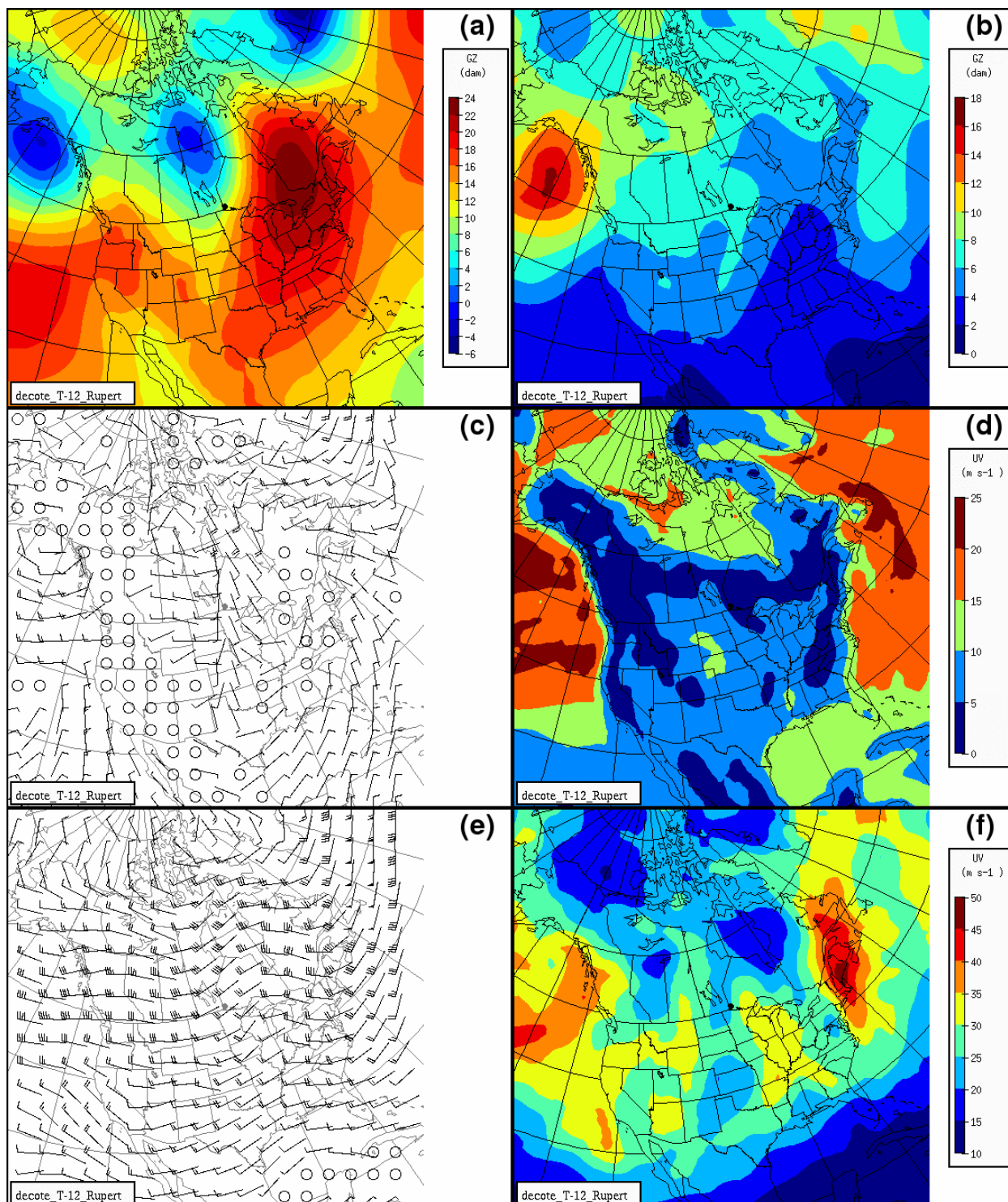


Figure 23. Conditions météorologiques typiques 12 heures avant le début d'un épisode de décote inférieur ou égal à -1,2 m à Rupert d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbulles indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

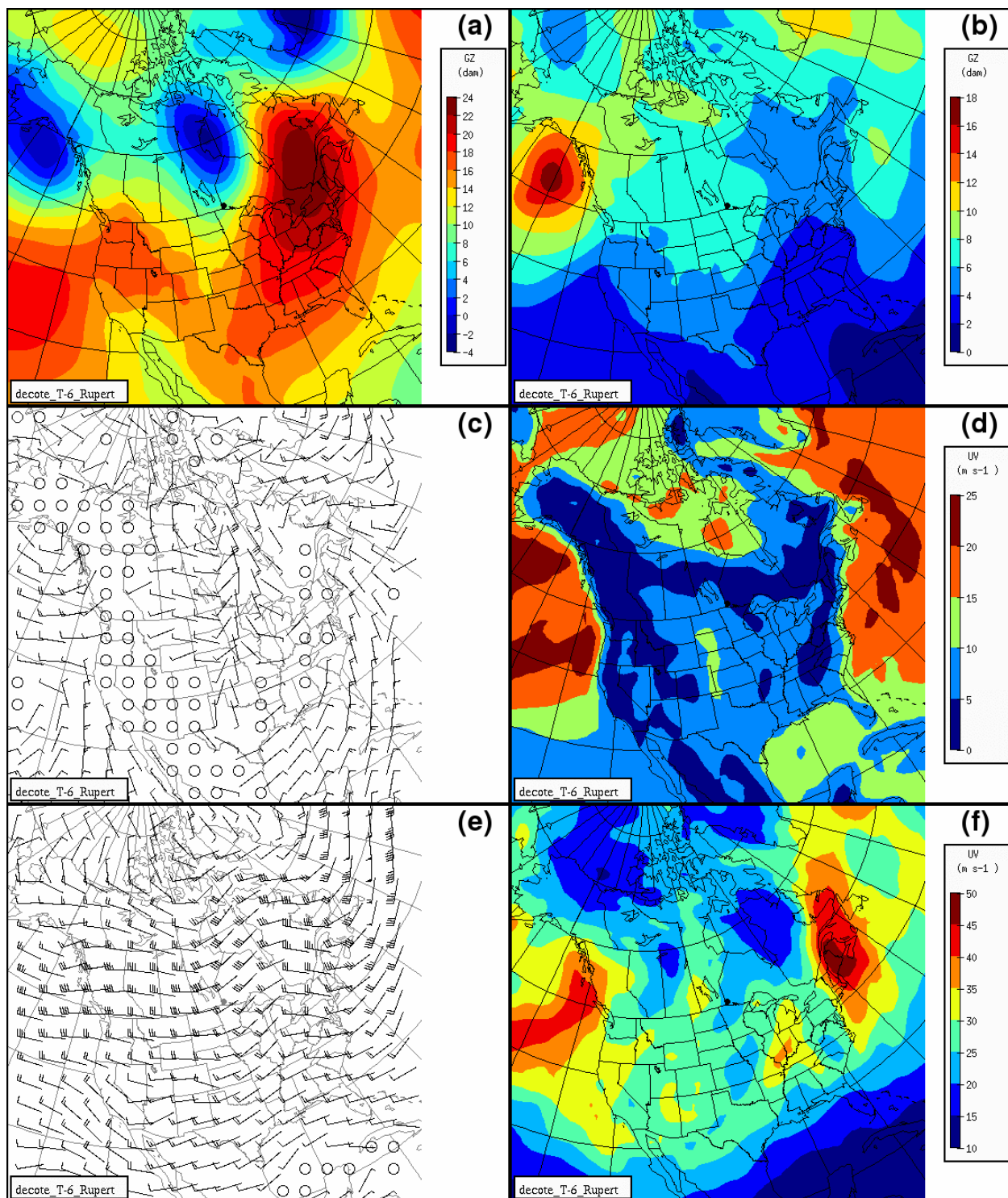


Figure 24. Conditions météorologiques typiques 6 heures avant le début d'un épisode de décote inférieur ou égal à -1,2 m à Rupert d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbulles indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

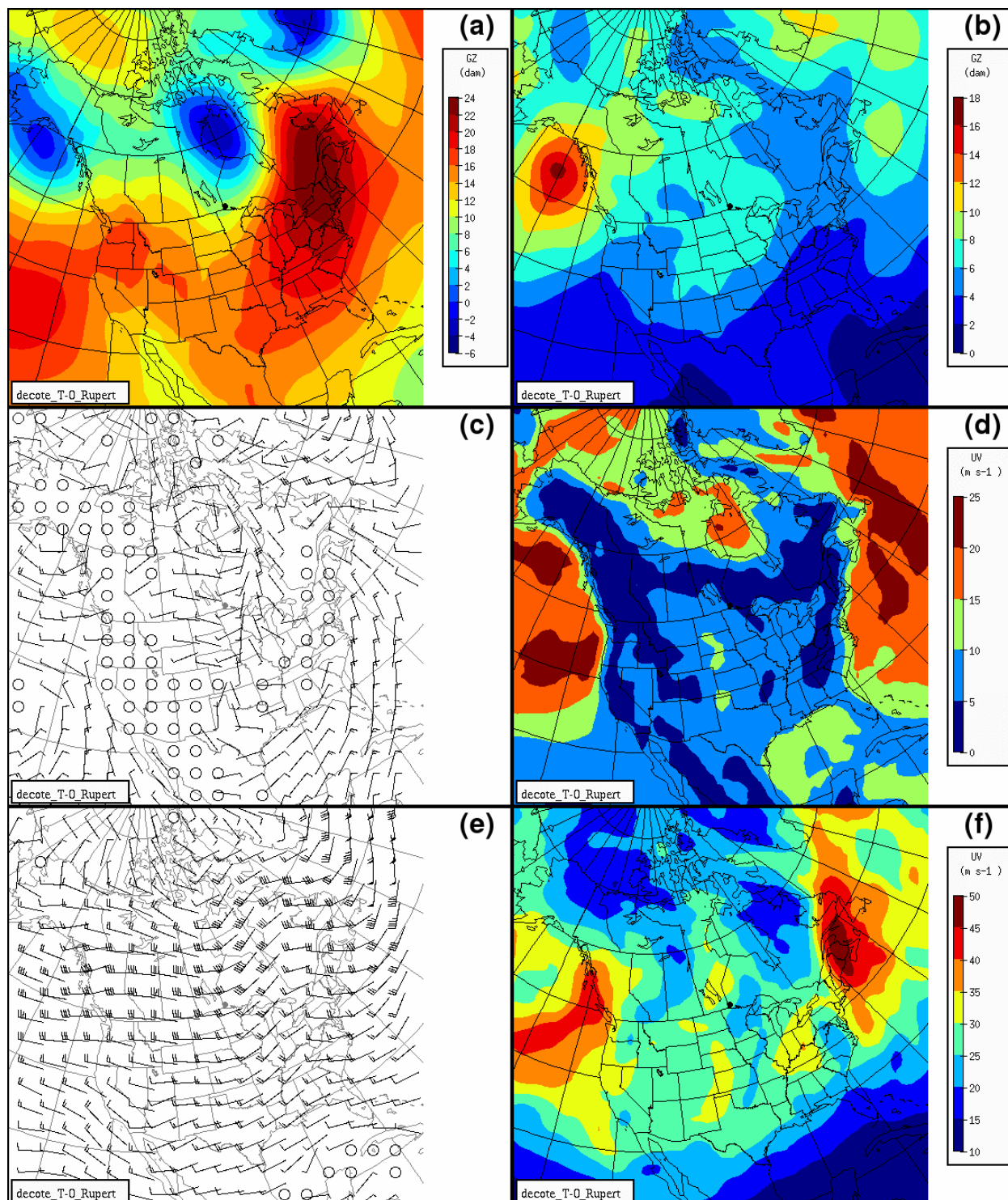


Figure 25. Conditions météorologiques typiques au début d'un épisode de décote inférieur ou égal à -1,2 m à Rupert d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbulles indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

3.3 Conditions météorologiques continentales typiques précédant les surcotes et décotes à Umiujaq

L'étude des événements météorologiques dans les 48 heures qui précèdent les épisodes de surcote ou de décote est basée sur le sous-ensemble de données des réanalyses ERA-Interim qui a aussi servi à alimenter l'algorithme de suivi des tempêtes (voir Savard, 2016). Ces variables sont : le géopotential à 1000 hPa qui est étroitement lié à la pression atmosphérique, le vent à 1000 hPa pour comprendre le comportement du vent près de la surface de la mer et, finalement, le vent à 500 hPa car le déplacement des systèmes météorologiques est fortement influencé par la circulation atmosphérique à une altitude plus élevée.

Pour chaque variable météorologique mentionnée précédemment, nous avons calculé la moyenne et l'écart-type de tous les épisodes identifiés, et ce, pour chaque intervalle de trois heures durant les 48 heures qui précèdent le moment où le niveau d'eau excède de seuil critique de surcote ou de décote spécifique à chaque site. La méthode utilisée est décrite en détail dans la section 2. A ainsi que les raisons justifiant le choix des réanalyses ERA-Interim.

Les cartes des moyennes ainsi obtenues permettent d'identifier les phénomènes météorologiques à grande échelle typiques d'un moment particulier du développement de la surcote ou de la décote. Les cartes d'écart-type donnent une idée du degré de similitude entre les épisodes. Ainsi, des valeurs d'écart-type élevées sont généralement un indice que les conditions varient beaucoup d'un épisode à l'autre.

3.3.1 Les épisodes de surcote

L'examen des chronologies du niveau d'eau résiduel à Umiujaq permet d'identifier 27 épisodes qui respectent le critère de surcote majeure correspondant à un niveau d'eau résiduel supérieur ou égal à 1,0 m (voir Savard, 2016). La date et l'heure du début de ces épisodes figurent au tableau 5. Vu le nombre limité de surcotes majeures, on s'attend à ce que les moyennes et les écart-types des diverses variables météorologiques soient affectées du fait que ces surcotes majeures sont de durées et d'intensités variables.

Les conditions météorologiques moyennes ont été analysées durant la période de 48 heures précédant la surcote majeure, et ce, pour chaque intervalle de trois heures. Seuls les moments les plus révélateurs de l'évolution sont présentés aux figures 26 à 30 inclusivement.

La figure 26a permet de constater que 48 heures avant le début d'une surcote majeure, la baie d'Hudson est sous l'influence d'un faible système de basse pression suivie par une crête de haute pression dont l'axe traverse l'Alberta. La carte des écart-types du géopotential (figure 26b) montre que la disparité entre les épisodes est plus forte pour la dépression que pour la crête. Quant aux vents près de la surface dans la baie d'Hudson (figure 26c) ils soufflent parallèlement à la côte ce qui installe une circulation antihoraire dans la baie, bien que les vitesses typiques des vents inférieurs à 10 nœuds (environ 18 km/h). Les vents sont très faibles au large de la côte est de la baie d'Hudson entre Umiujaq et Ivujivik. Comme c'est souvent le cas lorsque les vents sont relativement faibles, on note une forte variabilité des vents près de la surface entre les épisodes pour tout le secteur de la baie d'Hudson (figure 26d). La carte des vents en altitude (figure 26e) suggère un lent déplacement de la crête et de la dépression.

Tableau 5. Début des épisodes de surcotes majeures à Umiujaq défini lorsque le niveau d'eau résiduel est supérieur ou égal à 1,0 m.

Date	Heure	Niveau d'eau résiduel
1980-09-17	19:00	1,08
1980-09-23	15:00	1,02
1980-10-27	17:00	1,05
1980-11-07	04:00	1,04
1983-10-19	01:00	1,01
1984-09-20	23:00	1,02
1984-10-28	22:00	1,06
1985-10-07	05:00	1,00
1987-11-08	04:00	1,01
1989-09-29	09:00	1,02
1989-11-12	13:00	1,02
1989-11-18	01:00	1,02
1993-09-11	10:00	1,01
1995-10-16	08:00	1,00
1997-11-17	06:00	1,06
1998-11-12	12:00	1,03
2000-09-22	02:00	1,01
2002-11-09	01:00	1,02
2003-08-22	20:00	1,00
2003-10-13	18:00	1,00
2004-09-08	01:00	1,00
2004-11-30	19:00	1,06
2005-11-17	13:00	1,06
2007-09-23	05:00	1,06
2009-11-01	00:00	1,04
2010-10-08	21:00	1,00
2010-12-08	01:00	1,03

Les conditions météorologiques évoluent lentement pendant le jour suivant. Ainsi, 24 heures avant le début de la surcote, la dépression s'est intensifiée et légèrement déplacée tandis que la crête maintient son intensité et se retrouve entre l'Alberta et la Saskatchewan (figure 27a). Les faibles valeurs d'écart-type du géopotentiel montrent que le comportement de la crête est très semblable d'un épisode à l'autre (figure 27b). Les vents près de la surface maintiennent toujours une circulation antihoraire le long des côtes de la baie d'Hudson et de la baie James (figure 27c). Leurs vitesses atteignent typiquement 10 nœuds (18 km/h) dans la plupart des secteurs mais augmentent à 15 nœuds (environ 28 km/h) par endroit dans l'ouest de la baie d'Hudson. Les vents près de la surface varient passablement selon les épisodes dans la baie d'Hudson et la baie James, particulièrement près du centre de la dépression (figure 27d). La bifurcation des vents en altitude au-dessus de la baie d'Hudson laisse entrevoir un déplacement vers le nord-est de la dépression (figure 27e).

Le comportement des deux systèmes météorologiques perdure pour les quelques heures qui suivent. La figure 28a montre que 18 heures avant le début de l'épisode de surcote, la crête est située à ce moment au-dessus de la Saskatchewan tandis que le centre de la dépression a peu bougé mais a continué de s'intensifier. Le contraste accru entre le géopotentiel (lié à la pression) du centre de la dépression et celui de la crête permet à la vitesse des vents près de la surface d'atteindre 15 à 20 nœuds (28 à 37 km/h) sur les parties ouest de la baie James et de la baie d'Hudson (figure 28c). La similitude entre les divers épisodes reste élevée pour le comportement de la crête, augmente pour celui de la dépression (figure 28b) mais reste faible pour la vitesse des vents sur le côté est de la baie d'Hudson (figure 28d). Les vents en altitude présentent peu de changement par rapport à ceux qui prévalaient six heures plus tôt (figure 28e).

À peine 6 heures avant le début de la surcote majeure, la dépression rejoint la côte dans les environs d'Umiujaq et s'est intensifiée au cours des douze dernières heures (figure 29a). Cette carte montre que malgré son faible déplacement, la crête s'est aussi intensifiée. Les vents près de la surface (figure 29c) soufflent à environ 20 nœuds (37 km) sur la portion centrale de baie d'Hudson et jusqu'à 30 nœuds (55 km/h) dans la baie James. En divers points de la baie d'Hudson la direction des vents fait en sorte que la circulation antihoraire s'accroît et se dirige vers la baie James. La disparité entre les épisodes est plus grande sur le long côté nord-est de la baie d'Hudson (figure 29d), les vents étant un peu plus faibles dans ce secteur.

Au moment où le niveau d'eau atteint le critère de surcote majeure, la figure 30a montre que le centre de la dépression est situé à l'intérieur des terres dans le nord du Québec et qu'il influence toujours la région d'Umiujaq. On note que la crête de haute pression qui traverse le Manitoba s'est légèrement intensifiée aux cours des dernières heures. Le fort contraste entre la pression du centre de la crête et le centre de la dépression a permis de maintenir des vents près de la surface supérieurs à 20 nœuds (37 km/h) sur une large portion de la baie d'Hudson mais qui augmentent à 25 nœuds (46 km/h) au large d'Umiujaq et à 30 nœuds (55 km/h) dans la baie James (figure 30c). La direction des vents, qui varie entre le nord-ouest le nord, favorise l'arrivée des eaux dans la baie James. La carte 30d permet de constater que les vents près de la surface varient fortement d'un épisode à l'autre dans la partie est de la baie d'Hudson.

En résumé, les épisodes de surcotes majeures à Umiujaq sont initiés grâce à la présence d'une faible dépression située sur la baie d'Hudson. Durant les 48 heures précédant l'épisode, cette dépression se déplacera très lentement en s'intensifiant pour finalement rejoindre la côte dans la région d'Umiujaq environ six heures avant que les niveaux d'eau n'atteignent le seuil de surcote majeure. Par conséquent, l'effet de baromètre inversé contribue à la hausse des niveaux d'eau. Derrière cette dépression, une crête de haute pression, initialement positionnée sur l'Alberta, rejoint le Manitoba au terme de la période de 48 heures tout en conservant sensiblement la même intensité. Dès le début de la période de 48 heures, le positionnement de ces deux systèmes météorologiques induit, près de la surface, une circulation antihoraire autour de la baie d'Hudson – et éventuellement autour de la baie James – causée par les vents qui soufflent parallèlement à la côte. Le rapprochement de la crête combinée à l'intensification de la dépression crée les conditions nécessaires à l'augmentation des vents dans la baie d'Hudson. En 48 heures la vitesse typique des vents passe de 18 km/h à environ 46 km/h mais peut atteindre 55 km/h dans la baie James dans les dernières précédant la surcote. Cette circulation favorise l'arrivée des eaux dans la baie James et leur remontée le long de la côte vers Umiujaq.

3.3.2 Les épisodes de décote

L'examen des chronologies du niveau d'eau résiduel à Umiujaq permet d'identifier 23 épisodes qui respectent le critère de décote majeure correspondant à un niveau d'eau résiduel inférieur ou égal à -0,65 m (voir Savard, 2016). La date et l'heure du début de ces épisodes figurent au tableau 6. Comme dans le cas des surcotes, on s'attend à ce que les moyennes et les écart-types des diverses variables météorologiques soient affectées du fait que ces décotes majeures soient de durées et d'intensités variables.

La carte 31a montre un petit anticyclone en formation sur le nord-est du Manitoba et qui est lié par une crête à un anticyclone plus vaste centré sur le milieu de la côte est américaine. Dû au positionnement de l'anticyclone manitobain, les vents près de la surface soufflent typiquement du nord-ouest à environ 10 nœuds (18 km/h) sur l'ensemble de la baie d'Hudson et de la baie James (figure 31c) tandis que les vents sont calmes au Manitoba et en Ontario dans l'axe de la crête. Grâce à la carte 31d, on note une importante disparité entre les épisodes pour les vents dans la baie d'Hudson tandis que le consensus est fort pour les vents calmes dans l'anticyclone et la crête. Un coup d'œil sur les vents en altitude (figure 31e) permet d'entrevoir un déplacement lent de l'anticyclone du Manitoba vers le sud-est.

Durant les 24 heures suivantes, l'anticyclone s'intensifie et se déplace effectivement sud-est (figure 32a). Ainsi, 24 heures avant le début d'une décote majeure, tout le secteur de la baie d'Hudson et de la baie James est sous l'influence de l'anticyclone. À l'arrière de ce dernier, on peut constater l'apparition d'un faible creux dépressionnaire sur le flanc est des Rocheuses canadiennes et américaines. La figure 32b montre que le comportement du creux varie beaucoup selon les épisodes mais que celui de l'anticyclone est assez similaire d'un cas à l'autre. Les vents près de la surface sont calmes près de la côte ontarienne, proviennent du nord-est dans la baie James, mais soufflent à environ 10 nœuds (18 km/h) en direction des rives pour tous les autres secteurs de la baie d'Hudson (figure 32c). Comme c'est souvent le cas lorsque les vitesses sont plutôt faibles, les vents près de la surface varient passablement selon les épisodes (figure 32d). Selon la carte des vents en altitude, l'anticyclone devrait poursuivre son trajet vers le sud-est (figure 32e).

L'examen des conditions 12 heures avant le début de la décote montre que le centre de l'anticyclone se situe sur le nord du Québec et a traversé la côte dans les environs d'Umiujaq dans les dernières heures tout en poursuivant son intensification (figure 33a). De plus, on constate que le creux de basse pression s'est aussi déplacé en s'intensifiant quelque peu. D'ailleurs une faible dépression centrée sur le sud du Manitoba commence à s'y développer. Contrairement à l'anticyclone, le stade de développement de cette dépression varie beaucoup selon les épisodes (figure 33b). Dans la région d'Umiujaq, les vents près de la surface sont calmes tandis que dans les autres parties de la baie d'Hudson, les vents soufflent dans des directions qui favorisent l'éloignement des masses d'eau d'Umiujaq (figure 33c): des vents du sud-est d'environ 20 nœuds (37km/h) dans la partie ouest et des secteurs sud et sud-ouest à 10 nœuds (18 km/h) dans la partie nord. Les vents près de la surface présentent encore une forte variabilité au-dessus de la baie d'Hudson selon les épisodes (figure 33d). La carte des vents en altitude (figure 33e) indique que la faible dépression tend à se diriger vers la baie d'Hudson et que l'anticyclone poursuit son chemin vers le sud-est.

Tableau 6. Début des épisodes de décotes majeures à Umiujaq défini lorsque le niveau d'eau résiduel est inférieur ou égal à -0,65 m.

Date	Heure	Niveau d'eau résiduel
1982-09-29	22:00	-0,66
1983-09-18	18:00	-0,68
1983-11-24	10:00	-0,67
1985-10-29	17:00	-0,68
1986-09-02	22:00	-0,68
1987-11-16	09:00	-0,68
1988-10-15	23:00	-0,69
1989-10-28	10:00	-0,67
1990-09-30	17:00	-0,68
1991-10-23	14:00	-0,69
1991-10-28	13:00	-0,66
1993-09-30	23:00	-0,67
1995-10-21	19:00	-0,70
1997-10-13	07:00	-0,66
1998-10-06	20:00	-0,67
1998-10-15	18:00	-0,66
2005-10-06	22:00	-0,67
2005-11-16	15:00	-0,65
2006-11-29	12:00	-0,66
2007-10-03	02:00	-0,66
2007-10-07	20:00	-0,67
2010-10-06	07:00	-0,67
2011-11-28	12:00	-0,70

Au moment où les niveaux d'eau franchissent le seuil de décote majeure à Umiujaq, le centre l'anticyclone se trouve près du Labrador tandis que la dépression s'est déplacée vers le nord-est le long de la frontière Manitoba-Ontario (figure 34a). Les deux systèmes météorologiques ont pu s'intensifier au cours des dernières heures. Il appert que l'intensité de la dépression soit, à ce stade, encore très variable d'un cas à l'autre (figure 34b). Le rapprochement et l'intensification des deux systèmes ont engendré un contraste de pression suffisant entre leurs centres respectifs pour permettre l'accélération des vents près de la surface sur toute la baie d'Hudson. Ainsi, la figure 34c montre que les vents du sud-est soufflent typiquement de 10 à 20 nœuds (18 à 37 km/h) avec toutefois des disparités importantes selon les épisodes, surtout sur l'ouest de la baie d'Hudson (figure 34d). Cette circulation des vents contribue à éloigner les masses d'eau des rives d'Umiujaq.

En fin de compte, l'effet de baromètre inversé joue un rôle prépondérant dans l'établissement d'une décote majeure. Durant les 48 heures qui précèdent le début de la décote majeure, un faible anticyclone, initialement centré sur le Manitoba, traverse la baie d'Hudson en s'intensifiant et pénètre à l'intérieur des terres dans les environs d'Umiujaq pour se retrouver

près du Labrador au moment où les niveaux d'eau franchissent le seuil de décote majeure. Durant les premières 24 heures de cette période, les vents près de la surface demeurent relativement faibles - autour de 18km/h. Entre 24 à 12 heures avant la décote, les vents tombent dans la région d'Umiujaq et la direction des vents dans les autres secteurs de la baie d'Hudson change pour souffler en direction des côtes. Dans les dernières 12 heures, le développement d'une faible dépression centrée sur la Manitoba favorise l'établissement des vents du sud-est à la grandeur de la baie d'Hudson. Ces vents, qui peuvent atteindre 37 km/h par endroits au moment de la décote, contribuent à pousser les eaux dans la direction opposée à Umiujaq. Si le comportement de l'anticyclone est très similaire d'un épisode à l'autre, ce n'est pas le cas pour le développement de la dépression sur le Manitoba qui varie beaucoup selon les cas. Par conséquent, la vitesse des vents sur la baie d'Hudson varie également selon les événements de décote.

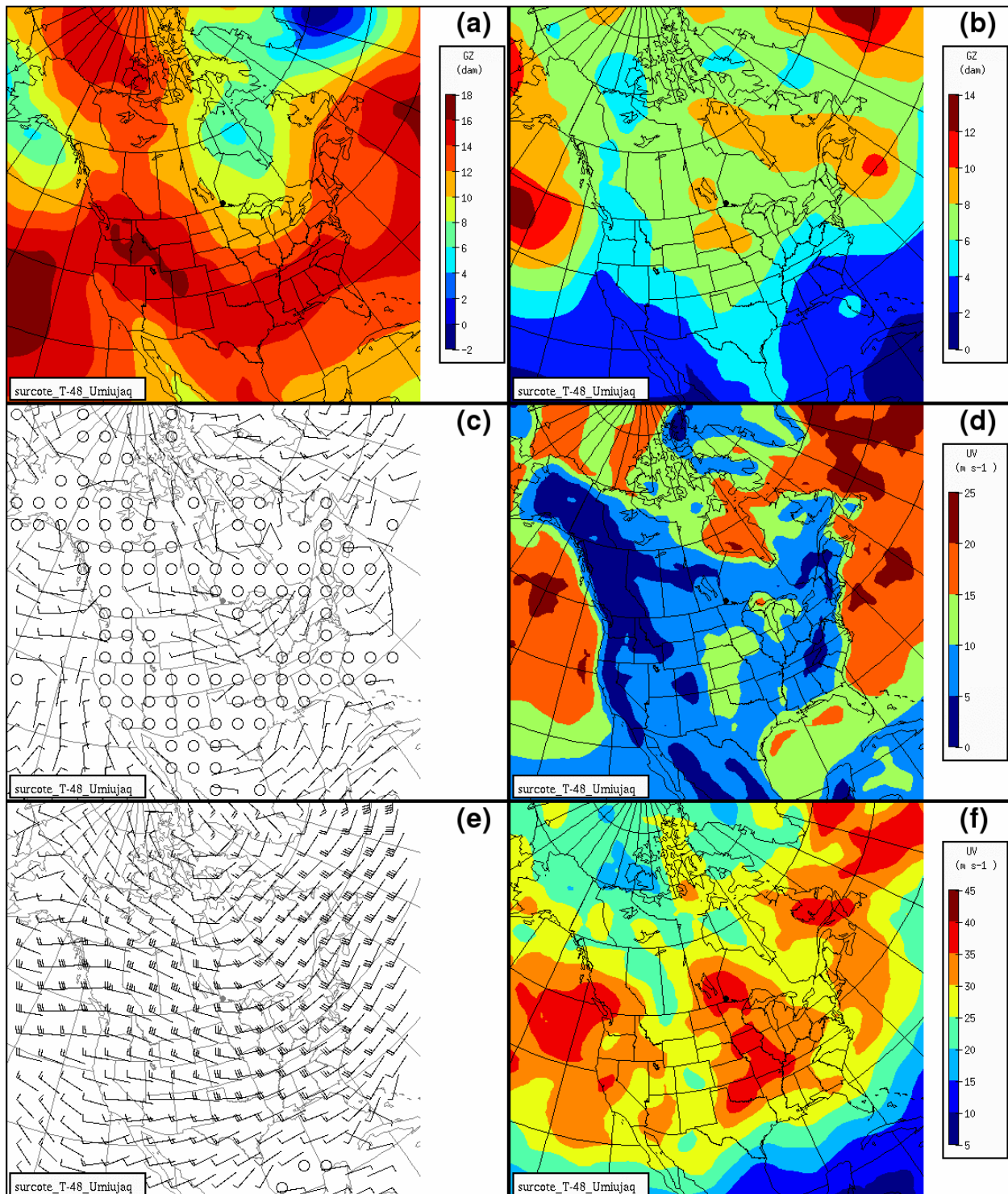


Figure 26. Conditions météorologiques typiques 48 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 1,0 m à Umiujaq d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

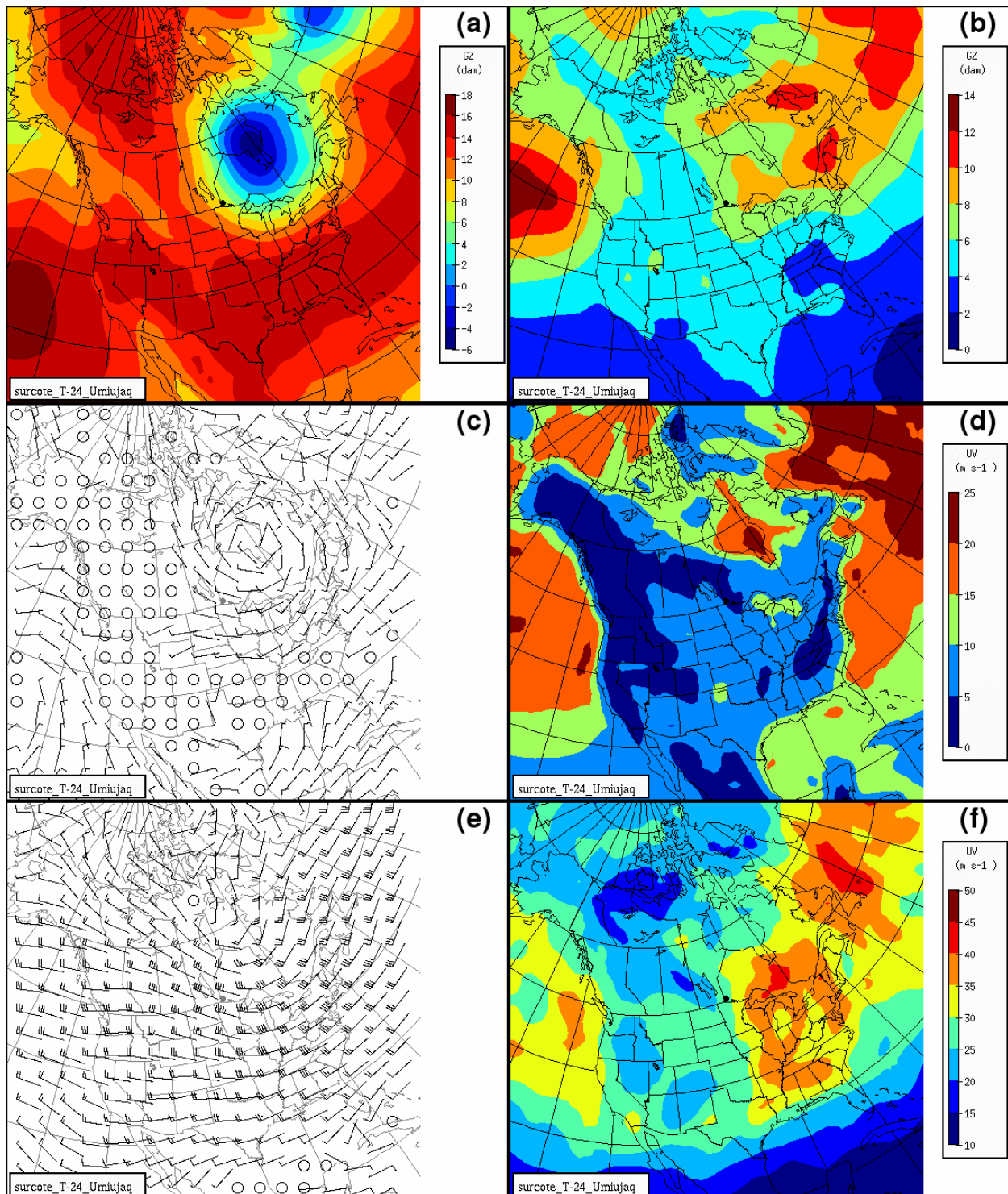


Figure 27. Conditions météorologiques typiques 24 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 1,0 m à Umiujaq d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

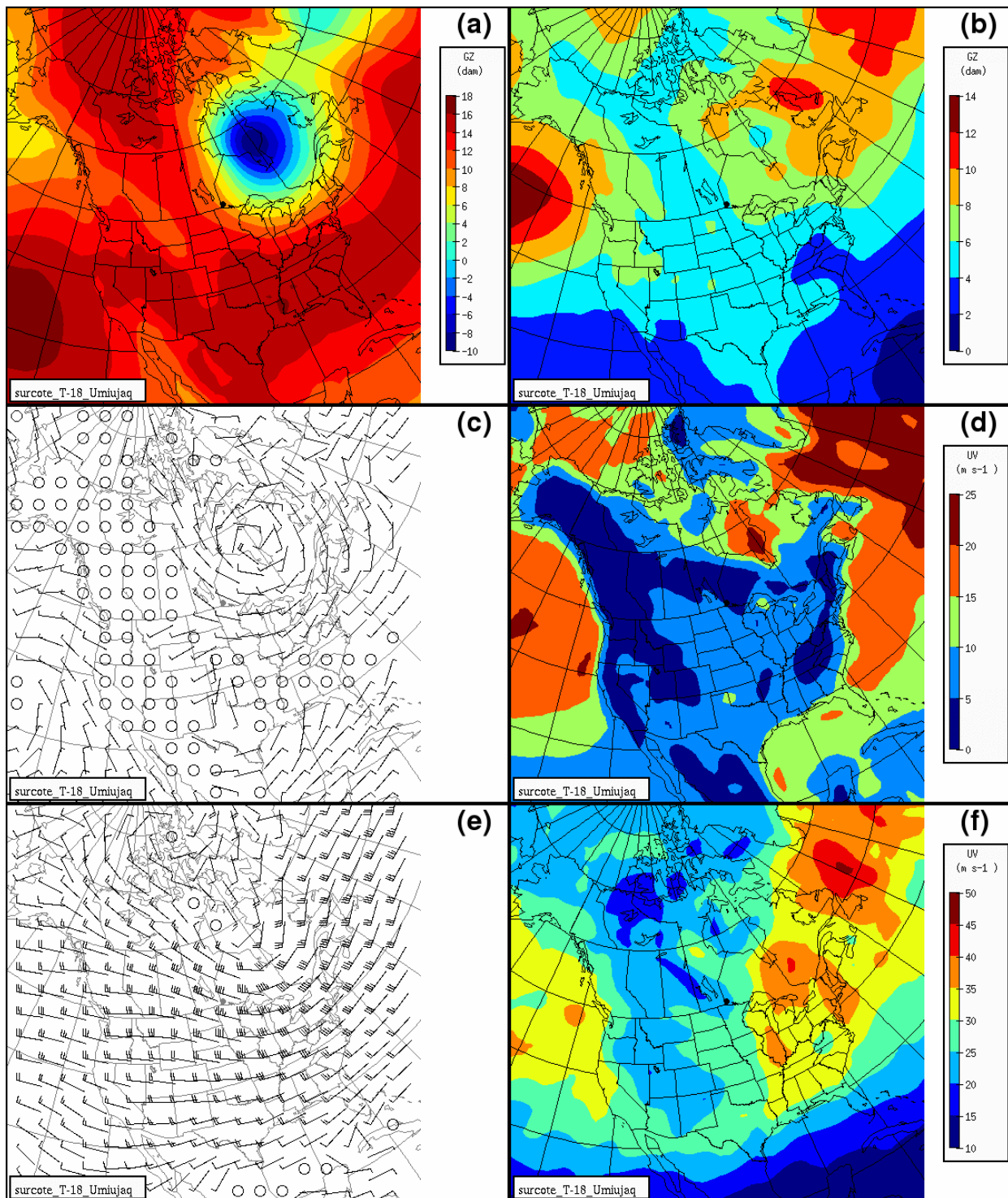


Figure 28. Conditions météorologiques typiques 18 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 1,0 m à Umiujaq d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

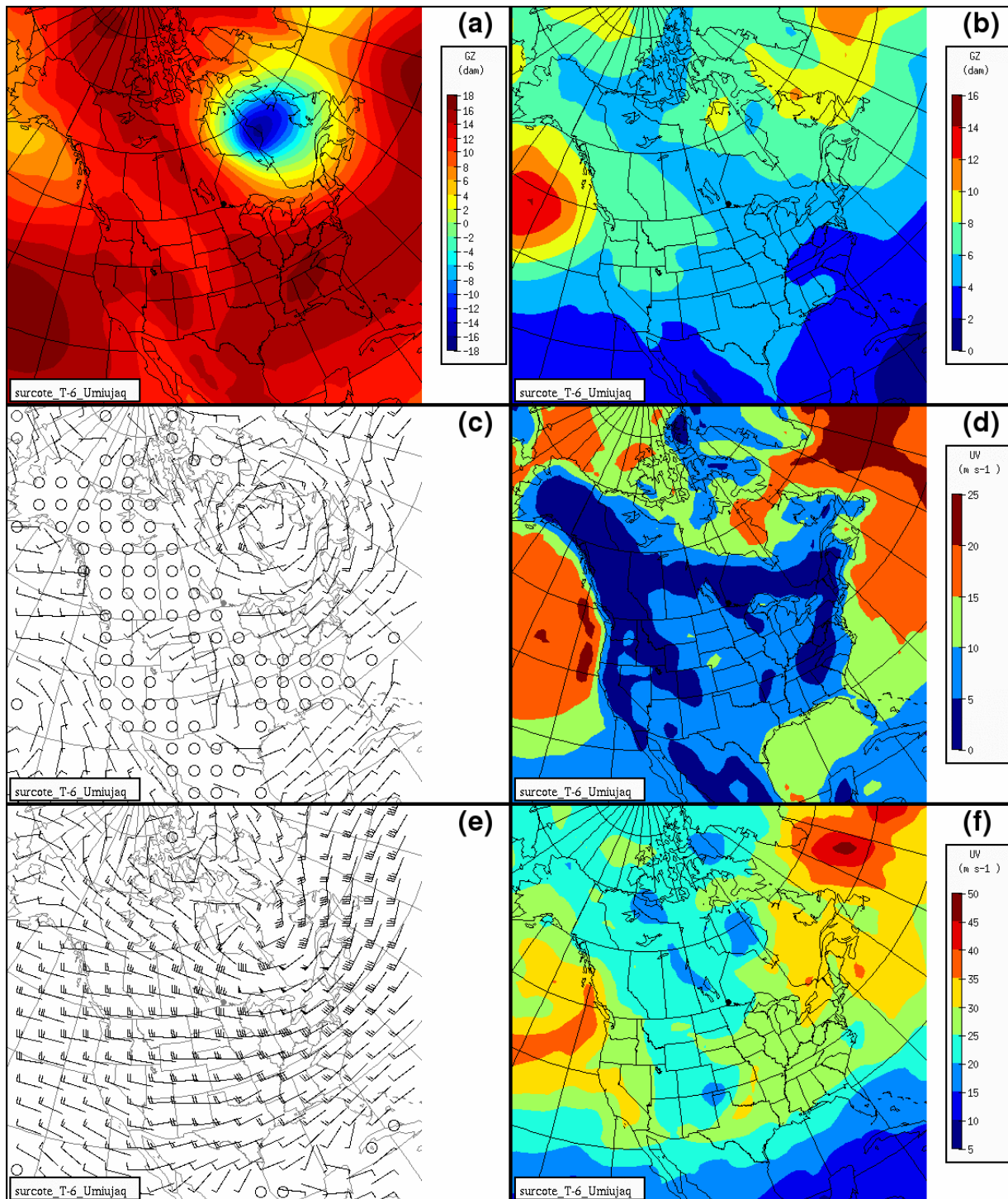


Figure 29. Conditions météorologiques typiques 6 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 1,0 m à Umiujaq d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbeles indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

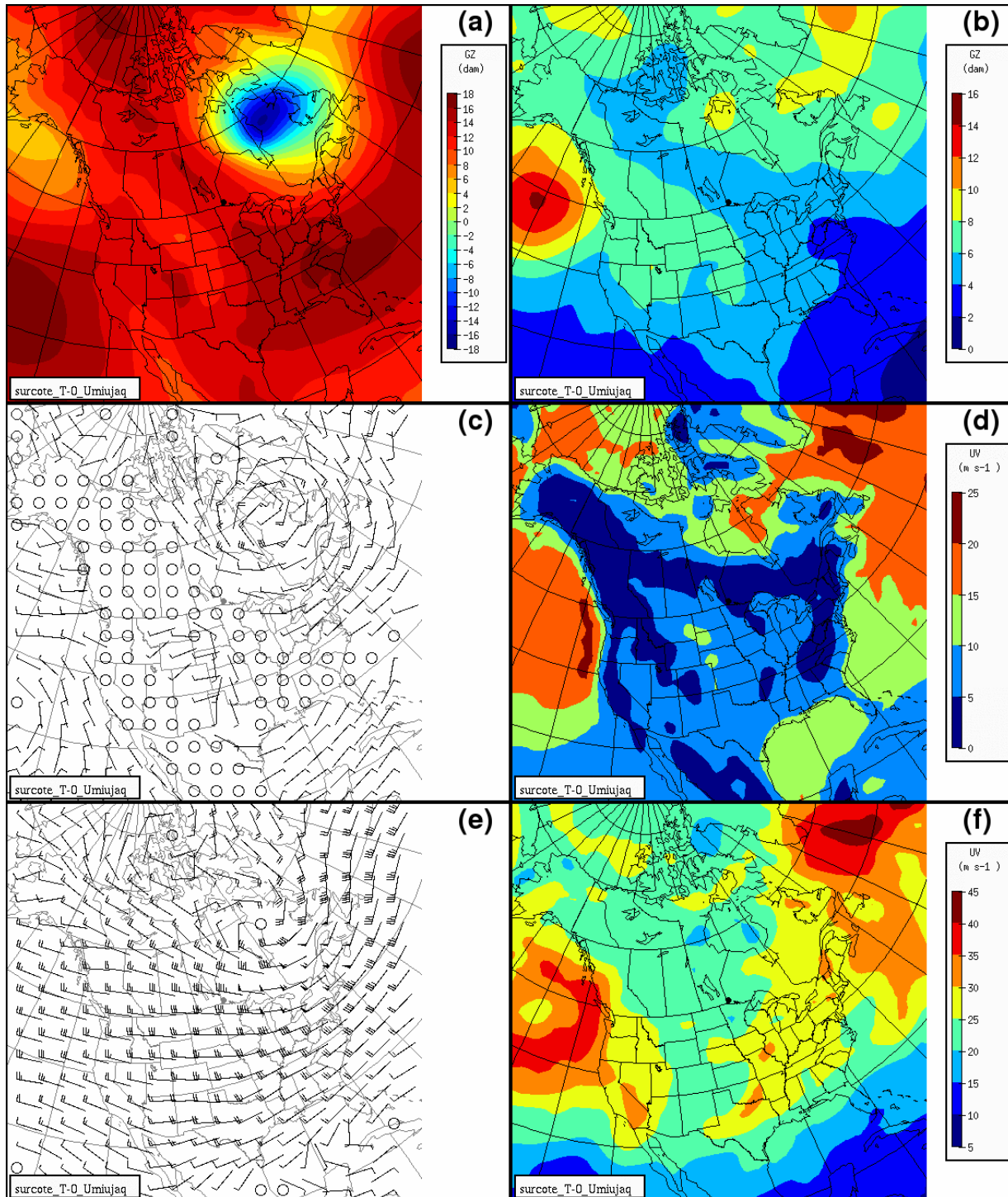


Figure 30. Conditions météorologiques typiques au début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 1,0 m à Umiujaq d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

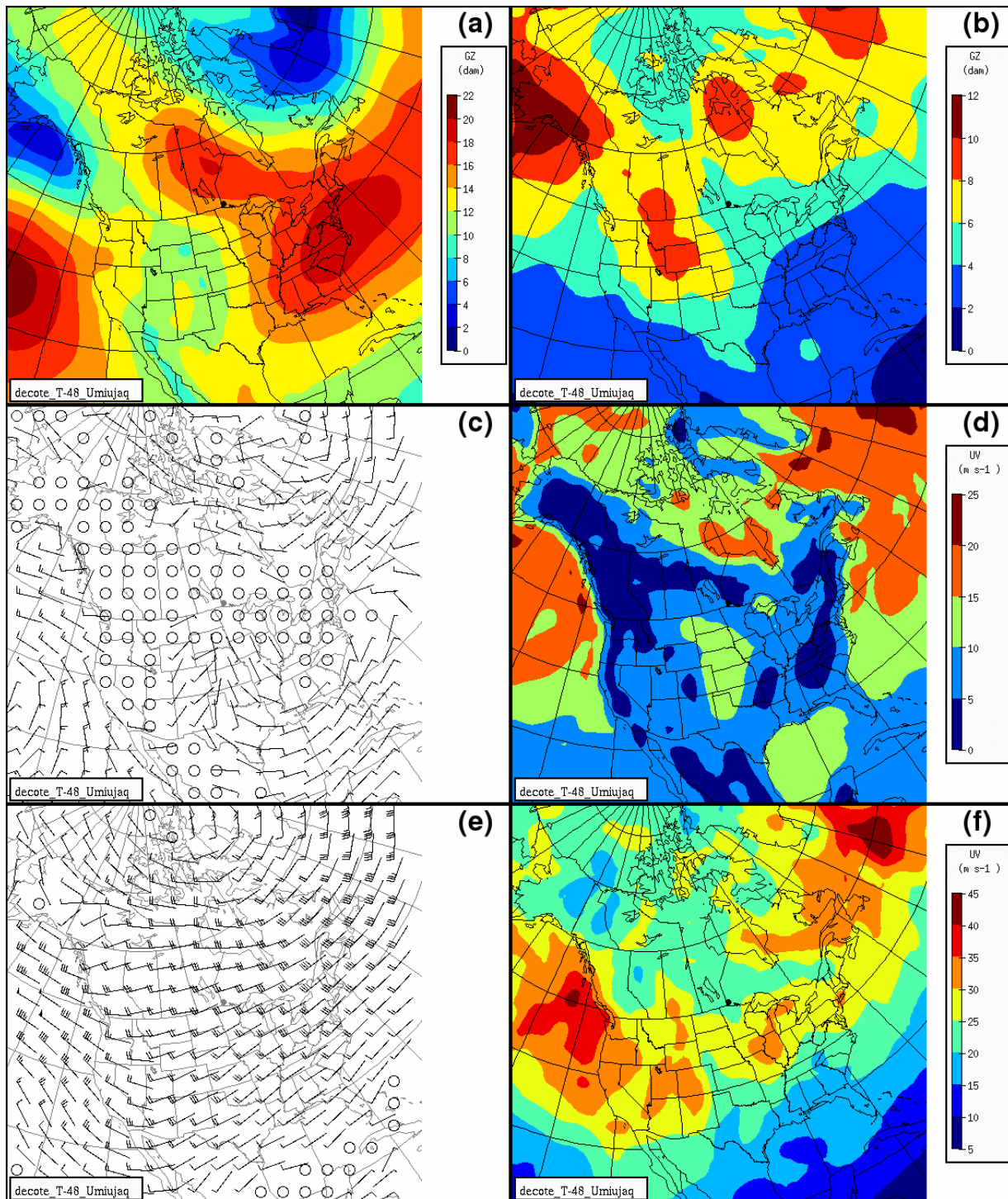


Figure 31. Conditions météorologiques typiques 48 heures avant le début d'un épisode de décote inférieur ou égal à $-0,65$ m à Umiujaq d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décimètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décimètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbuies indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

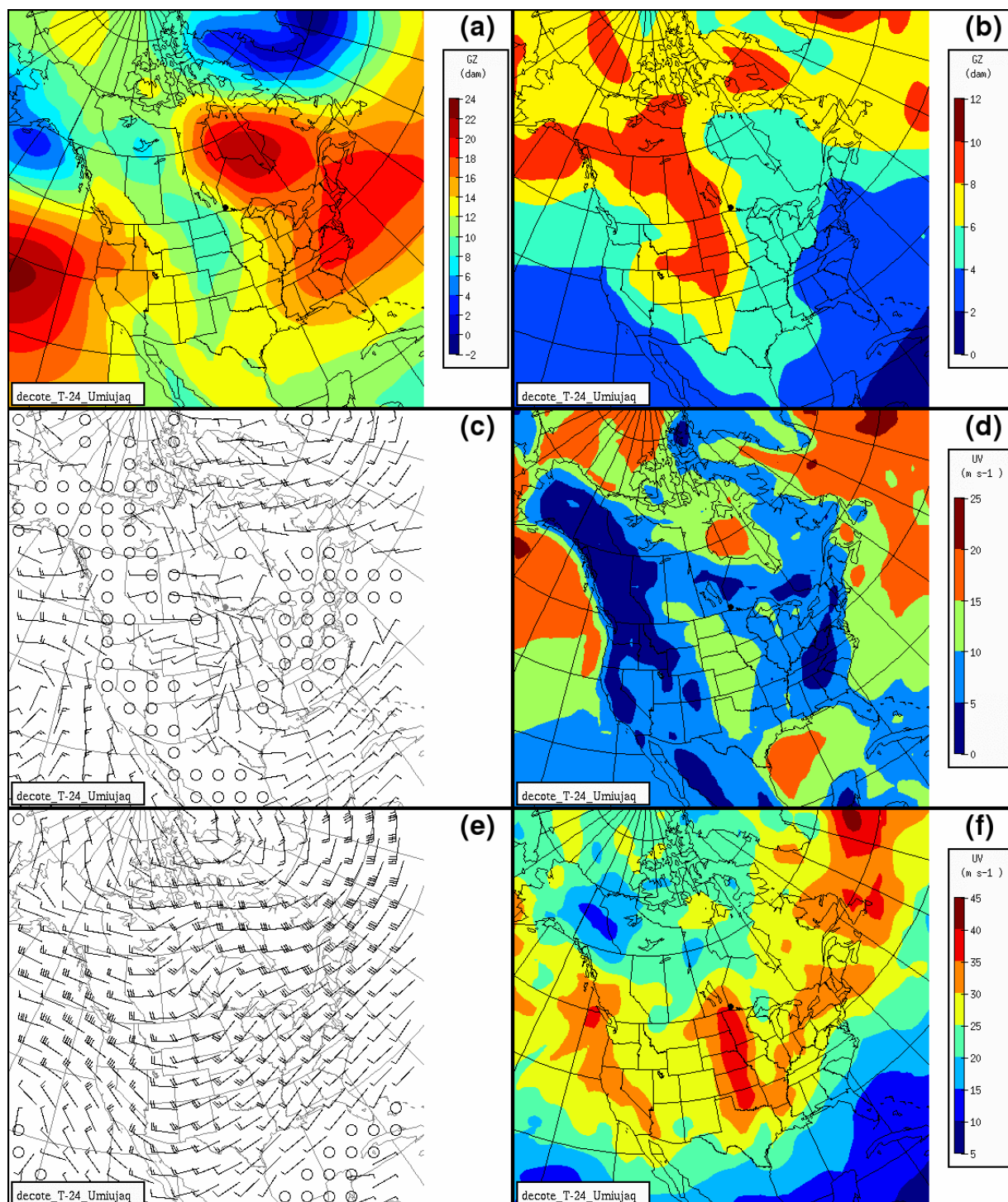


Figure 32. Conditions météorologiques typiques 24 heures avant le début d'un épisode de décote inférieur ou égal à $-0,65$ m à Umiujaq d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

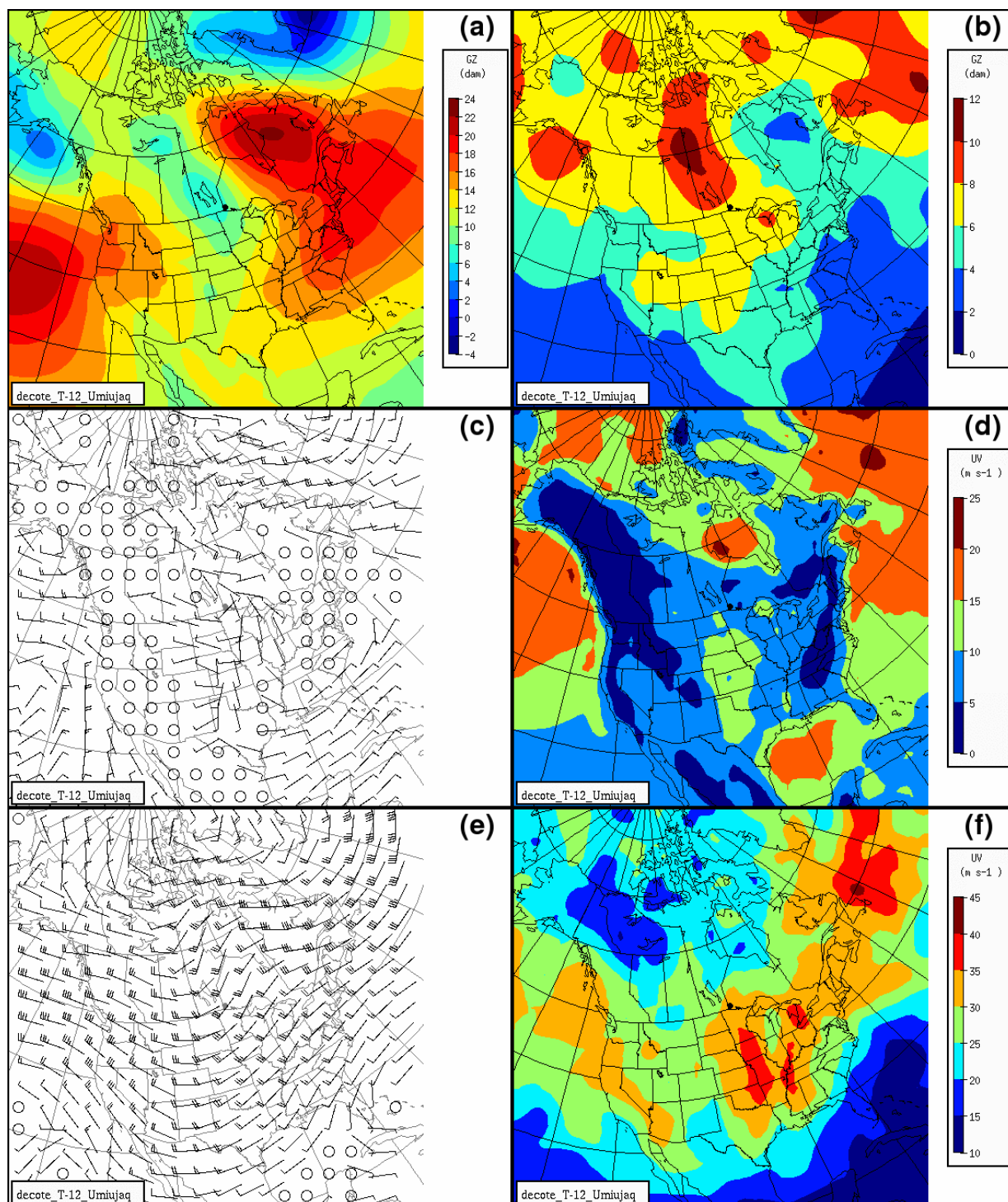


Figure 33. Conditions météorologiques typiques 12 heures avant le début d'un épisode de décote inférieur ou égal à $-0,65$ m à Umiujaq d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décimètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décimètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

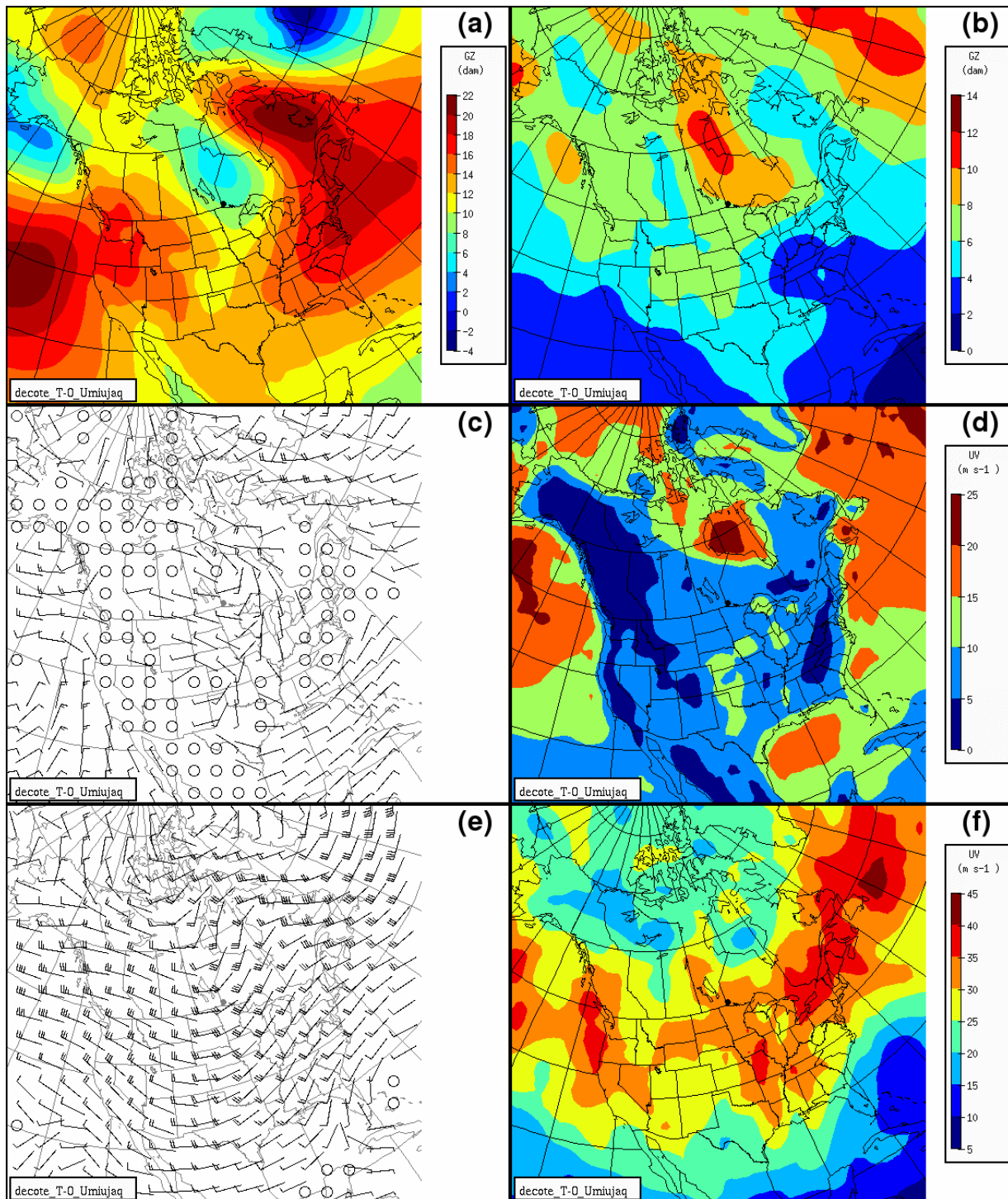


Figure 34. Conditions météorologiques typiques au début d'un épisode de décote inférieur ou égal à $-0,65$ m à Umiujaq d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

3.4 Conditions météorologiques continentales typiques précédant les surcotes et décotes à Ivujivik

L'étude des événements météorologiques dans les 48 heures qui précèdent les épisodes de surcote ou de décote est basée sur le sous-ensemble de données des réanalyses ERA-Interim qui a aussi servi à alimenter l'algorithme de suivi des tempêtes (voir Savard, 2016). Ces variables sont : le géopotential à 1000 hPa qui est étroitement lié à la pression atmosphérique, le vent à 1000 hPa pour comprendre le comportement du vent près de la surface de la mer et, finalement, le vent à 500 hPa car le déplacement des systèmes météorologiques est fortement influencé par la circulation atmosphérique à une altitude plus élevée.

Pour chaque variable météorologique mentionnée précédemment, nous avons calculé la moyenne et l'écart-type de tous les épisodes identifiés, et ce, pour chaque intervalle de trois heures durant les 48 heures qui précèdent le moment où le niveau d'eau excède de seuil critique de surcote ou de décote spécifique à chaque site. La méthode utilisée est décrite en détail dans la section 2 ainsi que les raisons justifiant le choix des réanalyses ERA-Interim.

Les cartes des moyennes ainsi obtenues permettent d'identifier les phénomènes météorologiques à grande échelle typiques d'un moment particulier du développement de la surcote ou de la décote. Les cartes d'écart-type donnent une idée du degré de similitude entre les épisodes. Ainsi, des valeurs d'écart-type élevées sont généralement un indice que les conditions varient beaucoup d'un épisode à l'autre.

3.4.1 Les épisodes de surcote

L'examen des chronologies du niveau d'eau résiduel à Ivujivik permet d'identifier 17 épisodes qui respectent le critère de surcote majeure correspondant à un niveau d'eau résiduel supérieur ou égal à 0,65 m (voir Savard, 2016). La date et l'heure du début de ces épisodes figurent au tableau 7. Vu le nombre limité de surcotes majeures, on s'attend à ce que les moyennes et les écart-types des diverses variables météorologiques soient affectées du fait que ces surcotes majeures sont de durées et d'intensités variables.

Les conditions météorologiques moyennes ont été analysées durant la période de 48 heures précédant la surcote majeure, et ce, pour chaque intervalle de trois heures. Seuls les moments les plus révélateurs de l'évolution sont présentés aux figures 35 à 39 inclusivement.

Pratiquement toute la baie d'Hudson est sous l'influence d'une dépression dont le centre se situe près de l'entrée nord-ouest de la baie James (figure 35a) 48 heures avant le début de la surcote. Les fortes valeurs d'écart-type du géopotential (figure 35b) sur la moitié est de la baie d'Hudson et sur le Québec suggèrent que l'étendue et l'intensité de la dépression varient passablement d'un épisode à l'autre. Selon la carte 35c, la vitesse typique des vents dans la région est de 10 nœuds (18 km/h). On remarque que les vents près de la surface proviennent du sud-est dans le détroit d'Hudson, dans le bassin de Foxe et au large de la côte du Nunavik mais soufflent du nord-est sur le côté ouest de la baie d'Hudson. Cela fait en sorte qu'une circulation antihoraire des vents autour de la baie d'Hudson semble sur le point de s'installer. On note également une plus grande disparité entre les événements pour les vents près de la surface dans la baie d'Hudson et le bassin de Foxe (figure 35d). Les vents du sud-ouest sont relativement faibles en altitude (figure 35e) et laissent entrevoir un lent déplacement de la dépression vers le nord-est.

Tableau 7. Début des épisodes de surcotes majeures à Iqviq défini lorsque le niveau d'eau résiduel est supérieur ou égal à 0,65 m.

Date	Heure	Niveau d'eau résiduel
1980-11-07	21:00	0,65
1984-10-29	12:00	0,71
1988-10-27	20:00	0,66
1989-11-12	15:00	0,67
1989-11-18	15:00	0,67
1996-09-29	19:00	0,66
1997-10-15	00:00	0,66
2001-10-16	11:00	0,68
2002-09-22	05:00	0,69
2003-09-21	04:00	0,67
2003-10-14	21:00	0,65
2003-11-20	18:00	0,66
2004-09-08	12:00	0,66
2004-10-03	20:00	0,65
2004-10-18	08:00	0,67
2008-01-31	23:00	0,66

Les conditions météorologiques 36 heures avant la décote montrent que la dépression s'est intensifiée bien que son déplacement soit minime (figure 36a). Il y a peu de changement dans la direction des vents près de la surface (figure 36c) dans le détroit d'Hudson et le bassin de Foxe où l'on commence à voir des vitesses typiques de 15 nœuds (28 km/h). Sur cette même figure, on remarque beaucoup plus clairement les directions des vents parallèles aux rives de la baie d'Hudson et la baie James qui induisent une circulation antihoraire. Par rapport aux heures précédentes, il y a peu de changement dans la région au niveau des différences entre les épisodes pour le comportement de la dépression (figure 36b), les vents près de la surface (figure 36d). Vu les vents en altitude (figure 36e), on s'attend à ce que la dépression conserve la même trajectoire.

L'évolution de la dépression au cours des 24 prochaines heures est marquée par la continuité. Ainsi, 18 heures avant le début de la surcote, la dépression a poursuivi son intensification et son centre se situe aux environs d'Inukjuag. De plus, on remarque que les zones de haute pression qui entourent la dépression se sont aussi intensifiées (figure 37a). L'allure particulière du patron de l'écart-type du géopotential laisse croire que l'étendue et l'intensité de la dépression varie beaucoup selon les épisodes. Le contraste ainsi créé entre la pression centrale de la dépression et celle des zones de haute pression environnantes permet aux vents près de la surface d'atteindre des vitesses typiques de 20 nœuds (37 km/h) presque partout dans la baie d'Hudson (figure 37c). On assiste donc à une intensification de la circulation antihoraire dans la baie d'Hudson et la baie James, bien que variable d'un cas à l'autre (figure 37d). La figure 37c montre que les vents près de la surface du sud-est persistent dans le détroit d'Hudson et le bassin de Foxe à des vitesses d'environ 15 à 20 nœuds (28 à 37 km/h). Il y a peu de changement du côté des vents en altitude (figure 37e).

À peine 12 heures avant le début de la surcote à Ivujivik, on voit que le centre de la dépression continue sa remontée vers le long des côtes du Nunavik tout en s'intensifiant (figure 38a). En périphérie de la dépression, les zones de haute pression prennent également de l'ampleur. On voit sur la figure 36c que les vents près de la surface soufflent toujours du sud-est dans le détroit d'Hudson de même que dans le bassin de Foxe où les vitesses atteignent 25 nœuds (46 km/h) par endroits. Sur moitié sud de la baie d'Hudson, les vents proviennent du nord-ouest et peuvent atteindre 25 à 30 nœuds (46 à 56 km/h) le long de la côte. La variabilité des vents sur la baie d'Hudson demeure élevée selon les épisodes (figure 38c).

Au moment où les niveaux d'eau franchissent le seuil de surcote majeure à Ivujivik, le centre de la dépression se situe entre Ivujivik et l'île Southampton (figure 39a). À l'instar des zones de haute pression environnantes, la dépression a cessé de s'amplifier. Sur la figure 39c, on voit que les vents près de la surface proviennent encore grosso modo du secteur sud-est dans le bassin de Foxe mais qu'ils commencent à changer de direction dans le détroit d'Hudson. Les vents du nord-ouest dominant toujours sur une grande portion de la baie d'Hudson avec des vitesses pouvant atteindre 30 nœuds (56 km/h) dans le sud de la baie. C'est au voisinage du centre de la dépression que les vents diffèrent le plus d'un épisode à l'autre (figure 39d).

En résumé, pendant les 48 heures qui précèdent un épisode de surcote majeure à Ivujivik, une dépression, centrée initialement près de l'entrée de la baie James, se déplace lentement vers le nord-est pour atteindre l'entrée de la baie d'Hudson au large d'Ivujivik. Son intensification, tout au long de sa trajectoire, fait en sorte que l'effet de baromètre inversé est un mécanisme important dans le développement de la surcote. Dû à la position de la dépression durant ces 48 heures, les vents près de la surface soufflent du sud-est de façon prolongée dans le détroit d'Hudson ainsi que dans le bassin de Foxe. Durant les dernières 24 heures précédant le début de la surcote, les vitesses atteintes dans ces régions varient de 28 à 46 km/h selon le moment et l'endroit. Cela favorise l'arrivée à Ivujivik des masses d'eaux en provenance du détroit d'Hudson mais aussi du canal de Foxe. La remontée des eaux le long de la côte du Nunavik contribue aussi à la hausse des niveaux d'eau à Ivujivik. Celle-ci est favorisée par une circulation antihoraire dans la baie d'Hudson et la baie James induite par les vents soufflant parallèlement à la côte durant presque toute la période de 48 heures. Cette circulation s'intensifie durant les dernières 24 heures, surtout dans le sud de la baie d'Hudson où les vents peuvent atteindre des vitesses typiques de 56 km/h.

3.4.2 Les épisodes de décote

L'examen des chronologies du niveau d'eau résiduel à Ivujivik permet d'identifier 21 épisodes qui respectent le critère de décote majeure correspondant à un niveau d'eau résiduel inférieur ou égal à -0,45 m (voir annexe 2a). La date et l'heure du début de ces épisodes figurent au tableau 8. Comme dans le cas des surcotes, on s'attend à ce que les moyennes et les écart-types des diverses variables météorologiques soient affectées du fait que ces décotes majeures soient de durées et d'intensités variables.

Les conditions météorologiques moyennes ont été analysées durant la période de 48 heures précédant la décote majeure, et ce, pour chaque intervalle de trois heures. Seuls les moments les plus révélateurs de l'évolution sont présentés aux figures 40 à 45 inclusivement.

Tableau 8. Début des épisodes de décotes majeures à Iqviq défini lorsque le niveau d'eau résiduel est inférieur ou égal à -0,45 m.

Date	Heure	Niveau d'eau résiduel
1979-11-02	02:00	-0,46
1982-09-30	15:00	-0,46
1982-11-06	14:00	-0,45
1983-09-19	03:00	-0,45
1983-11-24	13:00	-0,46
1983-12-22	20:00	-0,46
1987-03-02	10:00	-0,46
1989-10-28	15:00	-0,48
1991-10-06	15:00	-0,48
1991-11-02	18:00	-0,45
1995-10-22	01:00	-0,46
1997-10-13	06:00	-0,49
1998-02-28	05:00	-0,50
1998-03-01	00:00	-0,47
2002-03-10	09:00	-0,45
2003-11-25	04:00	-0,46
2005-10-07	06:00	-0,48
2005-11-17	00:00	-0,45
2007-09-22	17:00	-0,46
2008-11-09	05:00	-0,45
2010-12-06	05:00	-0,45

La figure 40a indique qu'en moyenne, 48 heures avant le début d'une décote à Iqviq, la baie d'Hudson est sous l'influence d'une crête de haute pression centrée sur le Nunavik et qui se prolonge sur le Nunavut. Au sud de ce système, on retrouve une dépression dans la région des Grands Lacs centrée en moyenne sur le Wisconsin. La carte 40b montre que le consensus entre les épisodes est plus élevé pour la crête que pour la dépression. Dû à la position de la crête, les vents près de la surface (figure 40c) sont très faibles sur la baie d'Hudson mais soufflent du nord-ouest dans le bassin de Foxe et le détroit d'Hudson à des vitesses typiques de 10 nœuds (18 km/h). Par contre, les vents fluctuent beaucoup d'un épisode à l'autre sur la baie d'Hudson (figure 40d). D'après les vents en altitude (figure 40e), on s'attend à ce que la crête glisse en direction est-sud-est et que la dépression monte vers le nord-est.

Le déplacement escompté des deux systèmes météorologiques se confirme lorsque l'on examine les conditions qui prévalent 36 heures avant la décote. La figure 41a montre que la crête de haute pression qui traverse l'entrée de la baie d'Hudson s'est légèrement affaiblie tandis que le centre de la dépression est passé du côté nord-est des Grands Lacs. À ce sujet, on remarque la forme oblongue du cœur de la dépression qui s'étend du Lac Supérieur jusqu'au sud de la baie James. De plus, cette même région se distingue par des valeurs plus

élevées de l'écart-type du géopotential dénotant une forte disparité entre les épisodes de décote. Cela laisse à penser que le déplacement de la dépression ne serait pas systématique. Ce n'est pas en soit une surprise car cette région est connue comme étant une zone de dissipation des dépressions en provenance du Colorado et que celles qui poursuivent leur trajectoire en s'intensifiant ont généralement bénéficié d'un apport d'énergie lors de leur passage sur les Grands Lacs lorsque ceux-ci sont libres de glace en hiver. En regardant les dates de début de décotes du tableau 8, on peut concevoir que cela a pu se produire pour certains épisodes. Quand la dépression se rapproche de la crête, le contraste de pression entre les centres des deux systèmes permet l'augmentation des vents d'est jusqu'à environ 20 nœuds (37 km/h) sur la moitié sud de la baie d'Hudson (figure 41c). Les vents près de la surface demeurent très faibles dans le nord de la Baie d'Hudson et dans le bassin de Foxe mais semblent diminuer dans le détroit d'Hudson. Les vents près de la surface diffèrent passablement d'un épisode à l'autre (figure 41d). Il y a peu de changement en ce qui a trait aux vents en altitude (figure 41e).

Il semble que 30 heures avant le début de la décote à Ivujivik, la crête de haute pression située sur le nord de la baie d'Hudson soit en moyenne alignée avec le détroit d'Hudson (figure 42a). Cette même figure montre que le centre de la dépression est situé en moyenne très près de la rive sud de la baie James et qu'elle s'est intensifiée. Toutefois, deux zones de forte disparité qui apparaissent sur la figure 42b suggèrent d'importantes différences entre les épisodes dans les comportements des systèmes météorologiques. Premièrement, la zone située sur la baie James donne à penser que l'intensification de la dépression et son déplacement dans ce secteur sont plutôt le fait de quelques épisodes plus intenses qui teignent la moyenne. La seconde zone de disparité située sur la frontière Manitoba-Ontario est l'expression d'un comportement distinct pour un certain nombre de cas. Concernant les vents près de la surface (figure 42c), on note peu de changement par rapport aux heures précédentes; les vents sont très faibles sur le nord de la baie et le détroit d'Hudson de même que dans le bassin de Foxe tandis que les vents du nord-est soufflant à 20 nœuds (37 km/h) persistent sur la moitié sud de la baie d'Hudson. La figure 42d illustre à quel point les vents près de la surface diffèrent selon les cas dans cette région.

D'après la carte 43a, les conditions météorologiques typiques qui prévalent 24 heures avant le début d'une décote majeure à Ivujivik donnent l'impression d'être en rupture avec celles décrites précédemment pour les premières 24 heures de la période. Après une vérification exhaustive de toutes les étapes de la méthode d'analyse ainsi qu'un examen sommaire de chaque épisode, il appert que la carte ne soit finalement que le reflet de la diversité d'arrangements de systèmes météorologique pouvant initier une décote majeure. Ainsi, 24 heures avant le début de la décote, il semble que les conditions moyennes soient dominées par les où la dépression passant sur les Grands Lacs se dissipe rapidement en fois rendue en Ontario pour laisser place à une nouvelle crête de haute pression située sur le nord du Manitoba et de l'Ontario. On voit aussi une faible zone dépressionnaire sur le flanc est des Rocheuses américaines, signe que plusieurs épisodes verront potentiellement une nouvelle dépression du Colorado remonter vers les Grands Lacs. La position de la crête engendre des vents du nord-ouest (figure 43c) sur la baie d'Hudson, le bassin de Foxe et le détroit d'Hudson soufflant typiquement à 10 nœuds (18 km/h) mais qui tendent à varier passablement sur la baie d'Hudson selon les épisodes (figure 43d). Compte tenu des vents en altitude, la crête devrait glisser vers l'est-sud-est et la dépression devrait se diriger vers les Grands Lacs (figure 43e).

Comme prévu, 12 heures avant le début de la décote, on constate l'intensification et le déplacement de la crête de haute pression sur la baie d'Hudson. Le comportement de la crête semble assez similaire d'un épisode à l'autre (figure 44b), contrairement aux conditions au-

dessus du détroit d'Hudson. Mis à part le sud de la baie d'Hudson où les vents près de la surface tombent (figure 44c), les vents dans le nord de la baie et le détroit d'Hudson présentent peu de changement. C'est aussi le cas des vents en altitude (figure 44e).

Au moment où les niveaux d'eau franchissent le seuil de décote de majeure à Ivujivik, l'axe de la crête de haute pression passe dans les environs d'Inukjuak, ce qui fait que la baie et le détroit d'Hudson de même que le bassin de Foxe, se trouvent sous son influence (figure 45a). D'ailleurs, le consensus entre les épisodes quant au comportement de la crête est assez élevé (figure 45b). Les vents près de la surface soufflent toujours du nord-ouest à environ 10 nœuds dans le détroit d'Hudson mais sont calmes sur une grande partie de la baie (figure 45c).

On vient de voir comment la technique d'analyse utilisée, soit de calculer la moyenne et l'écart-type des conditions météorologiques de chaque épisode pour une série d'intervalles de temps précédant une décote majeure, s'est avérée insuffisante pour étudier un cas complexe comme celui d'Ivujivik. L'examen sommaire de chaque épisode a mis en lumière deux familles d'événements qui impliquent le développement d'une dépression sur le versant est des Rocheuses à l'arrière d'une crête de haute pression qui se déplace graduellement sur la baie d'Hudson. Dans la première famille la dépression provient des Rocheuses américaines (dépression de type « Colorado Low »), tandis que dans la seconde elle provient de l'Alberta (dépression de type « Alberta Clipper »). La présence de la crête est en fait l'élément commun à tous les épisodes, de sorte que l'on peut considérer l'effet de baromètre inversé comme étant le mécanisme dominant dans la formation de la décote. Pour ce qui est du rôle des vents dans le déplacement des masses d'eau, il faudra vraisemblablement utiliser d'autres techniques d'analyses (« self organizing maps », « weather typing », etc.) pour mieux caractériser les types d'épisodes. Par exemple, lorsqu'une dépression du Colorado, après avoir traversé les Grands Lacs s'approche suffisamment de la baie James en s'intensifiant, elle peut contribuer à augmenter la vitesse des vents du nord-est dans une bonne partie de la baie d'Hudson ce qui pourrait favoriser l'éloignement des masses d'eau des côtes du Nunavik. Dans d'autres épisodes, en fonction du degré de progression de la crête dans la baie d'Hudson, les vents persistants du nord-ouest dans le détroit d'Hudson ont pu aider le déplacement des masses d'eau vers le bassin du Labrador. Tout au long de la période de 48 heures, il y a lieu de croire que certains types d'épisodes ont pu, à tour de rôle, dominer certains moments de la chronologie moyenne.

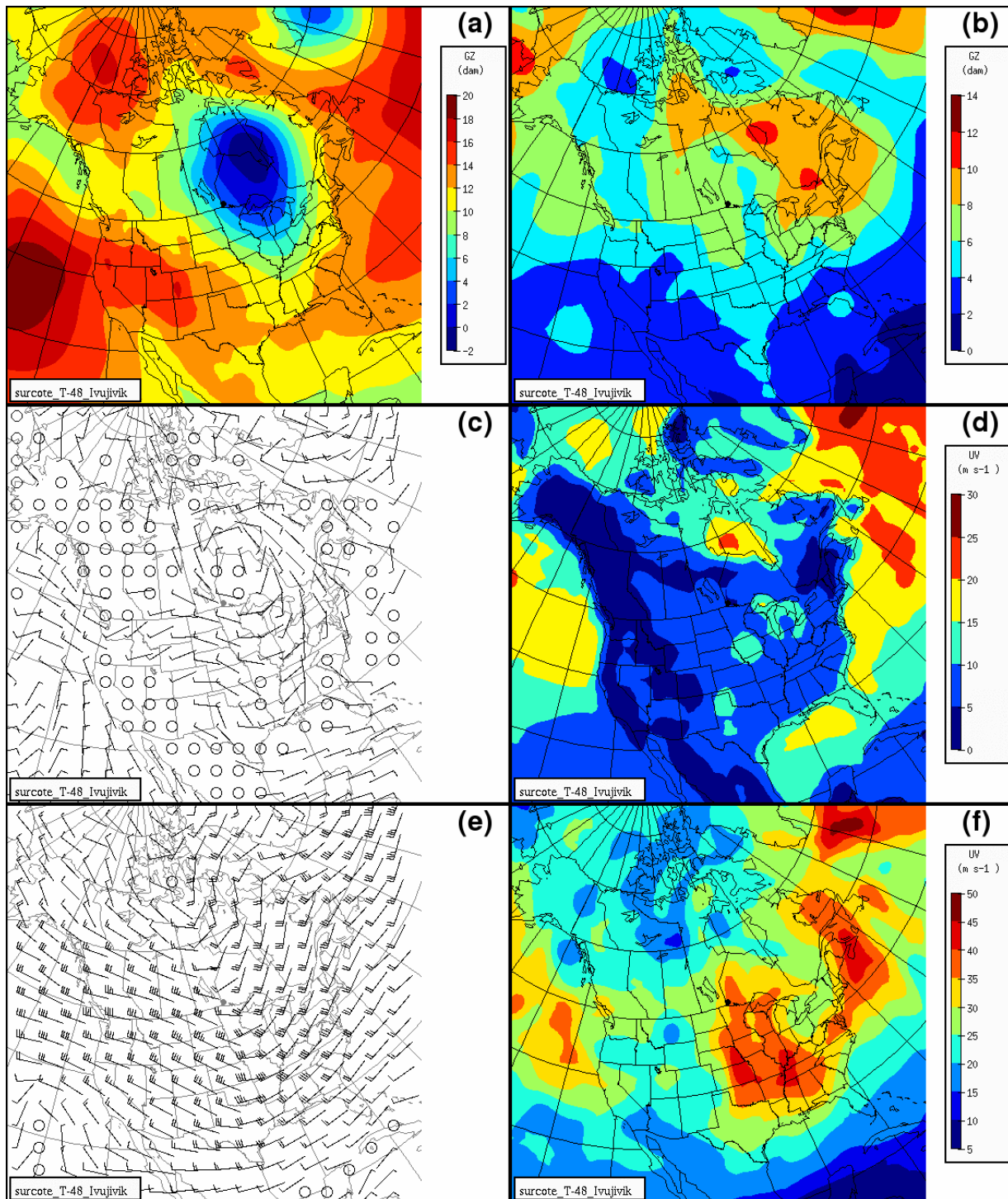


Figure 35. Conditions météorologiques typiques 48 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 0,65 m à Ivujivik d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

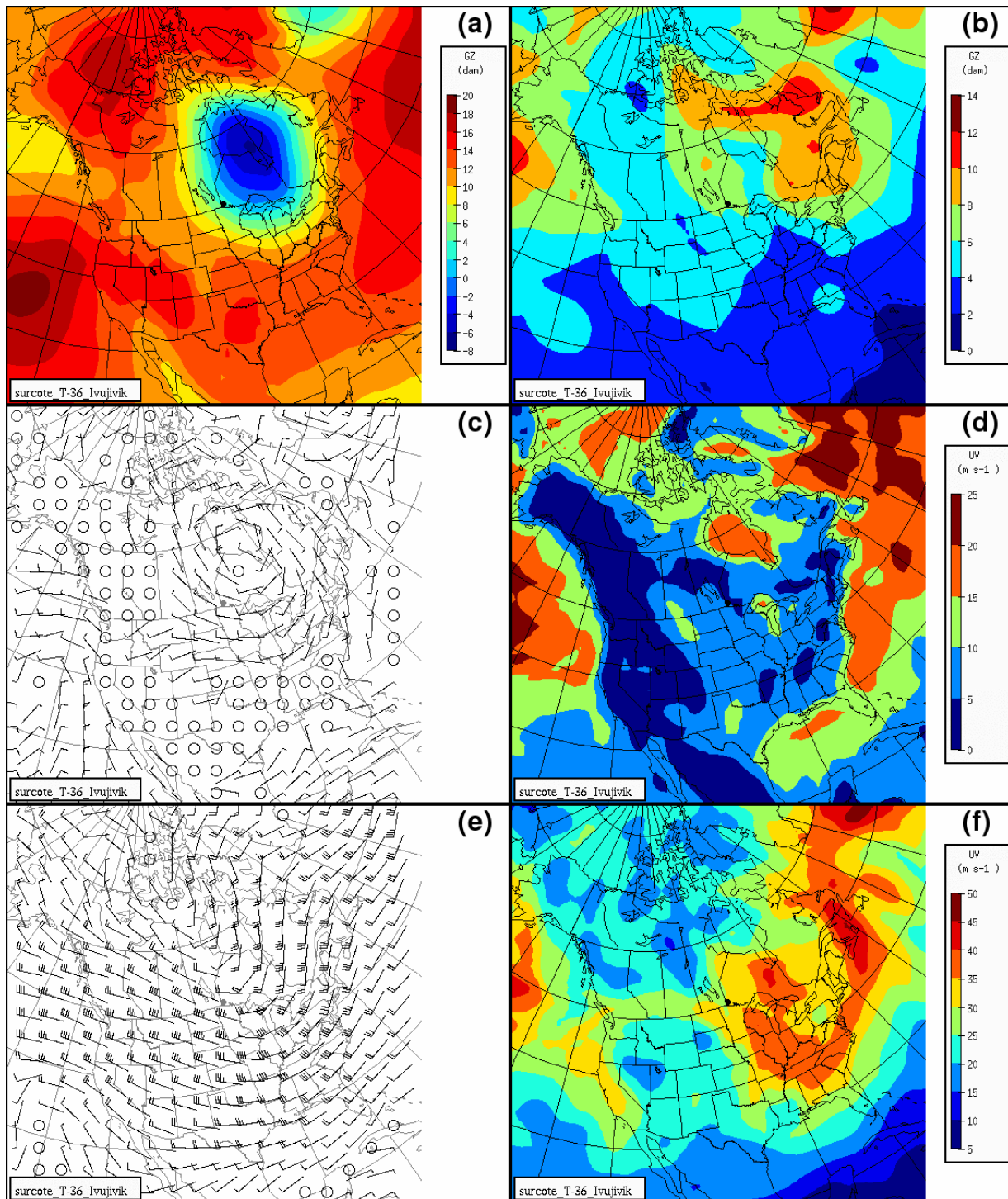


Figure 36. Conditions météorologiques typiques 36 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 0,65 m à Ivujivik d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

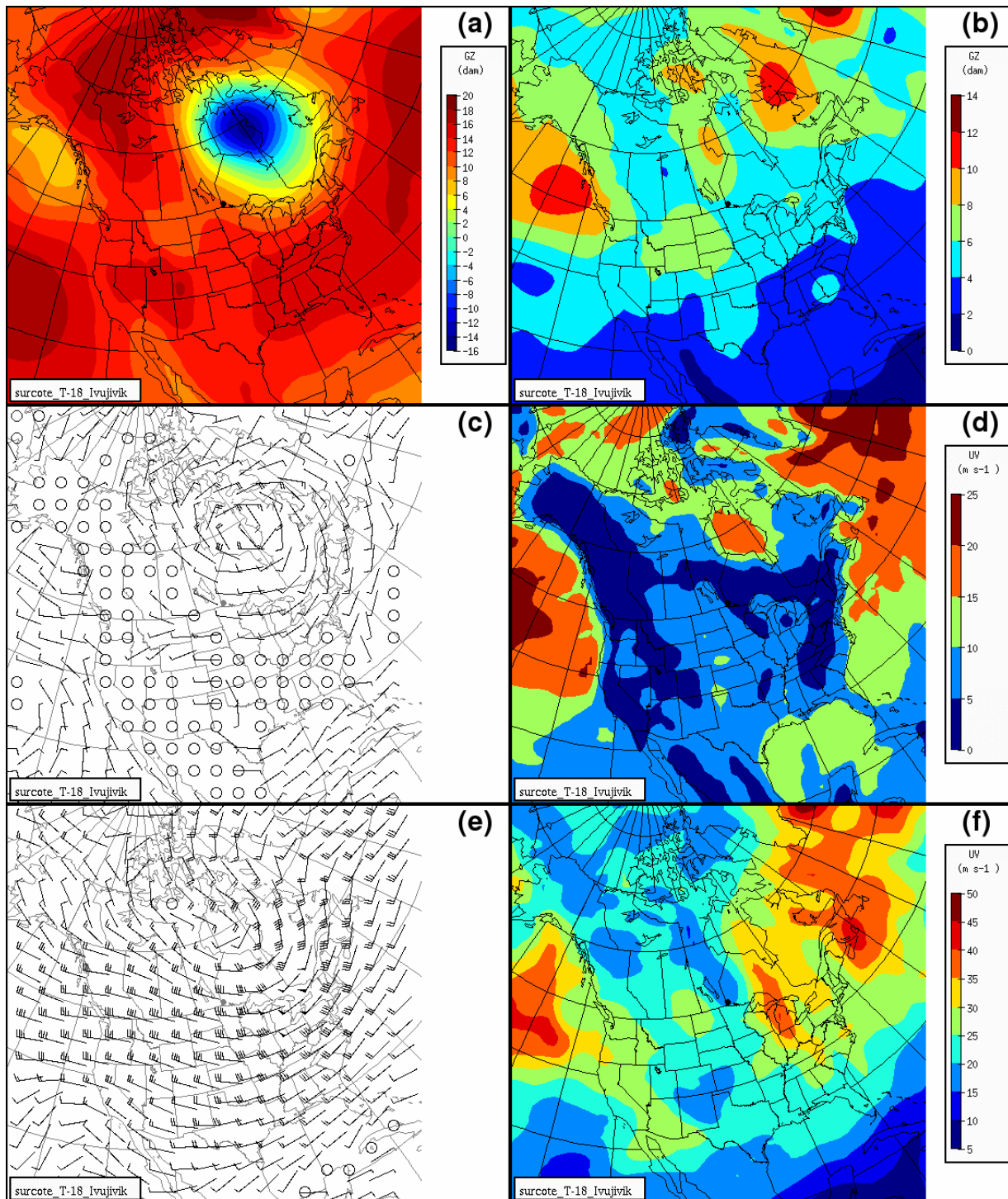


Figure 37. Conditions météorologiques typiques 18 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 0,65 m à Iqviivik d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décimètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décimètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbuies indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

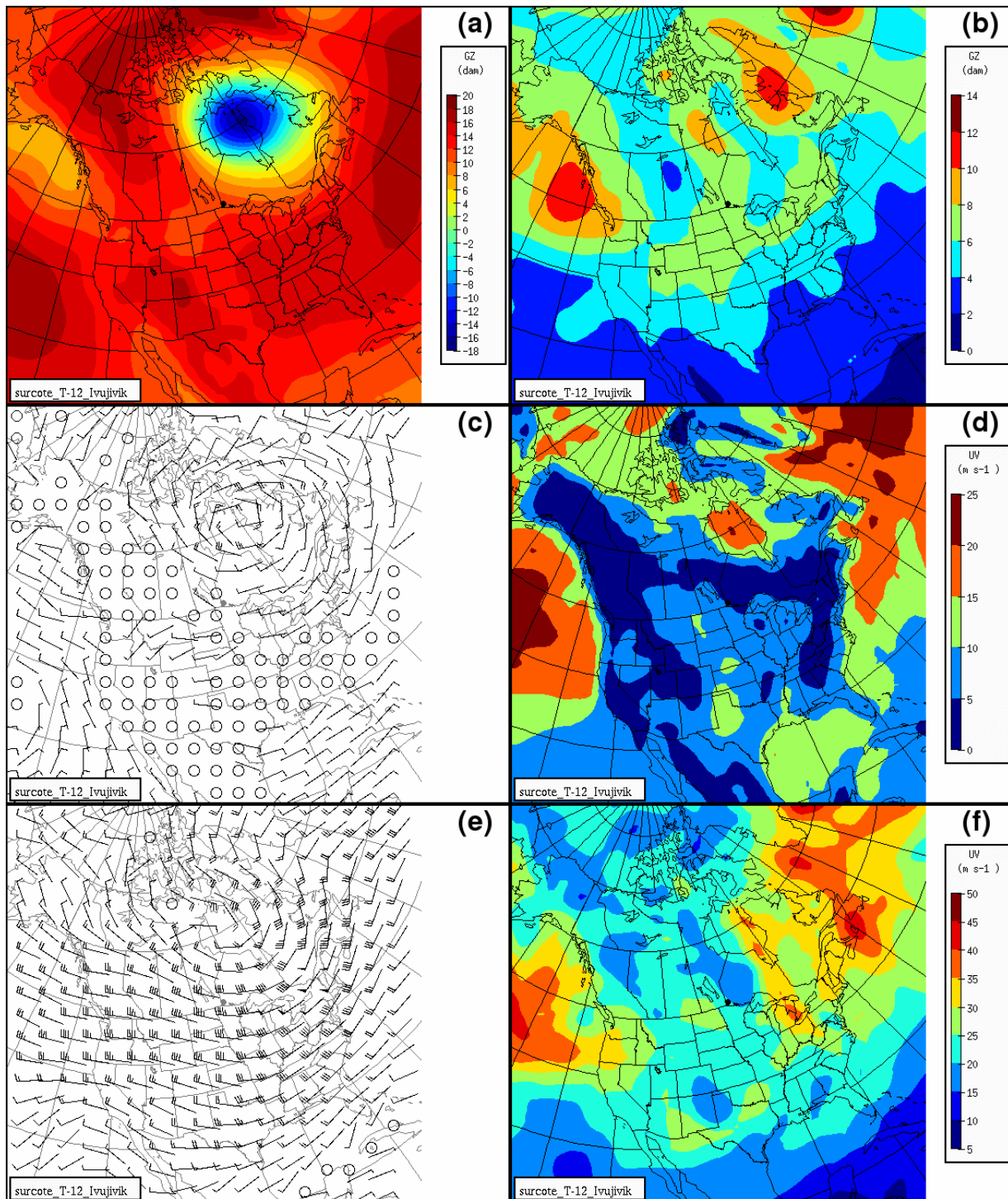


Figure 38. Conditions météorologiques typiques 12 heures avant le début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 0,65 m à Ivujivik d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

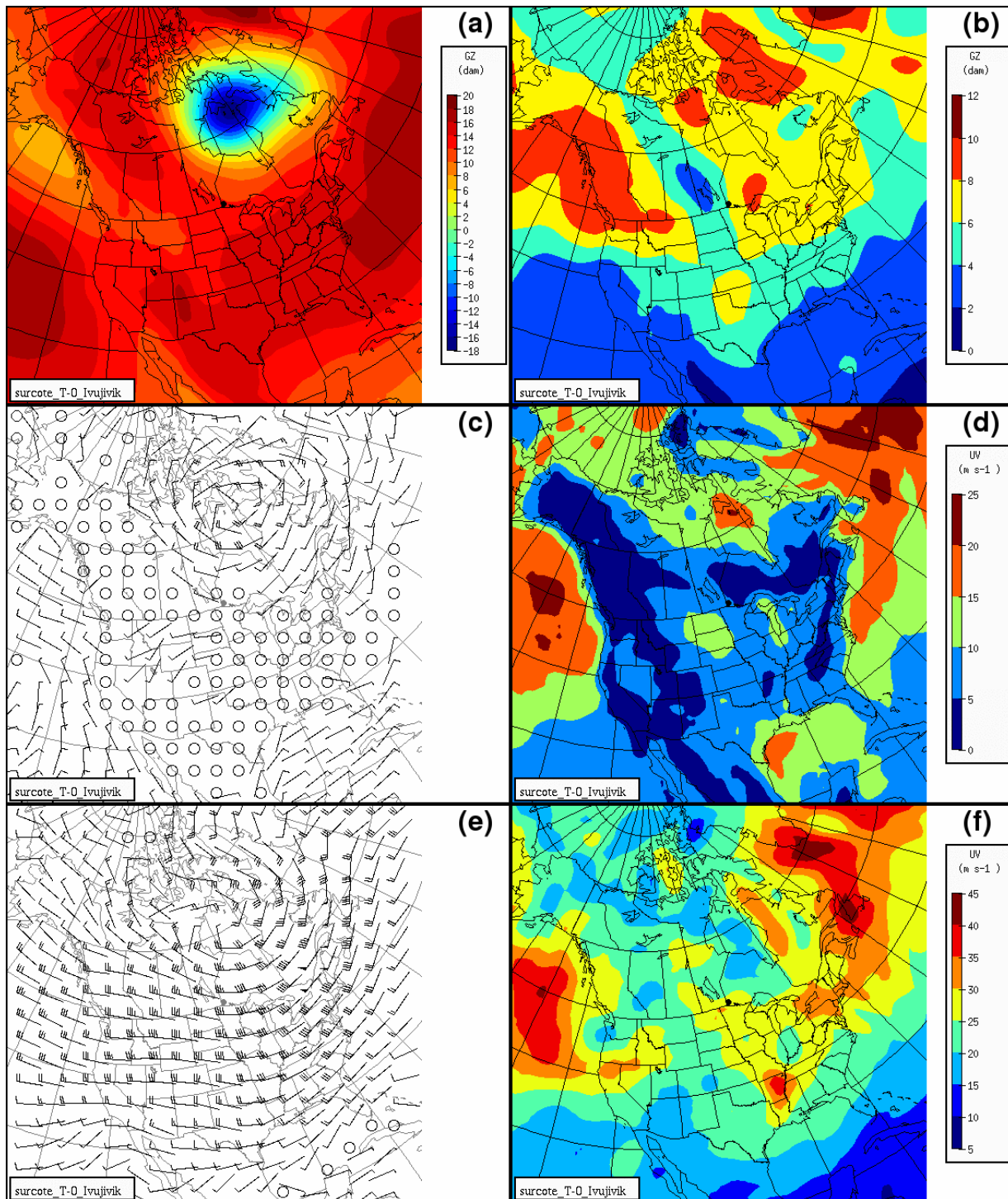


Figure 39. Conditions météorologiques typiques au début d'un épisode de surcote supérieur ou égal à 0,65 m à Ivujivik d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotential moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotential en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

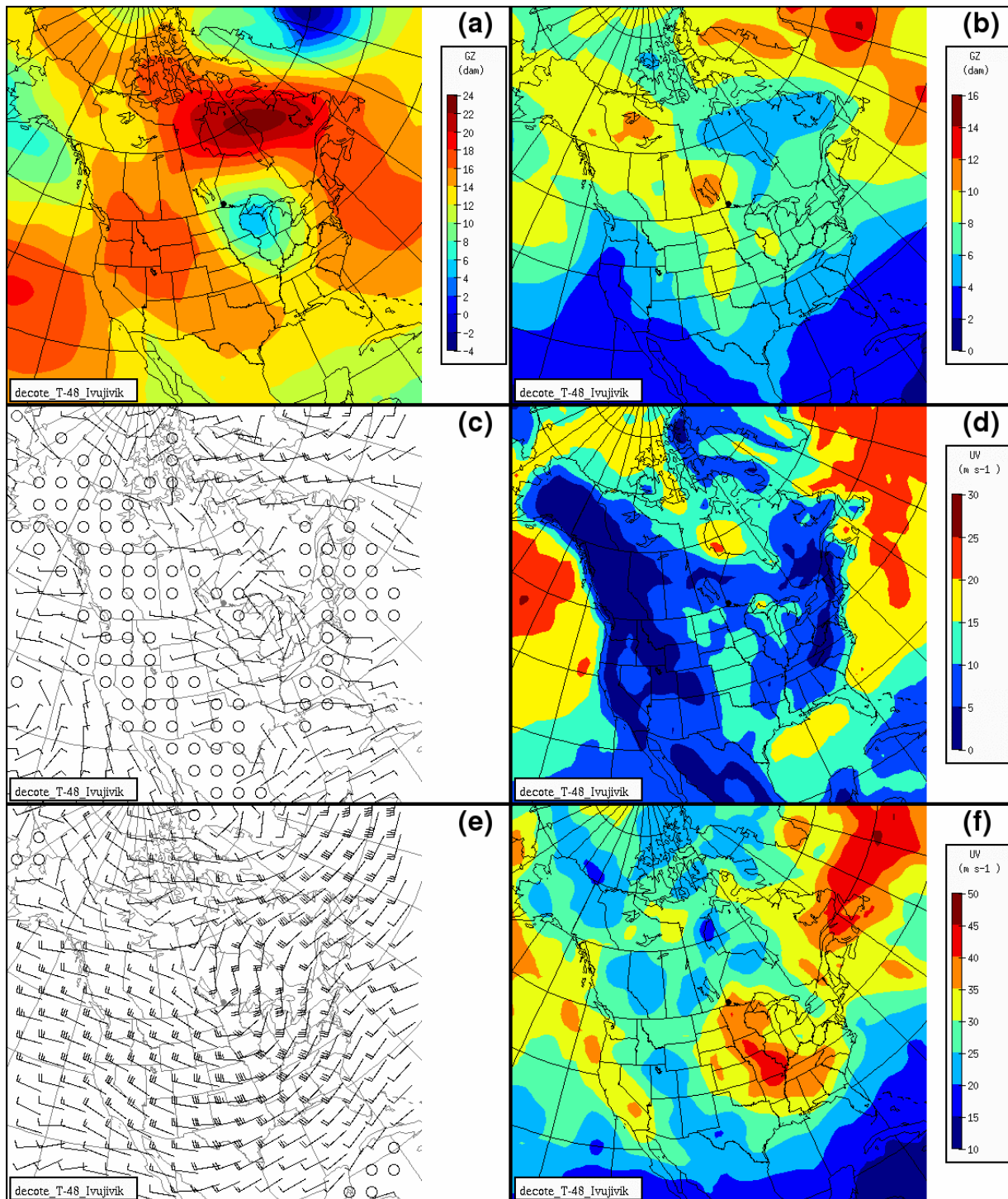


Figure 40. Conditions météorologiques typiques 48 heures avant le début d'un épisode de décote inférieur ou égal à -0,45 m à Ivujivik d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

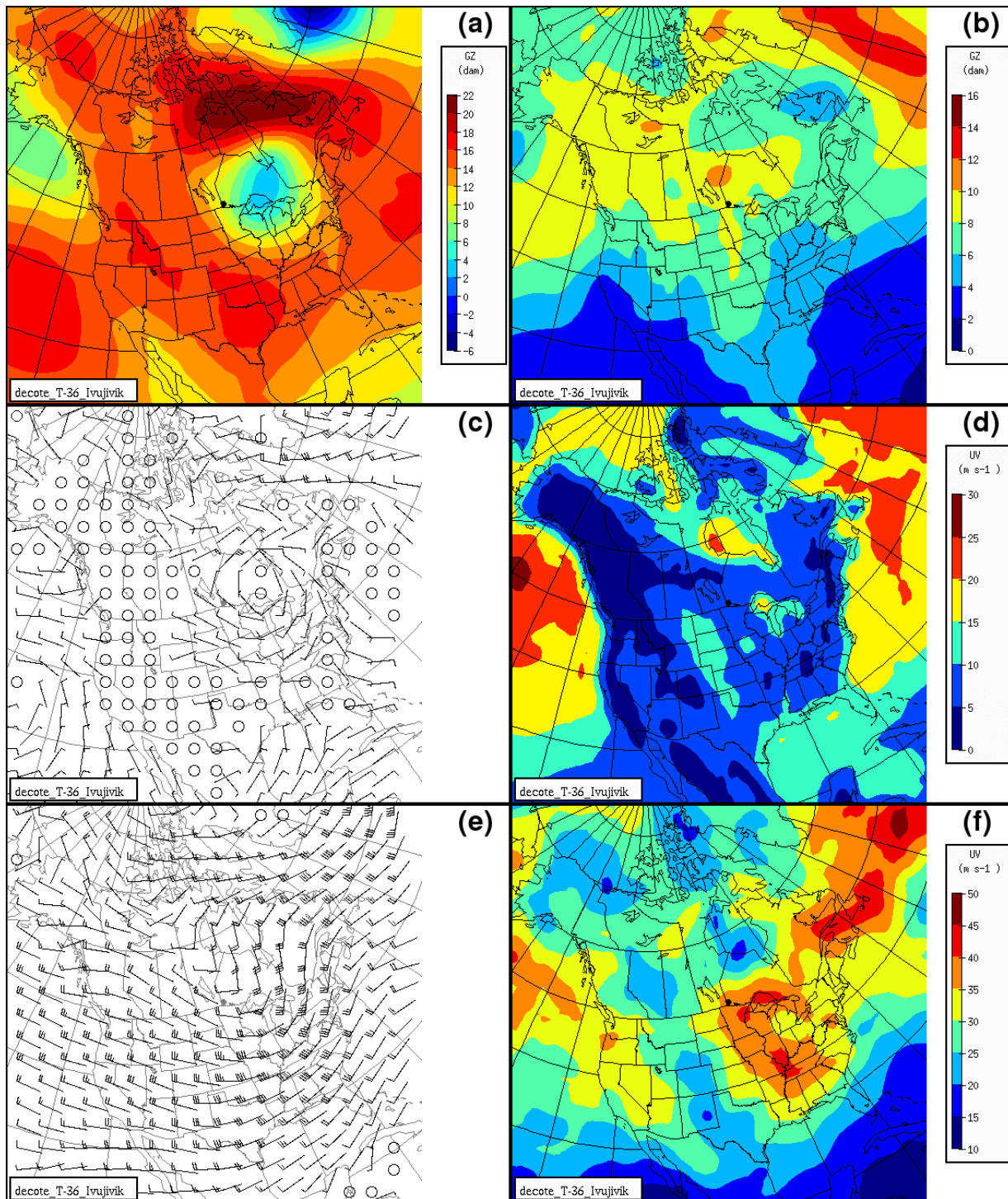


Figure 41. Conditions météorologiques typiques 36 heures avant le début d'un épisode de décote inférieur ou égal à $-0,45$ m à Ivujivik d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

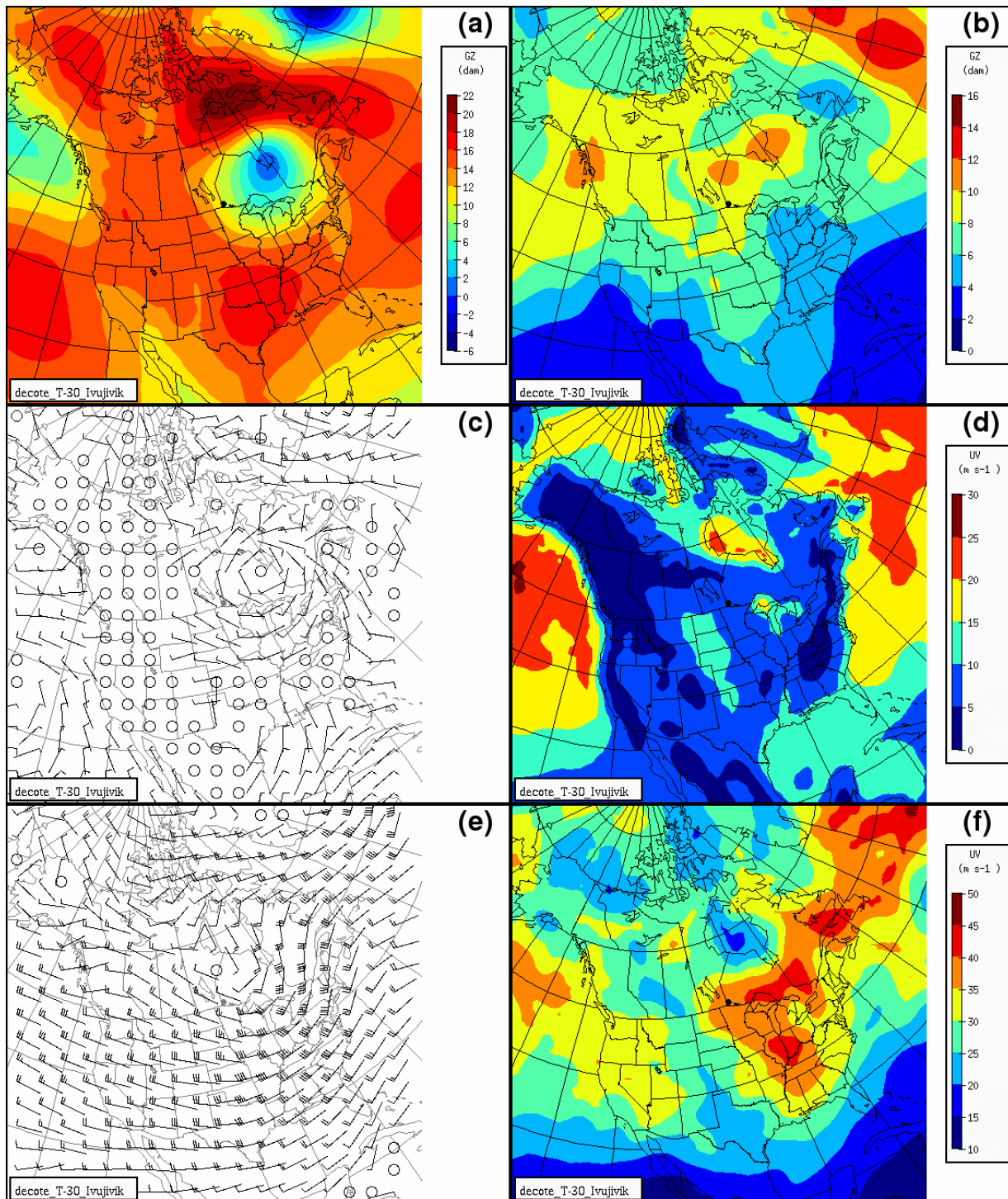


Figure 42. Conditions météorologiques typiques 30 heures avant le début d'un épisode de décote inférieur ou égal à -0,45 m à Ivujivik d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décimètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décimètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

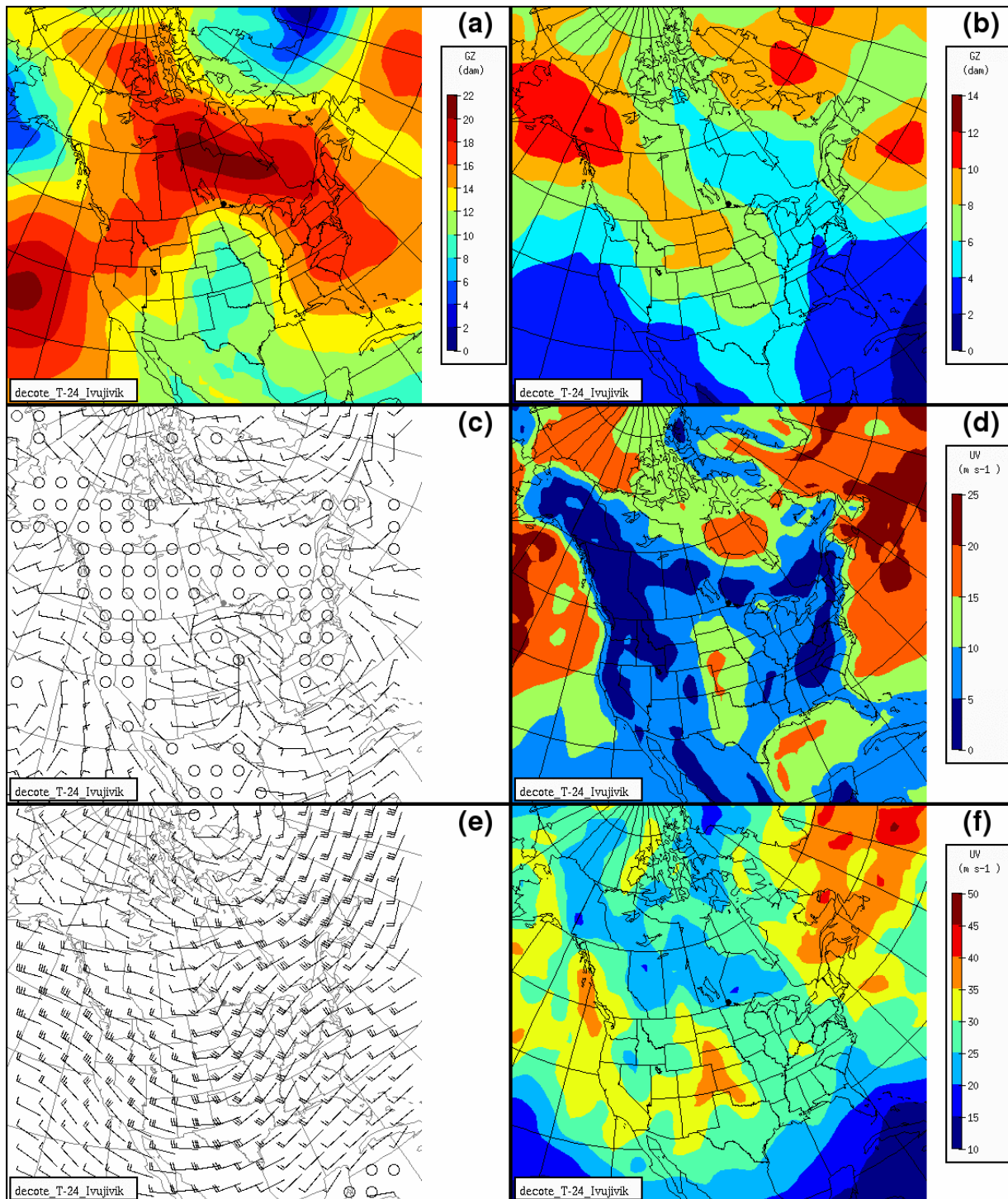


Figure 43. Conditions météorologiques typiques 24 heures avant le début d'un épisode de décote inférieur ou égal à -0,45 m à Ivujivik d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

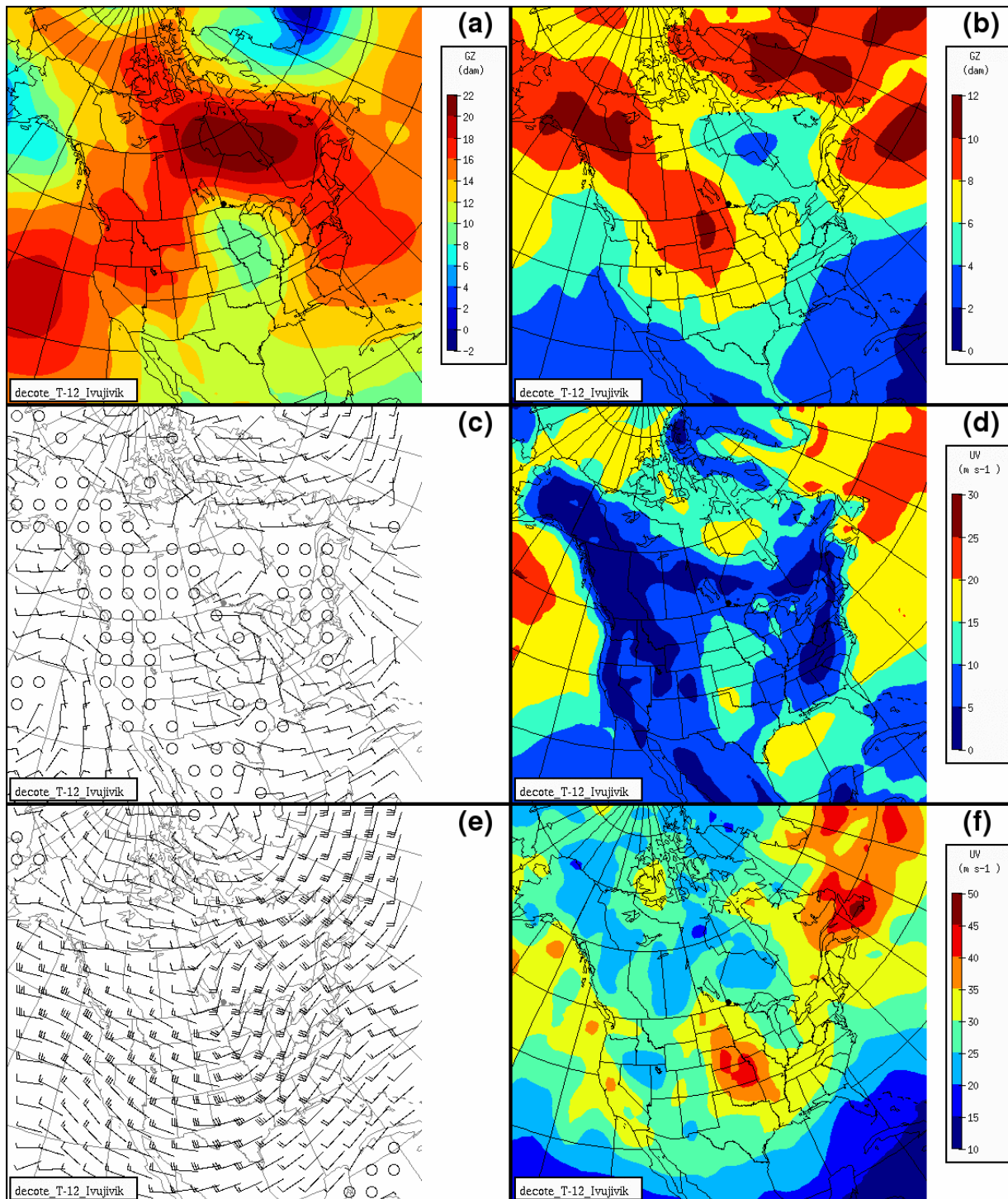


Figure 44. Conditions météorologiques typiques 12 heures avant le début d'un épisode de décote inférieur ou égal à -0,45 m à Ivujivik d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

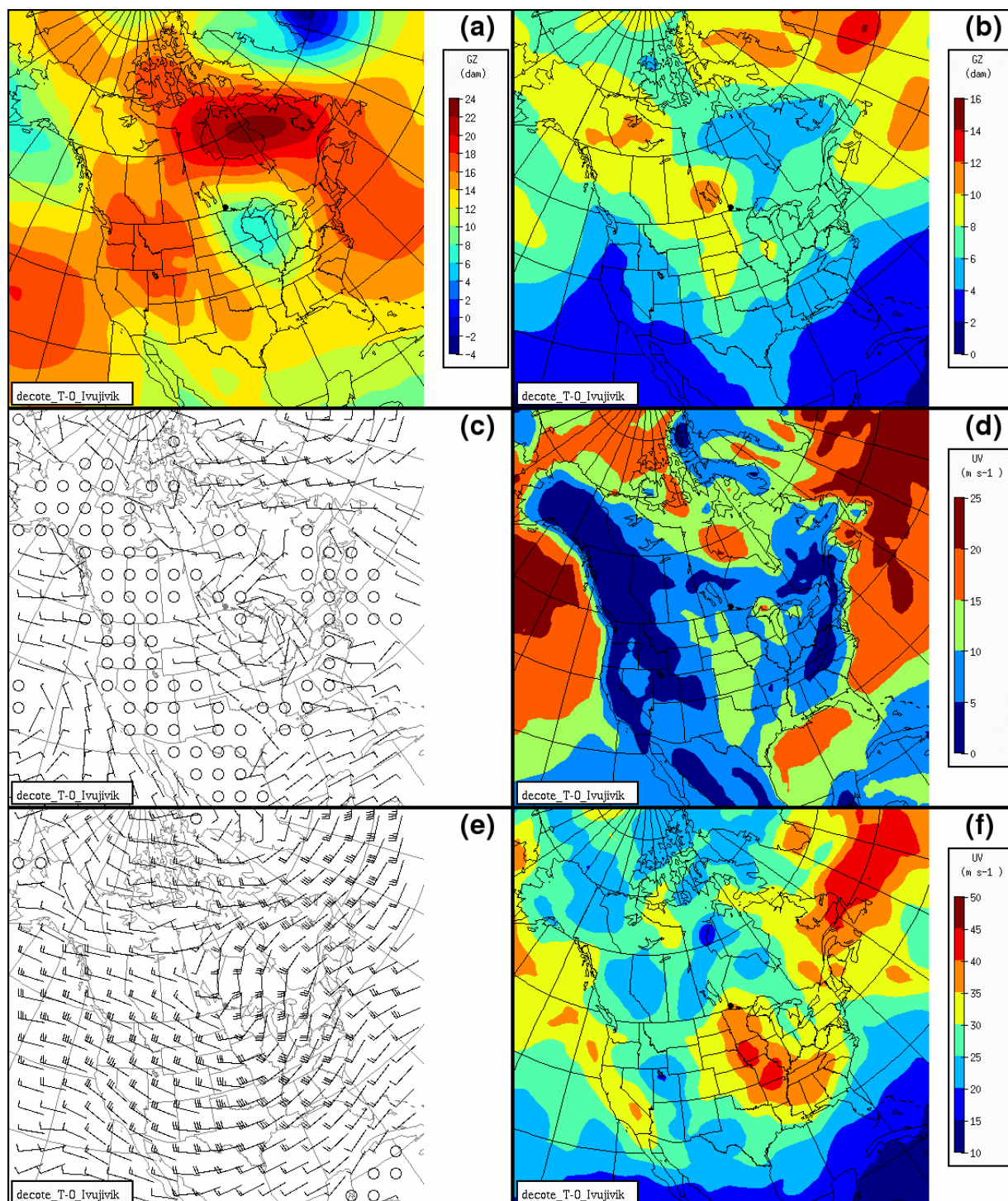


Figure 45. Conditions météorologiques typiques au début d'un épisode de décote inférieur ou égal à -0,45 m à Ivujivik d'après les réanalyses ERA-Interim. La moyenne des épisodes (colonne de gauche) et l'écart-type entre les épisodes (colonne de droite) ont été calculés selon la méthode décrite à la section 2. On trouve en (a) le géopotentiel moyen en décamètres, en (b) l'écart-type du géopotentiel en décamètres, en (c) le vent moyen à 1000 hPa en nœuds, en (d) l'écart-type du vent à 1000 hPa en mètres par seconde, en (e) le vent moyen à 500 hPa en nœuds, en (f) l'écart-type du vent à 500 hPa en mètres par seconde. Les barbules indiquent la provenance du vent sur lesquelles une barre complète vaut 10 nœuds et un triangle 50 nœuds.

4. CONCLUSION

4.1 Évolution des conditions météorologiques typiques 48 heures avant le début d'un épisode de surcote à Churchill

L'évolution typique des conditions météorologiques dans les 48 heures précédant le début d'un épisode de surcote excédant 0,80 m à Churchill se caractérise par le lent déplacement d'une dépression du nord-est de l'Ontario jusqu'à la baie d'Hudson. Bien que cette dépression s'intensifie durant la période de 48 heures, sa vitesse de déplacement ainsi que le positionnement et l'intensité de son centre varient passablement d'un épisode à l'autre. Durant ces 48 heures, la présence de cette dépression génère une circulation antihoraire autour de la baie d'Hudson avec des vents près de la surface soufflant parallèlement à la côte à des vitesses d'environ 10 nœuds (18 km/h). Toutefois, dans les dernières 24 heures, l'intensification d'un anticyclone (zone de haute pression) situé sur l'archipel Arctique permet de générer des vents du nord-est dans le nord de la baie d'Hudson qui augmenteront typiquement de 27 à 47 km/h tout au long de la journée précédant la surcote. Le comportement de l'anticyclone de l'archipel Arctique est assez similaire d'un épisode de surcote à l'autre. L'intensification des vents soutenus du nord-est ainsi que l'effet de baromètre inversé résultant de l'influence prolongée de la dépression sur la baie d'Hudson contribuent à la hausse des niveaux d'eau dans la région de Churchill. L'analyse plus détaillée de la chronologie des conditions météorologiques précédant une surcote majeure à Churchill est présentée aux figures 4 à 9).

4.2 Évolution des conditions météorologiques typiques 48 heures avant le début d'un épisode de décote à Churchill

À Churchill, les épisodes de décotes inférieures à -0.5 m sont amorcés grâce à l'action combinée de l'effet de baromètre inversé ainsi que par les eaux qui s'éloignent de la côte sous l'effet des vents soufflant de façon prolongée vers le large. En effet, durant la période de 48 heures précédant le début d'un épisode de décote majeure, la baie d'Hudson est sous l'influence d'un anticyclone dont le centre se déplace lentement du secteur du Grand lac des Esclaves vers le sud du Manitoba. À l'intérieur de ce vaste système, une crête de haute pression qui traverse le nord du Manitoba et de l'Ontario migrera vers le nord pour éventuellement rejoindre le Québec en traversant la baie James. Par conséquent, les vents d'environ 18 km/h soufflent du nord-ouest durant les premiers 24 heures puis changent graduellement pour souffler de l'ouest à des vitesses qui passent de 37 à 55 km/h durant les dernières 12 heures précédant le début de la décote. Cette accélération des vents est causée par un très fort contraste de la pression atmosphérique sur le flanc nord du système de haute pression. La description exhaustive de l'évolution des conditions météorologiques précédant une décote majeure à Churchill est présentée aux figures 10 à 14).

4.3 Évolution des conditions météorologiques typiques 48 heures avant le début d'un épisode de surcote à Rupert

Le développement d'une surcote majeure à Rupert résulte, en partie, de l'effet de baromètre inversé produit par l'intensification et le déplacement vers le nord-est d'une dépression située sur la baie d'Hudson 48 heures avant le début de l'épisode. Au cours de cette période, une crête de haute pression localisée dans l'axe des Rocheuses migre jusqu'à la frontière Manitoba-Ontario en s'intensifiant. La présence de la dépression permet aux vents près de la surface de souffler de façon prolongée vers les rives manitobaines et ontariennes de la baie d'Hudson pour finalement virer vers la baie James dans les dernières 12 heures précédant la

surcote. L'augmentation marquée des vents, qui passent typiquement de 18 km/h à près de 56 km/h dans la moitié sud de la baie d'Hudson est causée par le rapprochement graduel de la crête par rapport à la dépression ainsi qu'à l'intensification de ces deux systèmes météorologiques. Au court de ces 48 heures, les vents dans la baie James proviennent initialement sud-ouest et tournent graduellement pour souffler du nord-ouest dans les dernières 12 heures à des vitesses typiques de 37 à 56 km/h. Cette évolution des vents, tant dans la baie d'Hudson que dans la baie James, contribue à la hausse des niveaux d'eau dans le secteur de Rupert. La chronologie des conditions météorologiques menant à une surcote majeure à Rupert est décrite aux figures 15 à 20).

4.4 Évolution des conditions météorologiques typiques 48 heures avant le début d'un épisode de décote à Rupert

Dans les 48 heures antérieures aux événements de décotes majeures à Rupert, le premier mécanisme permettant d'initier la décote est l'effet de baromètre inversé produit par une zone de haute pression située initialement à l'ouest des Grands Lacs avec sa crête qui s'étend vers le nord le long de la frontière Manitoba-Ontario. Ce mécanisme est prépondérant pendant la première période de 24 heures, le temps que la crête balaie la baie d'Hudson et la baie James. Au terme de cette première période de 24 heures, une faible dépression s'est formée sur le versant est des Rocheuses le long du 60° parallèle. Dans les 24 heures précédant la décote, les vents tournent graduellement pour souffler en provenance plus ou moins sud (c.-à-d. entre le sud-sud-ouest et le sud-sud-est) à des vitesses de 37 à 56 km/h pendant les dernières 12 heures. Cette circulation est propice à éloigner les eaux du sud de la baie d'Hudson, et par conséquent de la baie James, même si les vents dans ce secteur demeurent faibles. L'analyse plus détaillée de la chronologie des conditions météorologiques précédant une décote majeure à Rupert est présentée aux figures 21 à 25).

4.5 Évolution des conditions météorologiques typiques 48 heures avant le début d'un épisode de surcote à Umiujaq

Les épisodes de surcotes majeures à Umiujaq sont initiés grâce à la présence d'une faible dépression située sur la baie d'Hudson. Durant les 48 heures précédant l'épisode, cette dépression se déplacera très lentement en s'intensifiant pour finalement rejoindre la côte dans la région d'Umiujaq environ six heures avant que les niveaux d'eau n'atteignent le seuil de surcote majeure. Par conséquent, l'effet de baromètre inversé contribue à la hausse des niveaux d'eau. Derrière cette dépression, une crête de haute pression, initialement positionnée sur l'Alberta, rejoint le Manitoba au terme de la période de 48 heures tout en conservant sensiblement la même intensité. Dès le début de la période de 48 heures, le positionnement de ces deux systèmes météorologiques induit, près de la surface, une circulation antihoraire autour de la baie d'Hudson – et éventuellement autour de la baie James – causée par les vents qui soufflent parallèlement à la côte. Le rapprochement de la crête combinée à l'intensification de la dépression crée les conditions nécessaires à l'augmentation des vents dans la baie d'Hudson. En 48 heures la vitesse typique des vents passe de 18 km/h à environ 46 km/h mais peut atteindre 55 km/h dans la baie James dans les dernières heures précédant la surcote. Cette circulation favorise l'arrivée des eaux dans la baie James et leur remontée le long de la côte vers Umiujaq. La description exhaustive de l'évolution des conditions météorologiques précédant une surcote majeure à Umiujaq est présentée aux figures 26 à 25).

4.6 Évolution des conditions météorologiques typiques 48 heures avant le début d'un épisode de décote à Umiujaq

L'effet de baromètre inversé joue un rôle prépondérant dans l'établissement d'une décote majeure. Durant les 48 heures qui précèdent le début de la décote majeure, un faible anticyclone, initialement centré sur le Manitoba, traverse la baie d'Hudson en s'intensifiant et pénètre à l'intérieur des terres dans les environs d'Umiujaq pour se retrouver près du Labrador au moment où les niveaux d'eau franchissent le seuil de décote majeure. Durant les premières 24 heures de cette période, les vents près de la surface demeurent relativement faibles - autour de 18km/h. Entre 24 à 12 heures avant la décote, les vents tombent dans la région d'Umiujaq et la direction des vents dans les autres secteurs de la baie d'Hudson change pour souffler en direction des côtes. Dans les dernières 12 heures, le développement d'une faible dépression centrée sur la Manitoba favorise l'établissement des vents du sud-est à la grandeur de la baie d'Hudson. Ces vents, qui peuvent atteindre 37 km/h par endroits au moment de la décote, contribuent à pousser les eaux dans la direction opposée à Umiujaq. Si le comportement de l'anticyclone est très similaire d'un épisode à l'autre, ce n'est pas le cas pour le développement de la dépression sur le Manitoba qui varie beaucoup selon les cas. Par conséquent, la vitesse des vents sur la baie d'Hudson varie également selon les événements de décote. La chronologie des conditions météorologiques menant à une décote majeure à Umiujaq est décrite aux figures 31 à 34).

4.7 Évolution des conditions météorologiques typiques 48 heures avant le début d'un épisode de surcote à Ivujivik

Pendant les 48 heures qui précèdent un épisode de surcote majeure à Ivujivik une dépression, centrée initialement près de l'entrée de la baie James, se déplace lentement vers le nord-est pour atteindre l'entrée de la baie d'Hudson au large d'Ivujivik. Son intensification, tout au long de sa trajectoire, fait en sorte que l'effet de baromètre inversé est un mécanisme important dans le développement de la surcote. Dû à la position de la dépression durant ces 48 heures, les vents près de la surface soufflent du sud-est de façon prolongée dans le détroit d'Hudson ainsi que dans le bassin de Foxe. Durant les dernières 24 heures précédant le début de la surcote, les vitesses atteintes dans ces régions varient de 28 à 46 km/h selon le moment et l'endroit. Cela favorise l'arrivée à Ivujivik des masses d'eaux en provenance du détroit d'Hudson mais aussi du canal de Foxe. La remontée des eaux le long de la côte du Nunavik contribue aussi à la hausse des niveaux d'eau à Ivujivik. Celle-ci est favorisée par une circulation antihoraire dans la baie d'Hudson et la baie James induite par les vents soufflant parallèlement à la côte durant presque toute la période de 48 heures. Cette circulation s'intensifie durant les dernières 24 heures, surtout dans le sud de la baie d'Hudson où les vents peuvent atteindre des vitesses typiques de 56 km/h. La description exhaustive de l'évolution des conditions météorologiques précédant une surcote majeure à Ivujivik est présentée aux figures 35 à 39).

4.8 Évolution des conditions météorologiques typiques 48 heures avant le début d'un épisode de décote à Ivujivik

La technique d'analyse utilisée, soit de calculer la moyenne et l'écart-type des conditions météorologiques de chaque épisode pour une série d'intervalles de temps précédant une décote majeure, s'est avérée insuffisante pour étudier un cas complexe comme celui d'Ivujivik. L'examen sommaire de chaque épisode a mis en lumière deux familles d'événements qui impliquent le développement d'une dépression sur le versant est des Rocheuses à l'arrière d'une crête de haute pression qui se déplace graduellement sur la baie

d'Hudson. Dans la première famille la dépression provient des Rocheuses américaines (dépression de type « Colorado Low »), tandis que dans la seconde elle provient de l'Alberta (dépression de type « Alberta Clipper »). Bien que sa progression dans la baie d'Hudson soit très variable selon les cas, la présence de la crête est en fait l'élément commun à tous les épisodes, de sorte que l'on peut considérer l'effet de baromètre inversé comme étant le mécanisme dominant dans la formation de la décote à Ivujivik. Pour ce qui est du rôle joué par les vents dans le déplacement des masses d'eau, il faudra vraisemblablement utiliser d'autres techniques d'analyses (« self organizing maps », « weather typing », etc.) pour mieux caractériser les types de d'épisodes. Par exemple, lorsqu'une dépression du Colorado, après avoir traversé les Grands Lacs s'approche suffisamment dès la baie James en s'intensifiant, elle peut contribuer à augmenter la vitesse des vents du nord-est dans une bonne partie de la baie d'Hudson qui pourrait favoriser l'éloignement des masses d'eau des côtes du Nunavik. Dans d'autres épisodes, les vents persistants du nord-ouest dans le détroit d'Hudson ont pu aider le déplacement des masses d'eau vers le bassin du Labrador. Tout au long de la période de 48 heures, il y a lieu de croire que certains types d'épisodes ont pu, à tour de rôle, dominer certains moments de cette chronologie moyenne. L'analyse détaillée de l'évolution des conditions météorologiques précédant une décote majeure à Ivujivik est présentée aux figures 40 à 45).

ANNEXE 2B

MOYENNES MENSUELLES DES PARAMÈTRES DESCRIPTEURS DES TEMPÊTES DANS LES CERCLES INDICATEURS AUX SITES DE RÉFÉRENCE DE LA BAIE D'HUDSON

L'étude des paramètres de tempêtes en climat actuel et futur est en partie basée sur un indicateur élaboré en identifiant la position de centres de tempêtes pendant la phase de développement maximum des vingt plus fortes surcotes et décotes modélisées de 1979 à 2011 pour chaque site de référence bordant la baie d'Hudson. Ces sites de référence sont : Churchill, Rupert, Umiujaq et Ivujivik. Dans chaque cas, la majorité des centres cycloniques des tempêtes qui ont causé les 20 plus fortes surcotes et décotes peuvent être circonscrits dans un cercle de 1000 km de diamètre. Chacun des 8 cercles (quatre cercles pour les surcotes et quatre pour les décotes) est spécifique pour le site choisi. Par exemple, la figure (A) illustre 3 cercles identifiés par les réanalyses Era-Intérim, NARR et NCEP, qui ont permis de circonscire la zone où se trouve le centre des tempêtes présentes dans la zone d'étude pendant la phase de développement maximale des vingt surcotes supérieures à 0,8 m à Churchill de 1979 à 2011. Dans ce cas, 95% des centres cycloniques (représentés par un point rouge) sont regroupés dans le cercle. Le panneau de gauche est une rose de vent représentant la provenance des vents qui prévalaient au moment où les centres cycloniques sont présents dans le cercle.

Ces huit cercles (figure A à G) ont été utilisés comme indicateurs de position des dépressions ayant le potentiel de générer des surcotes et décotes dans la baie d'Hudson. Les figures 1 à 120 de la présente annexe illustrent les résultats tirés de 10 simulations climatiques (voir tableau 1) utilisées pour caractériser les tempêtes en climat présent et futur lorsqu'elles sont situées dans les cercles indicateurs. A l'aide de l'algorithme de Sinclair (décrit dans le rapport technique en annexe 2A), le nombre de centre cycloniques et de trajectoires passant dans les cercles ont été calculés, ainsi que leur fréquence moyenne de tourbillon, leur durée de séjour dans le cercle et la pression atmosphérique moyenne à ces centres de tempêtes. Le nombre de centres cycloniques comptés à intervalle de 3 h est un bon indicateur du potentiel des tempêtes pour générer des surcotes et décotes. Le nombre moyen annuel de centres cycloniques été calculé pour trois seuil d'intensité des dépressions atmosphériques soit : supérieure à 2, à 4 et à 6 CVU (cyclone vorticity units). Dans chaque cas, les moyennes annuelles sur 40 ou 30 ans de données ont été calculées sur une base mensuelle (voir figure 1 à 120) et représente la moyenne annuelle pour chaque mois. Chaque point de ces courbes représente une simulation d'une période passée (1961—2000) ou l'une des deux périodes futures (2041-70 et 2071-99) pour un site ou cercle indicateur. Les deltas moyens entre les périodes futures et la période de référence passée sont aussi calculés et leur moyenne est exprimée en nombre ou en %.

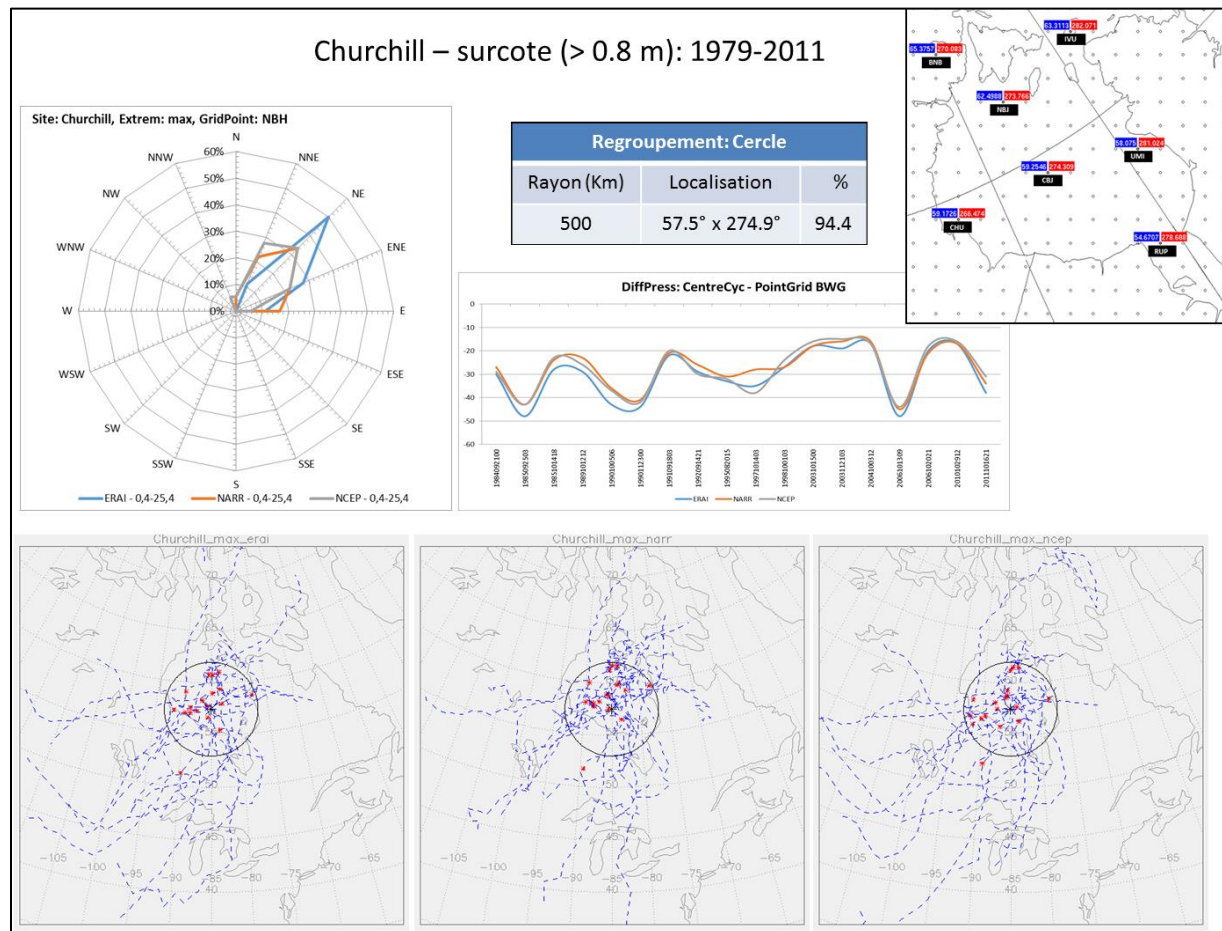


Figure A Localisation du cercle de 1000 km de diamètre contenant les centres cycloniques des tempêtes ayant causé une surcote de plus de 0,8 m à Churchill de 1979 à 2011. Les trois cercles représentent les mêmes tempêtes représentées par 3 ré-analyses (ERA-interim, NARR et NCEP). Le panneau du haut à gauche montre une roses des directions dse vents au moment où la chaque tempête est sélectionnée dans le cercle. Le petit tableau au centre indique la position du point de calcul des vents dans la baie d'Hudson et le pourcentage des centres cycloniques dans les cercles.

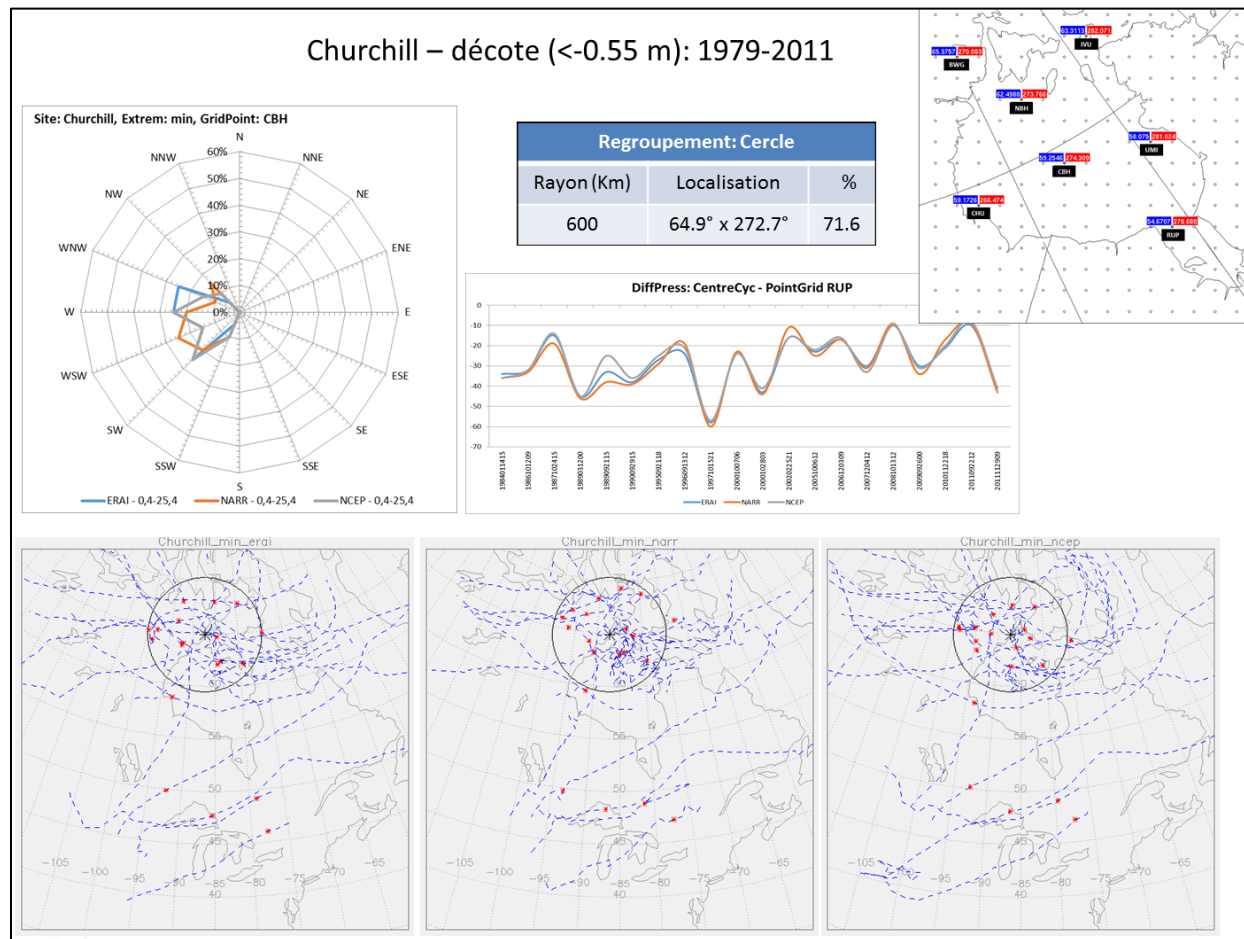


Figure B Localisation du cercle de 1000 km de diamètre contenant les centres cycloniques des tempêtes ayant causé une surcotes de plus de 0,8 m à Churchill de 1979 à 2011. Les trois cercles représentent les mêmes tempêtes représentées par 3 ré-analyses (ERA-interim, NARR et NCEP). Le panneau du haut à gauche montre une roses des directions des vents au moment où la chaque tempête est sélectionnée dans le cercle. Le petit tableau au centre indique la position du point de calcul des vents dans la baie d'Hudson et le pourcentage des centres cycloniques dans les cercles.

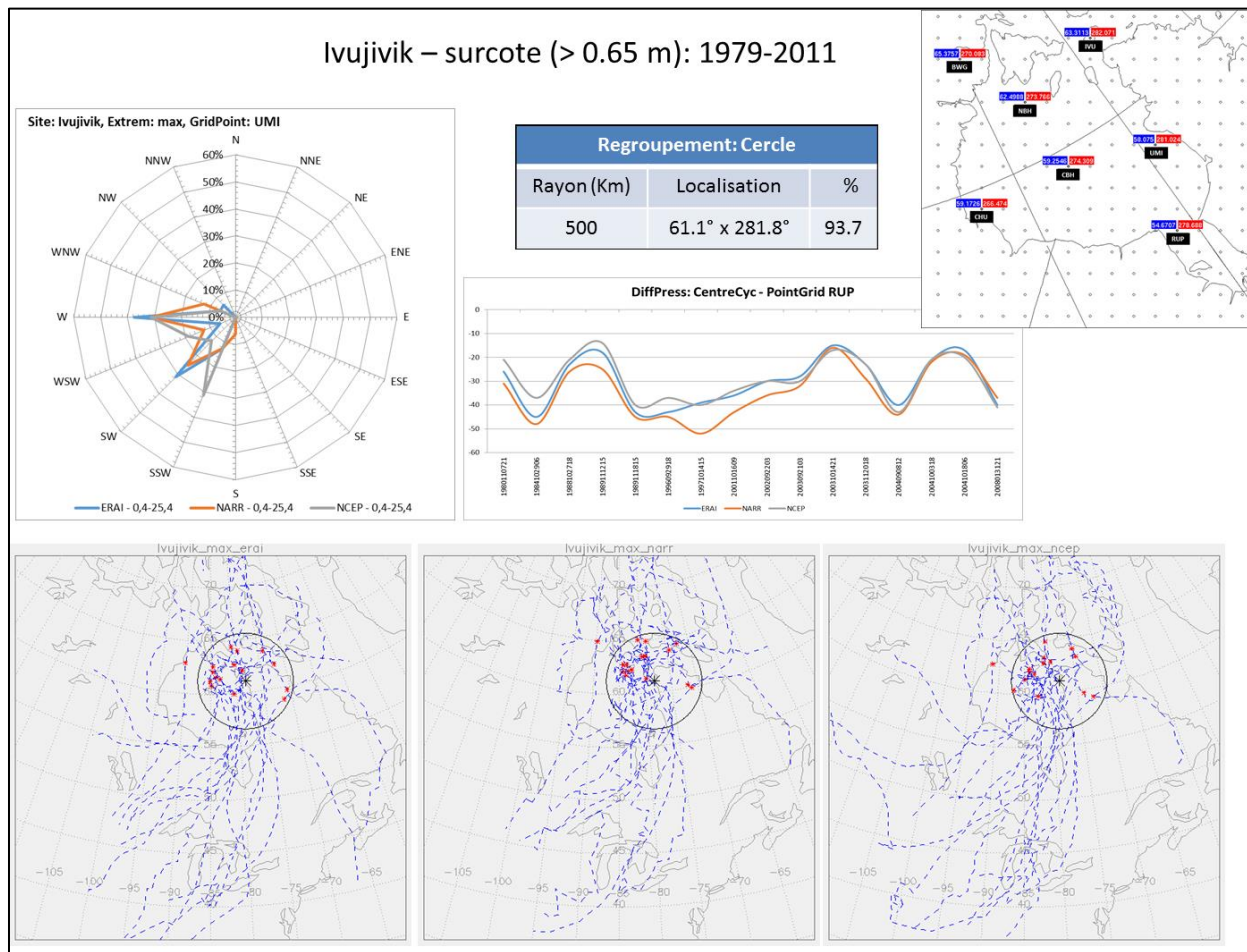


Figure C Localisation du cercle de 1000 km de diamètre contenant les centres cycloniques des tempêtes ayant causé une surcote de plus de 0,8 m à Ivujivik de 1979 à 2011. Les trois cercles représentent les mêmes tempêtes représentées par 3 ré-analyses (ERA-interim, NARR et NCEP). Le panneau du haut à gauche montre une roses des directions des vents au moment où la chaque tempête est sélectionnée dans le cercle. Le petit tableau au centre indique la position du point de calcul des vents dans la baie d'Hudson et le pourcentage des centres cycloniques dans les cercles.

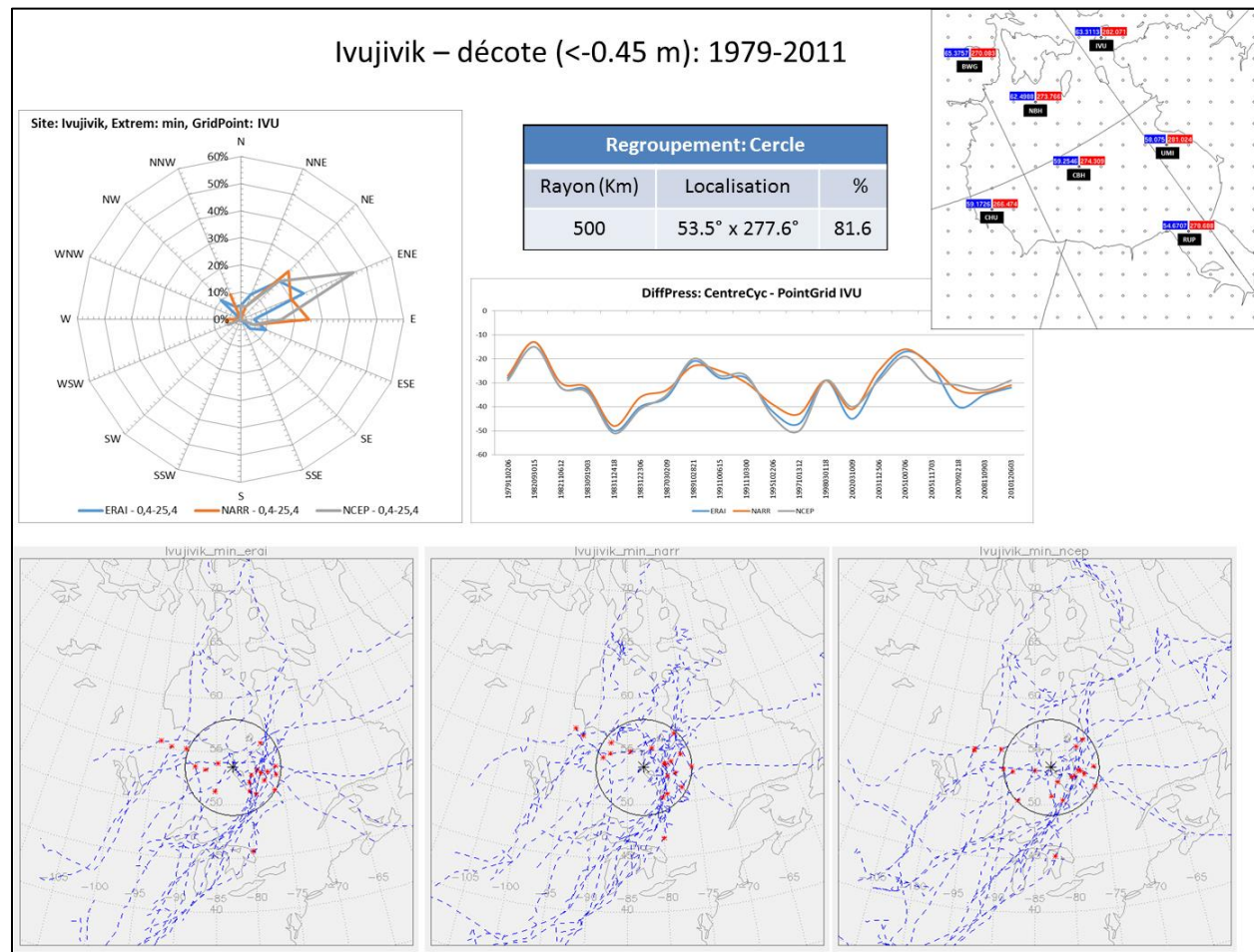


Figure D Localisation du cercle de 1000 km de diamètre contenant les centres cycloniques des tempêtes ayant causé une décote de plus de 0,8 m à Ivujivik de 1979 à 2011. Les trois cercles représentent les mêmes tempêtes représentées par 3 ré-analyses (ERA-interim, NARR et NCEP). Le panneau du haut à gauche montre une roses des directions des vents au moment où la chaque tempête est sélectionnée dans le cercle. Le petit tableau au centre indique la position du point de calcul des vents dans la baie d'Hudson et le pourcentage des centres cycloniques dans les cercles.

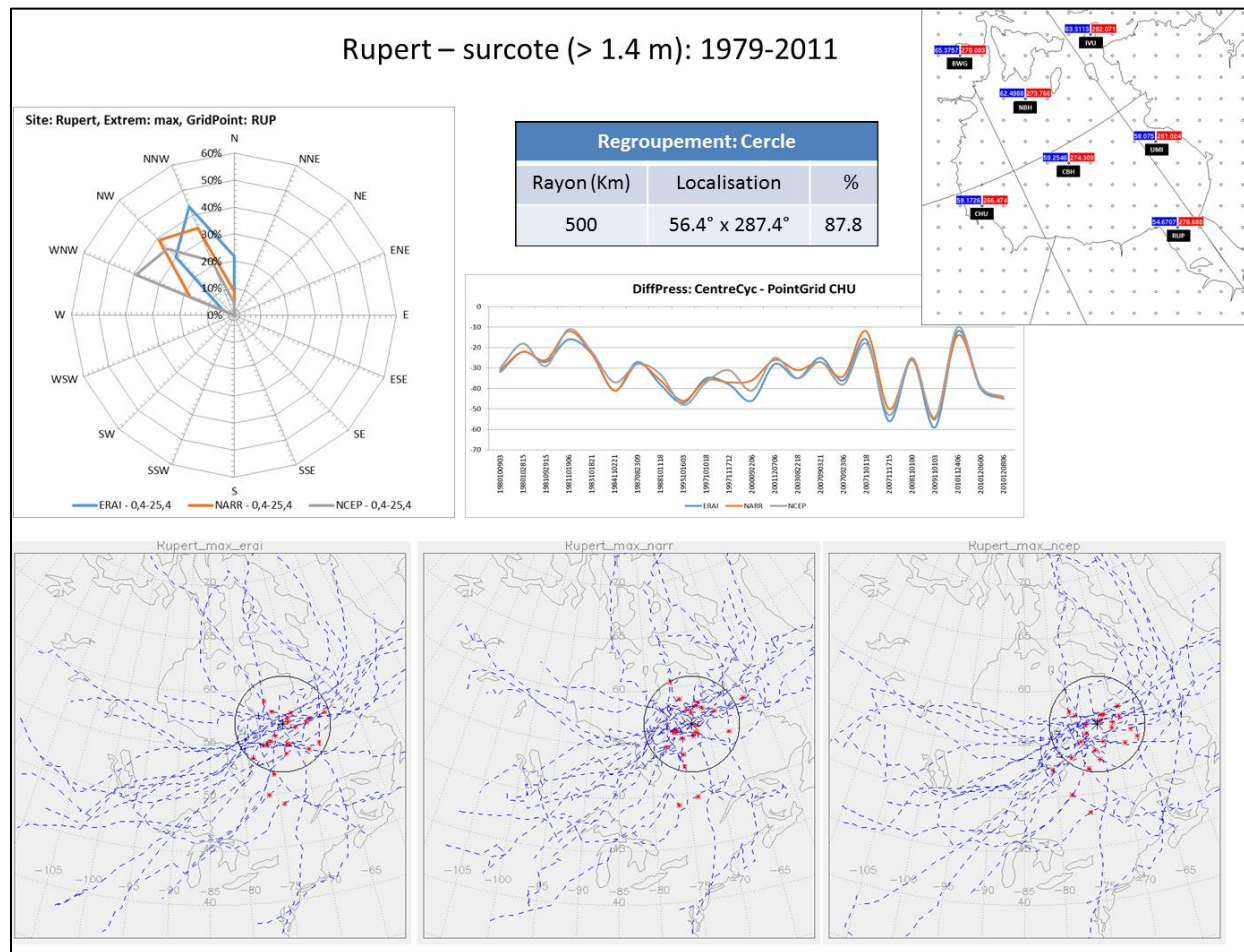


Figure E Localisation du cercle de 1000 km de diamètre contenant les centres cycloniques des tempêtes ayant causé une surcote de plus de 1,4 m à Rupert de 1979 à 2011. Les trois cercles représentent les mêmes tempêtes représentées par 3 ré-analyses (ERA-interim, NARR et NCEP). Le panneau du haut à gauche montre une roses des directions des vents au moment où la chaque tempête est sélectionnée dans le cercle. Le petit tableau au centre indique la position du point de calcul des vents dans la baie d'Hudson et le pourcentage des centres cycloniques dans les cercles.

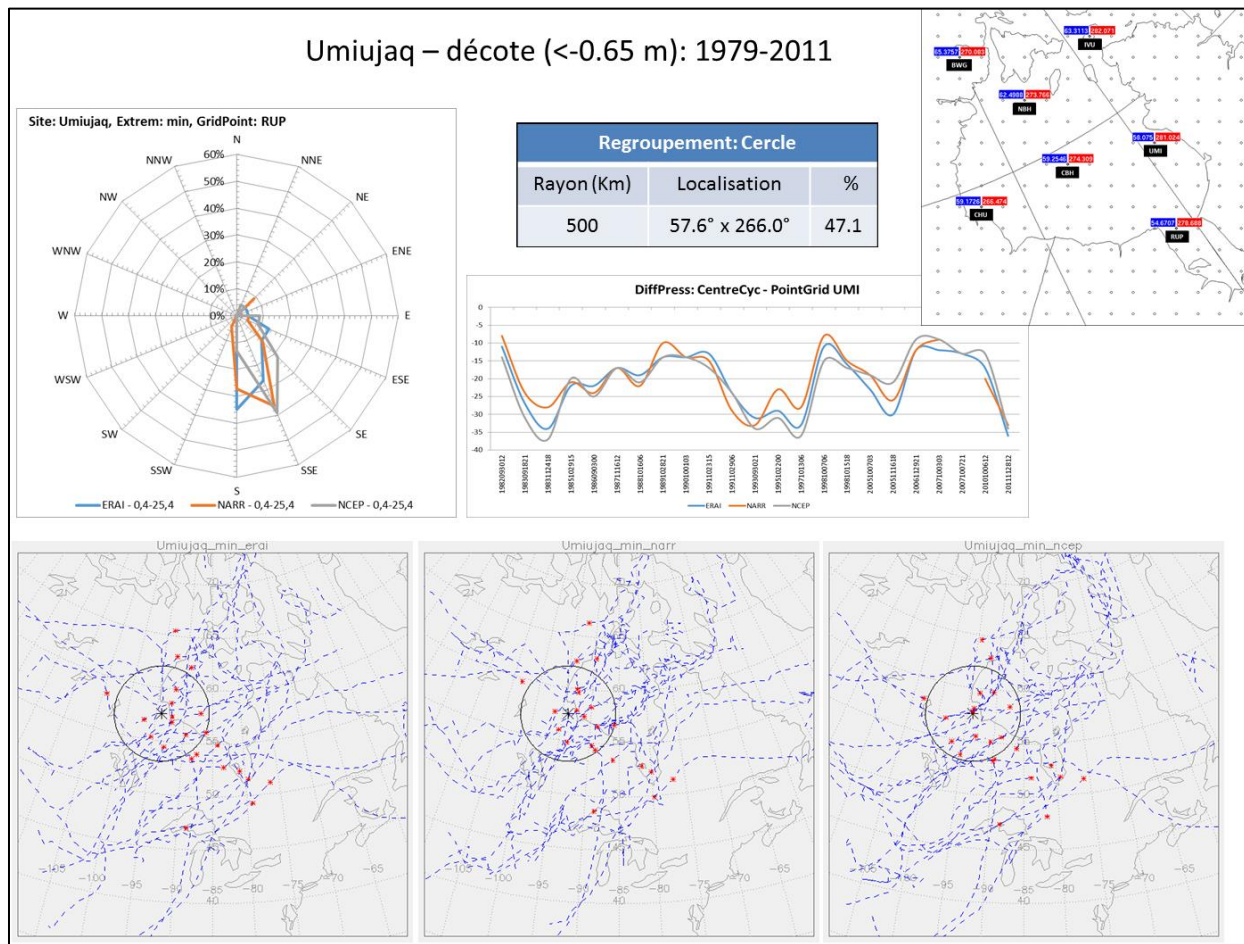


Figure H Localisation du cercle de 1000 km de diamètre contenant les centres cycloniques des tempêtes ayant causé une décote de plus de 0,65 m à Umiujaq de 1979 à 2011. Les trois cercles représentent les mêmes tempêtes représentées par 3 ré-analyses (ERA-interim, NARR et NCEP). Le panneau du haut à gauche montre une roses des directions des vents au moment où la chaque tempête est sélectionnée dans le cercle. Le petit tableau au centre indique la position du point de calcul des vents dans la baie d'Hudson et le pourcentage des centres cycloniques dans les cercles.

Tableau 1 Modèles utilisés pour alimenter le modèle hydrodynamique (voir annexe 1) et l'algorithme de suivi des trajectoires de tempêtes

Donnée (Pilote)	Abréviation	Résolution native	Période				Type de donnée
			1979-2010	1961-2000	2041-70	2071-99	
ERA40	era40	277 km		✓			Réanalyses
NCEP	ncep	277 km	✓	✓			
ERAINTERIM	era_i	75 km	✓				
MERRA	merra	55 km	✓				
NARR	narr	32 km	⊗ ✓				
ECHAM5/#1	eh51	210 km		✓	✓	✓	Modèles Globaux
ECHAM5/#2	eh52	210 km		✓	✓	✓	
ECHAM5/#3	eh53	210 km		✓	✓	✓	
CGCM3/#4	abu /abv	416 km		✓	✓	✓	
CGCM3/#5	abx / abw	416 km		✓	✓	✓	
MRCC (NCEP)	ade	45 km	✓				Modèle Régionale
MRCC (ERA40)	aex	45 km	✓				
MRCC (CGCM3/#4)	adj	45 km	⊗	✓	✓ ⊗	✓ ⊗	
MRCC (CGCM3/#4)	aet	45 km	⊗	✓	✓ ⊗	✓	
MRCC (CGCM3/#5)	aev	45 km	⊗	✓	✓ ⊗	✓ ⊗	
MRCC (ECHAM5/#1)	agx	45 km	⊗	✓	✓ ⊗	✓ ⊗	
MRCC (ECHAM5/#3)	ahj	45 km	⊗	✓	✓ ⊗	✓ ⊗	

ECHAM5 : European Centre Hamburg Model (Jungclaus et al., 2006)

CGCM3 : Canadian Global Climate Model (Scinocca et al., 2008; Flato et al., 2000; 2001).

ERA-INTERIM : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Reanalysis (Deep et al., 2011).

ERA40 : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts - 40 (Uppala et al., 2005).

NCEP : National Centers for Environmental Prediction (Kalnay et al., 1996).

NARR : North American Regional Reanalysis (Mesinger et al., 2006).

MERRA : Modern Era-Retrospective Analysis for Research and Applications (Rienecker et al., 2011).

MRCC : Modèle Régional Canadien du Climat (Music et Caya, 2007; de Élia et Côté, 2010; Paquin, 2010).

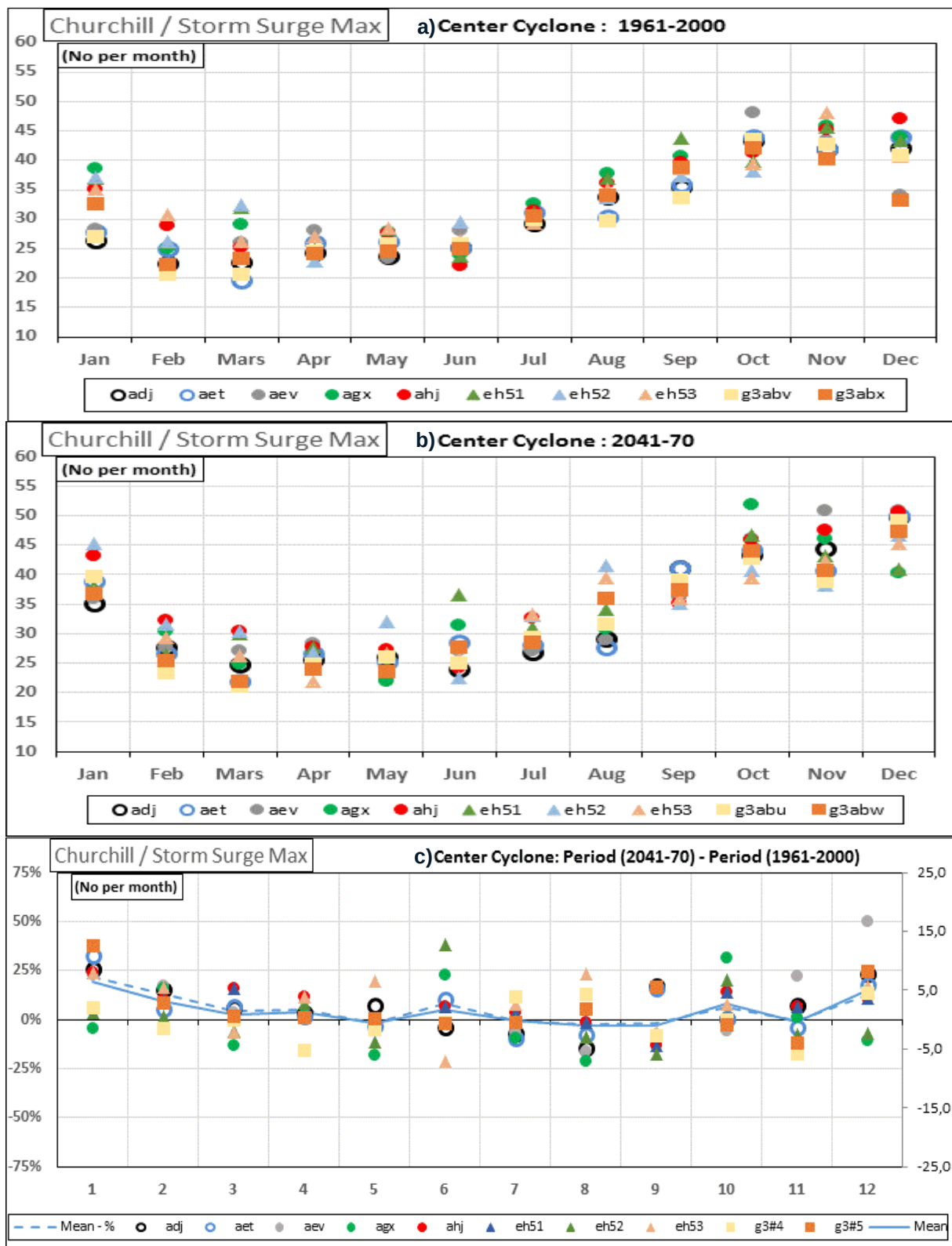


Figure 1 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-70; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques présentés décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Churchill.

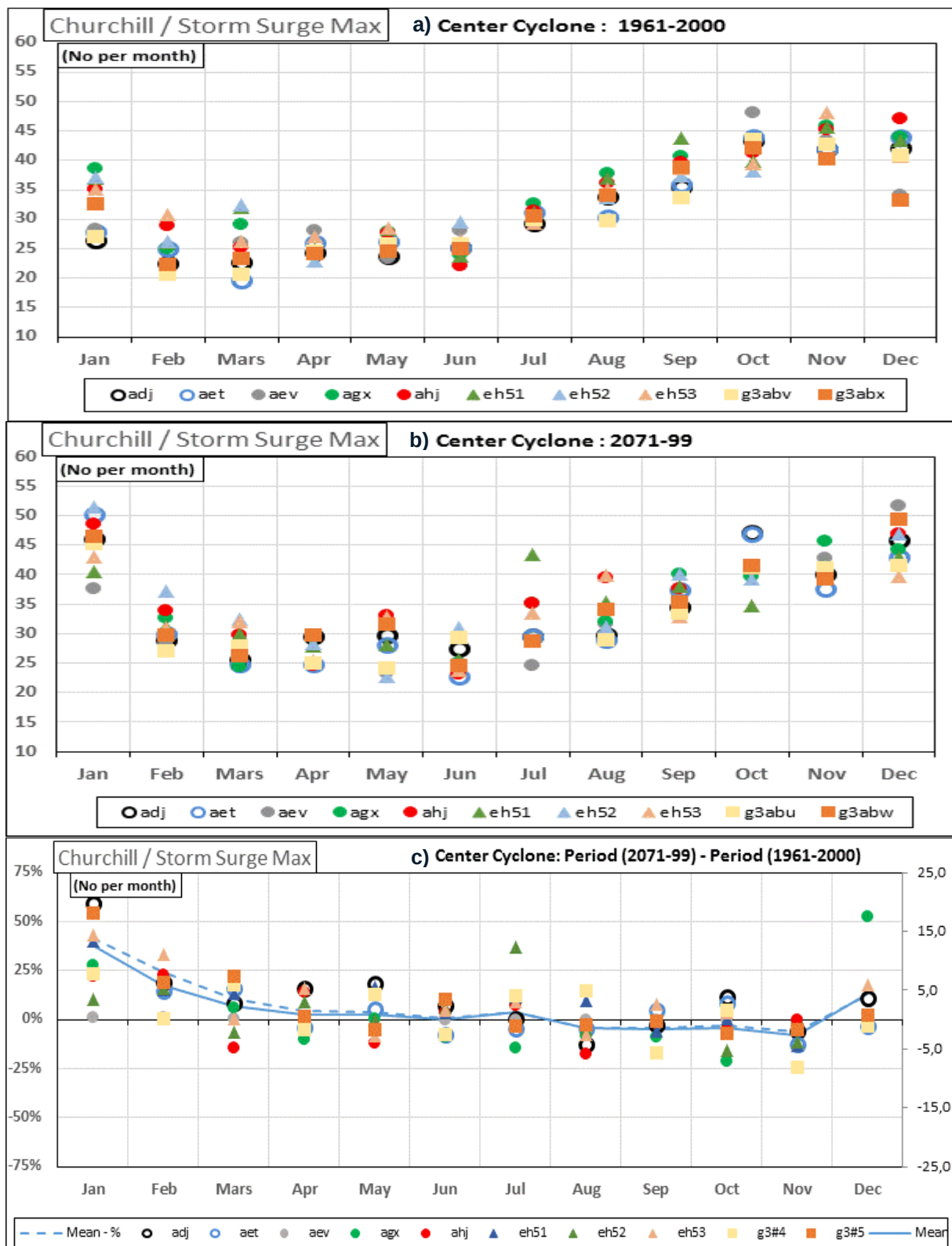


Figure 2 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Churchill.

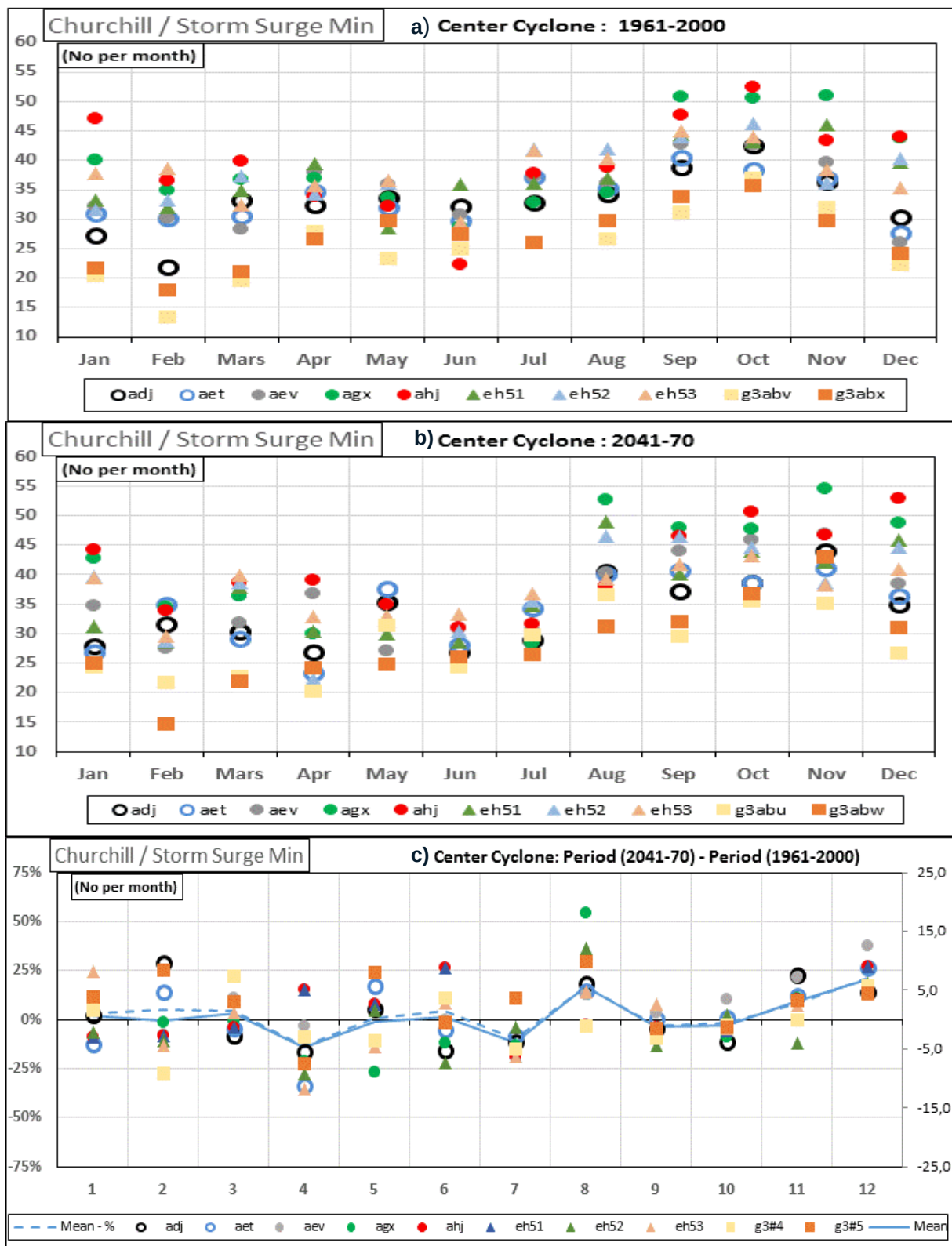


Figure 3 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Churchill.

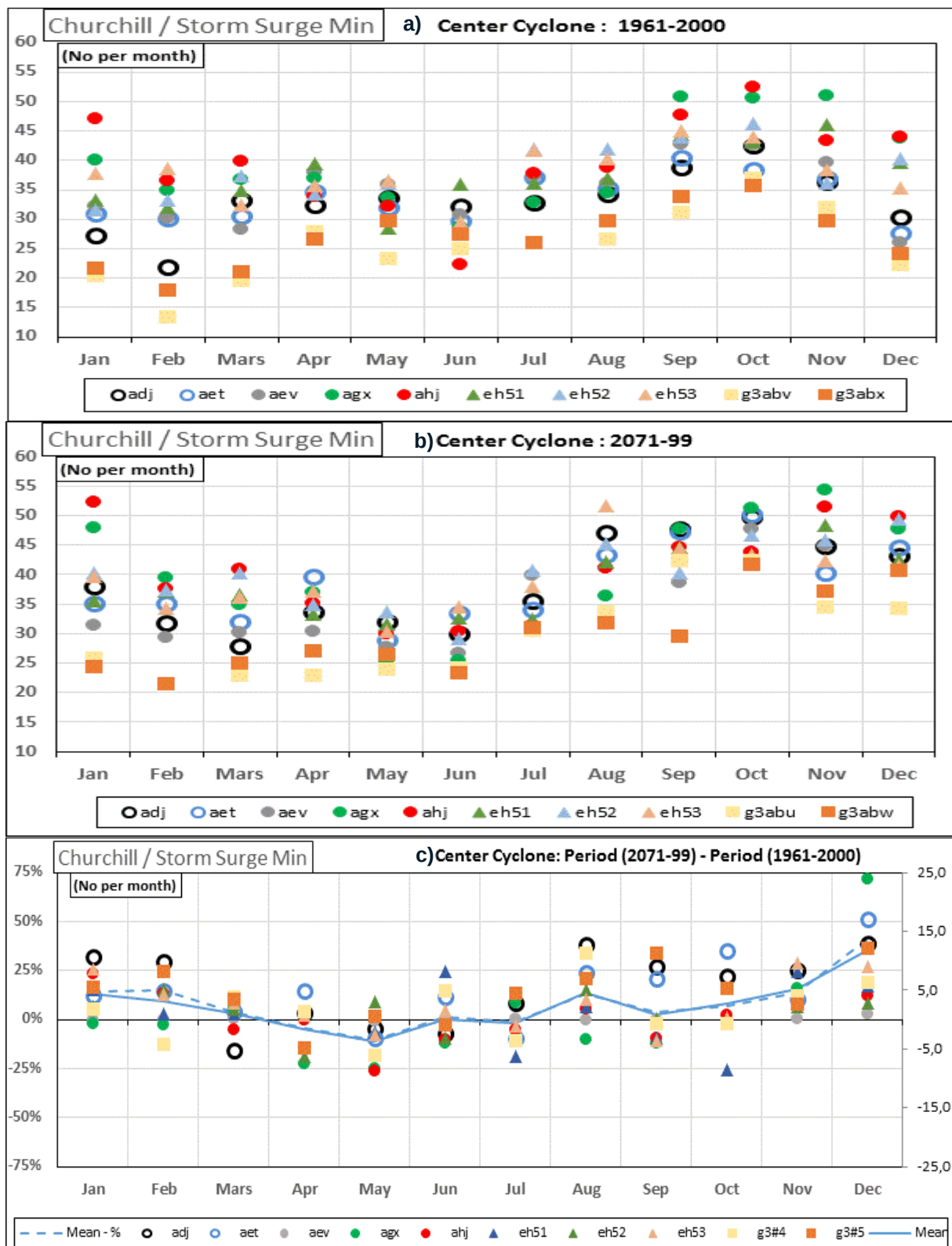


Figure 4 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Churchill.

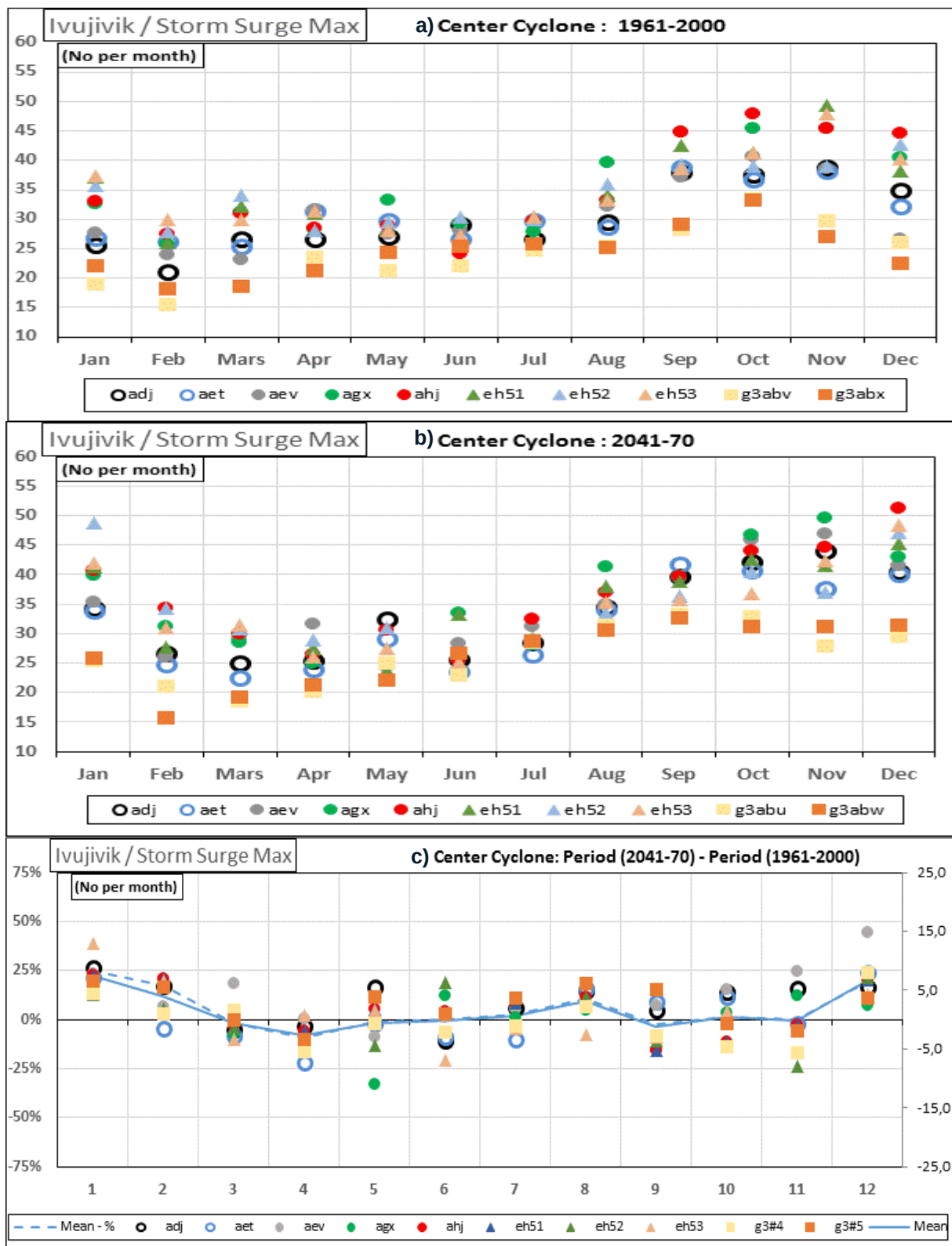


Figure 5 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-70; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques présentés décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Ivujivik.

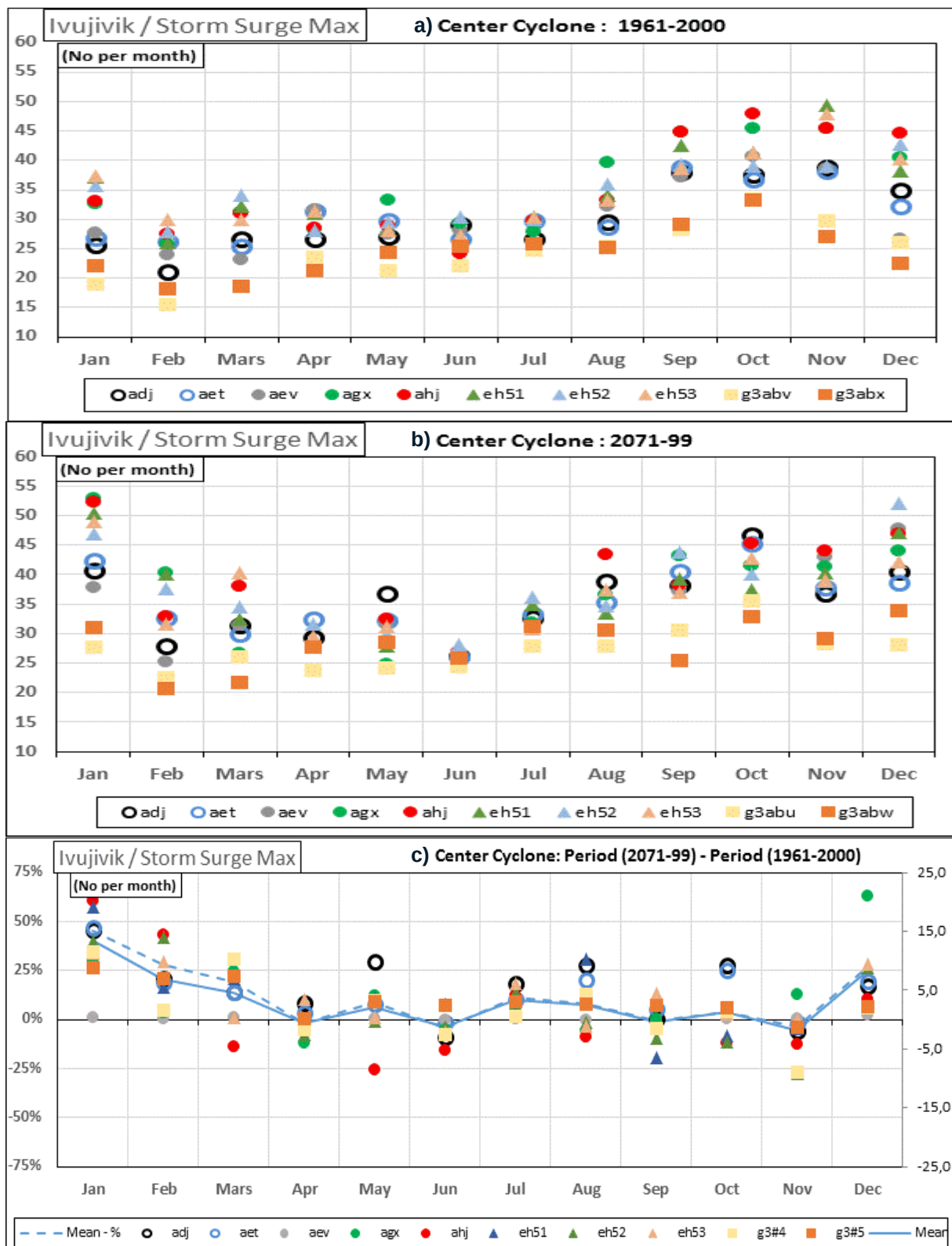


Figure 6 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Ivujivik.

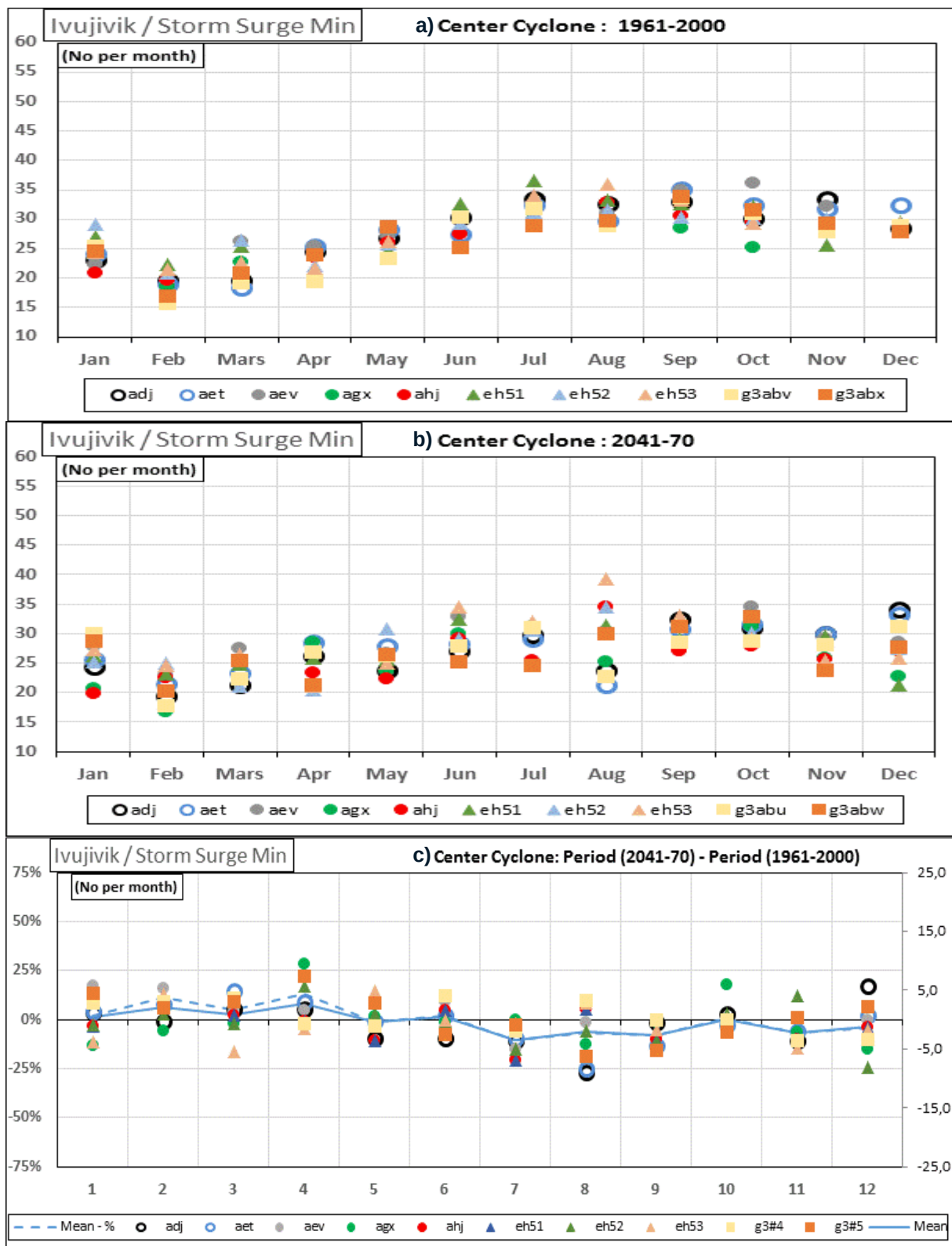


Figure 7 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Ivujivik.

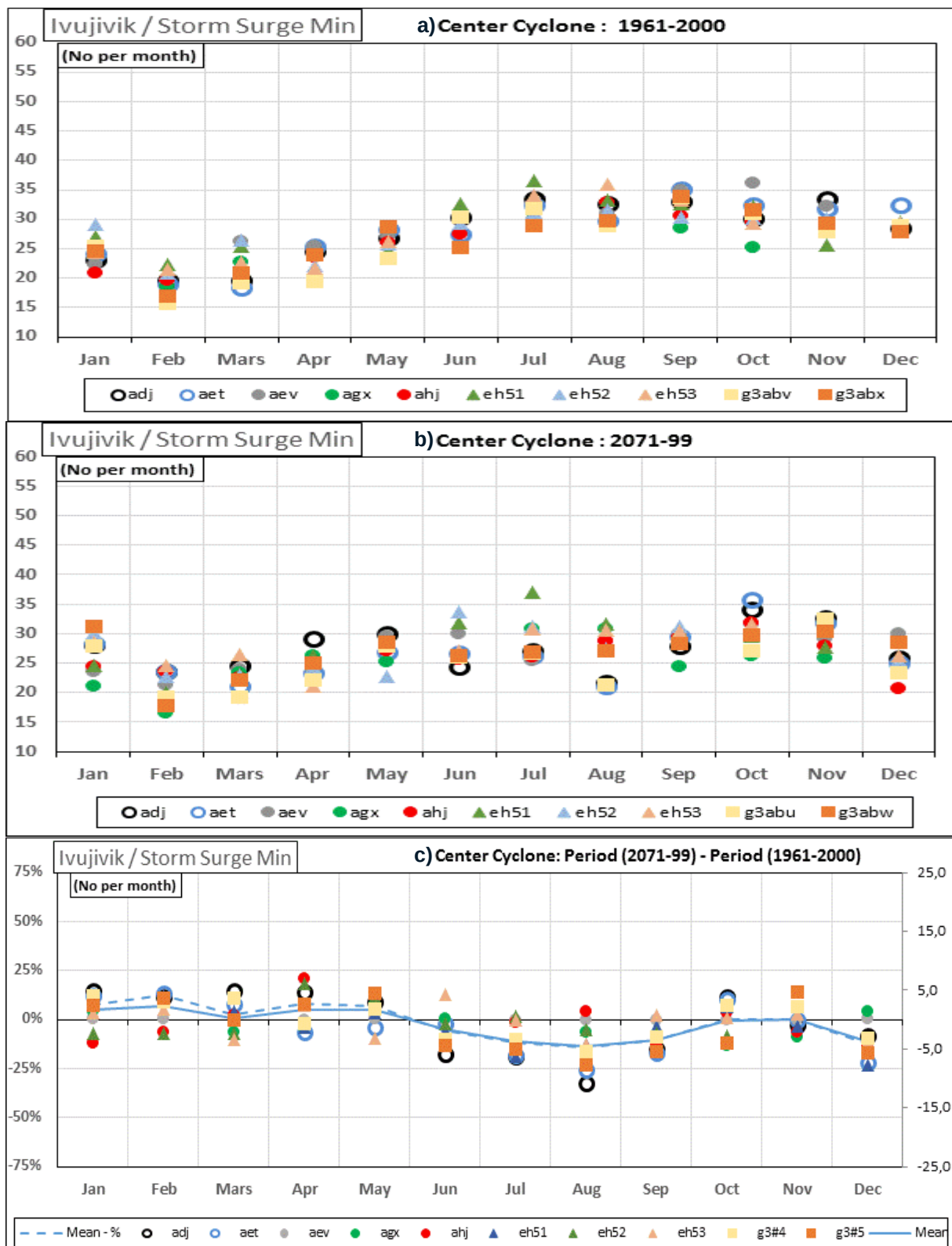


Figure 8 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Ivujivik.

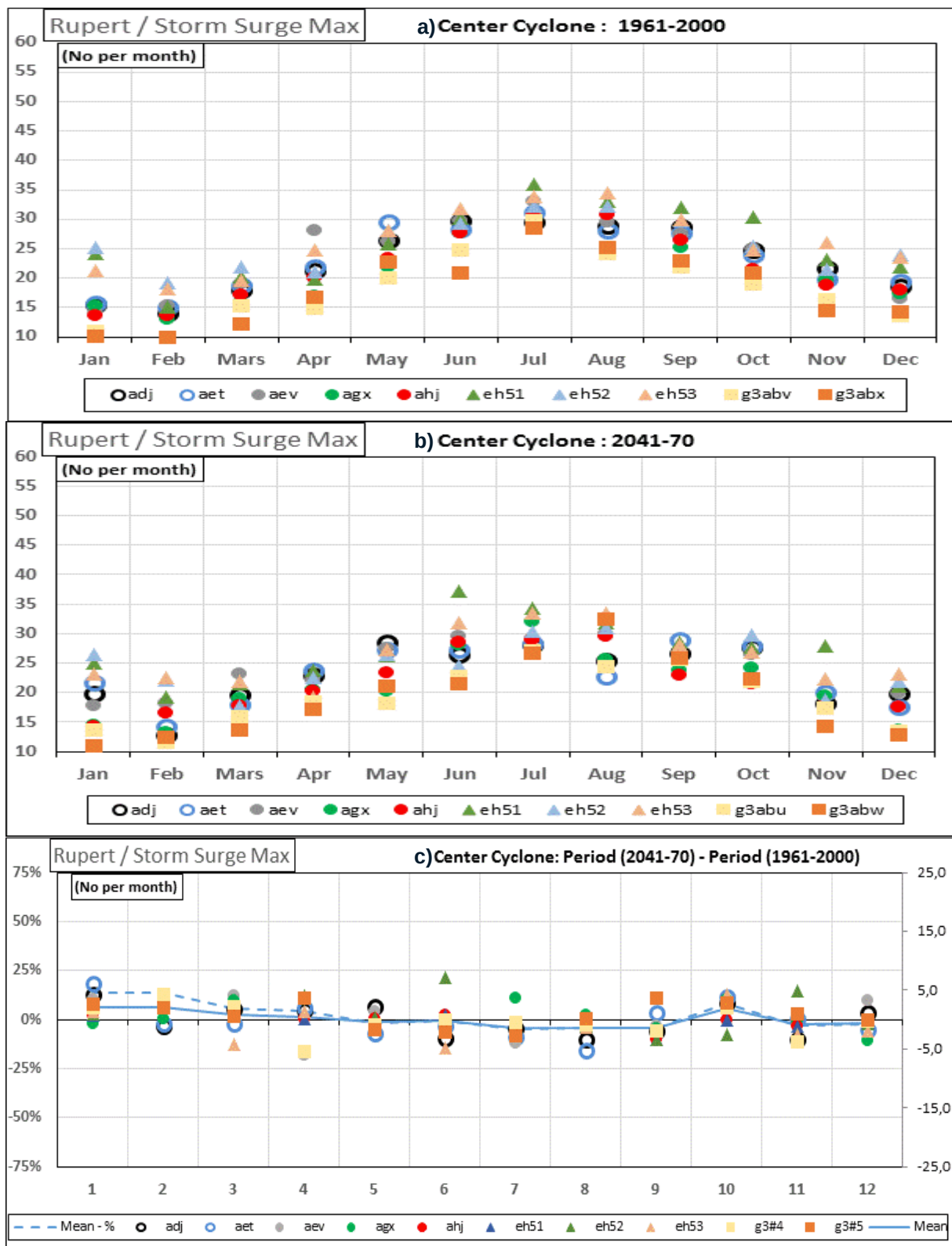


Figure 9 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-70; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques présentés décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone ou les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Rupert.

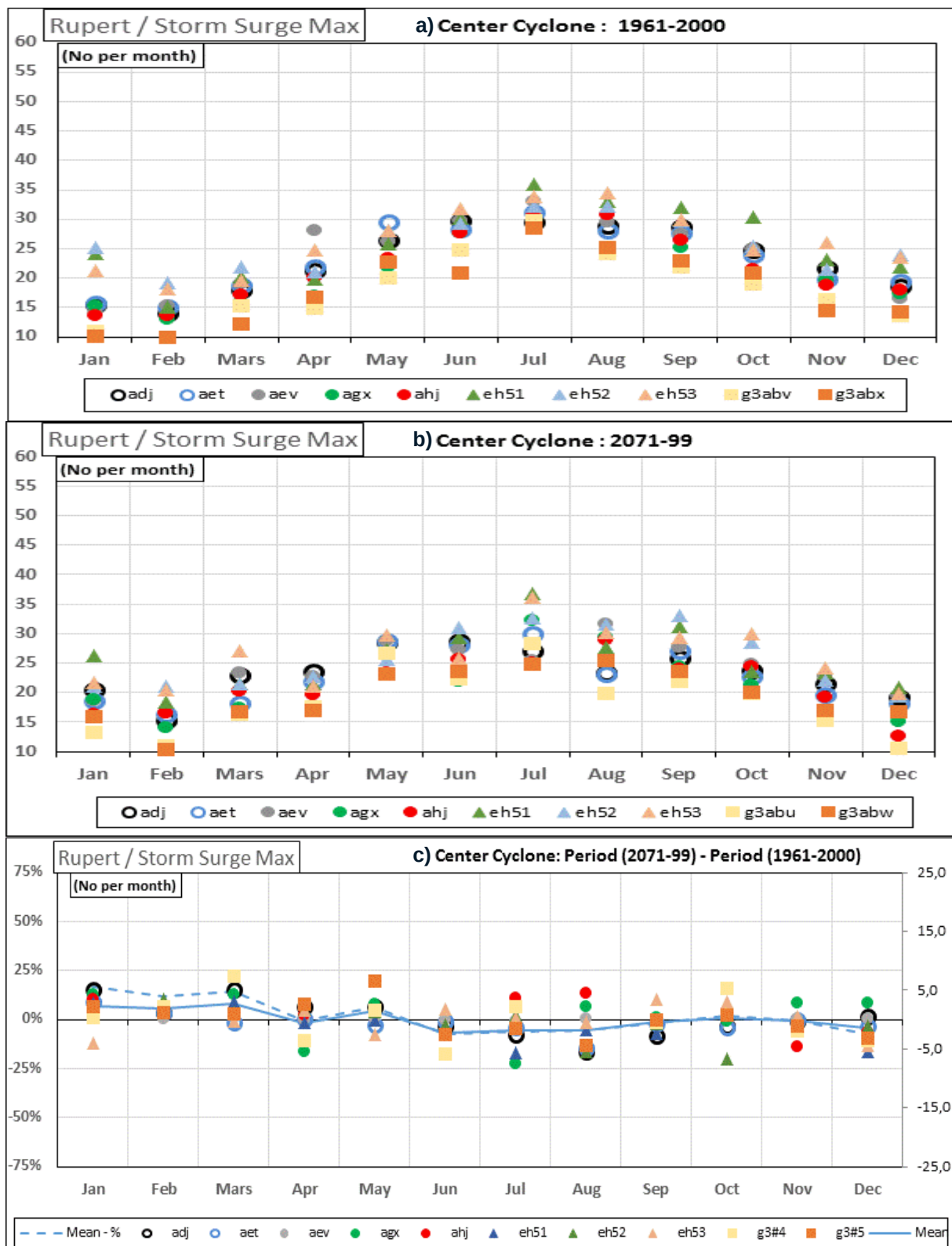


Figure 10 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-99; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques présentés décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone ou les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Rupert.

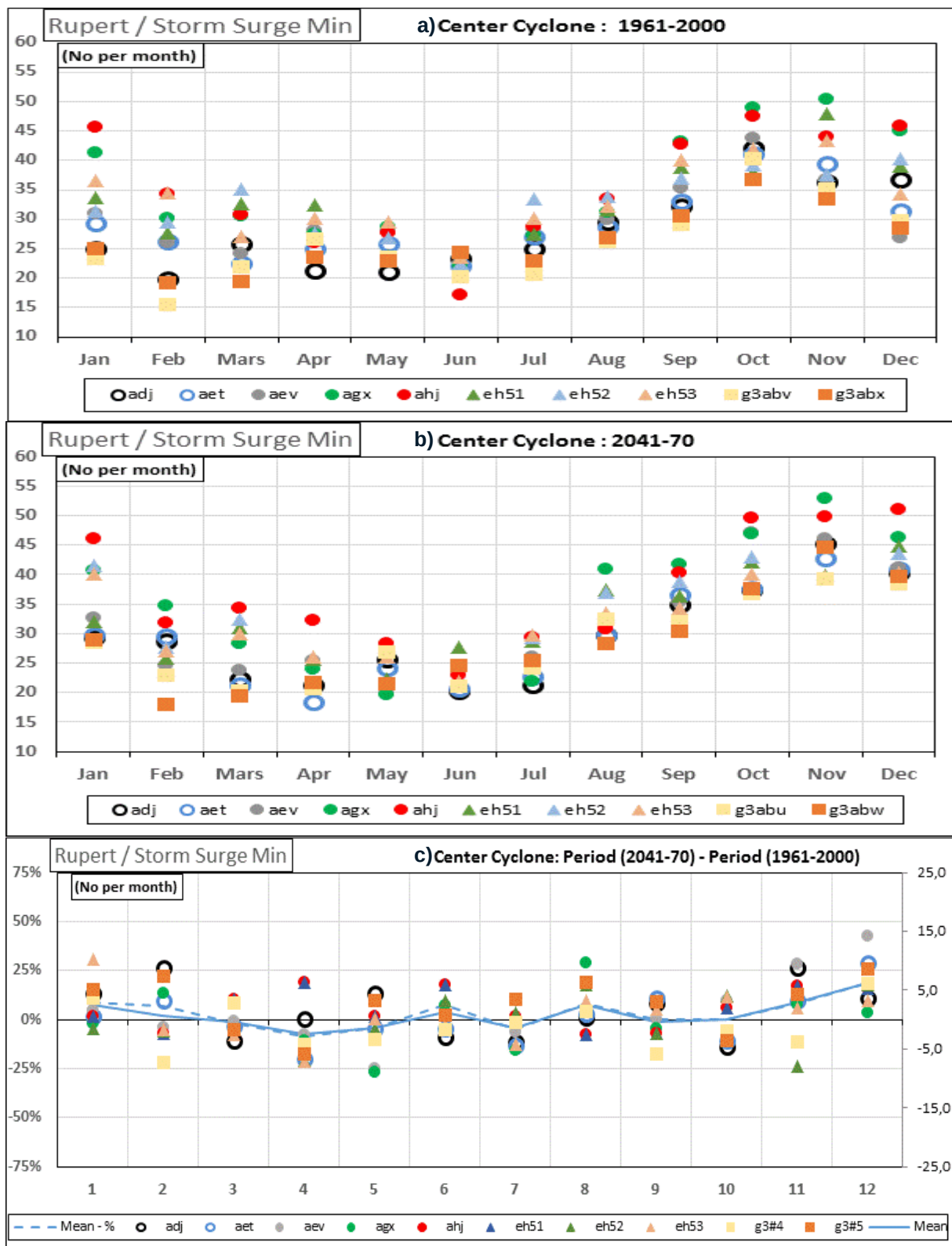


Figure 11 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Rupert.

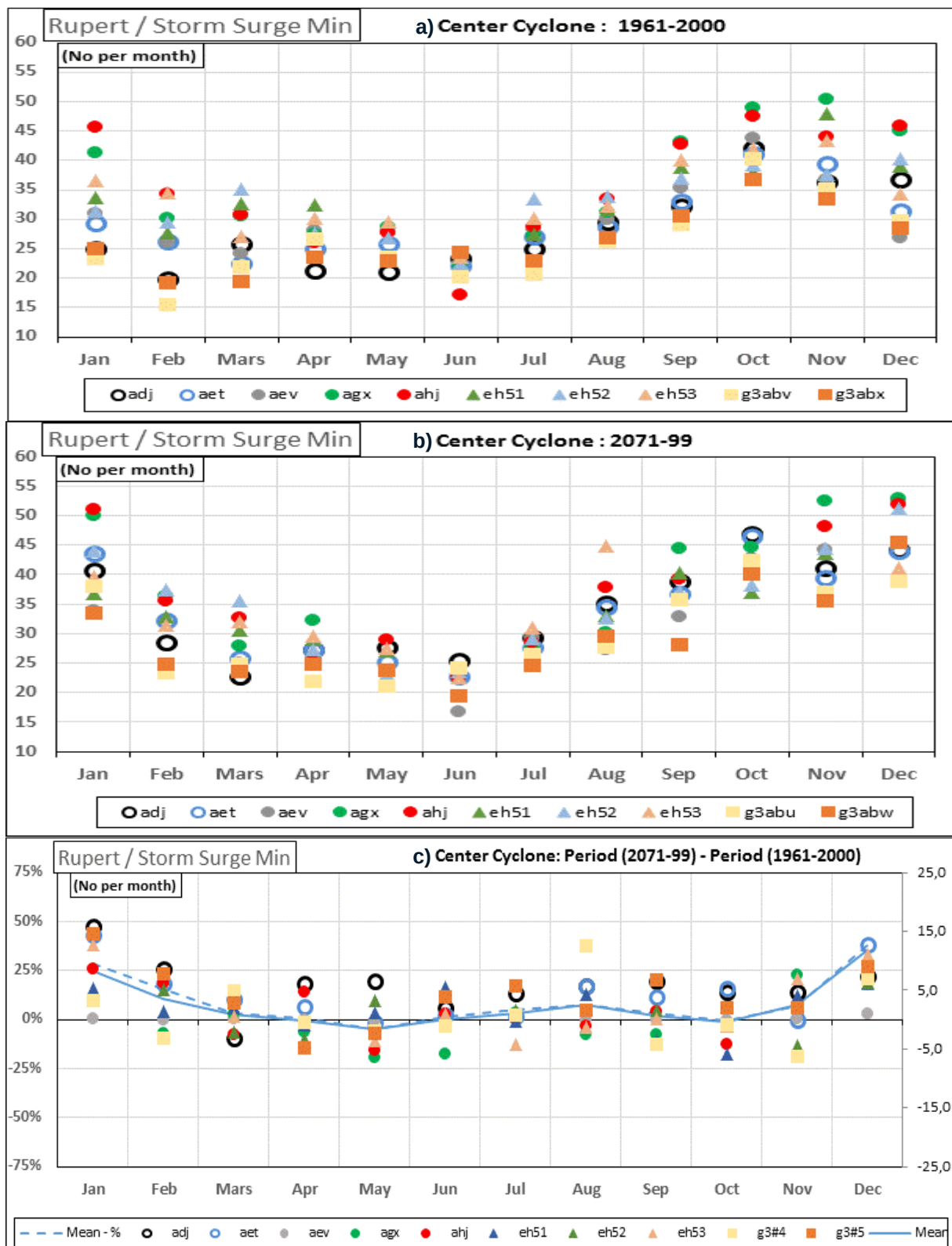


Figure 12 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Rupert.

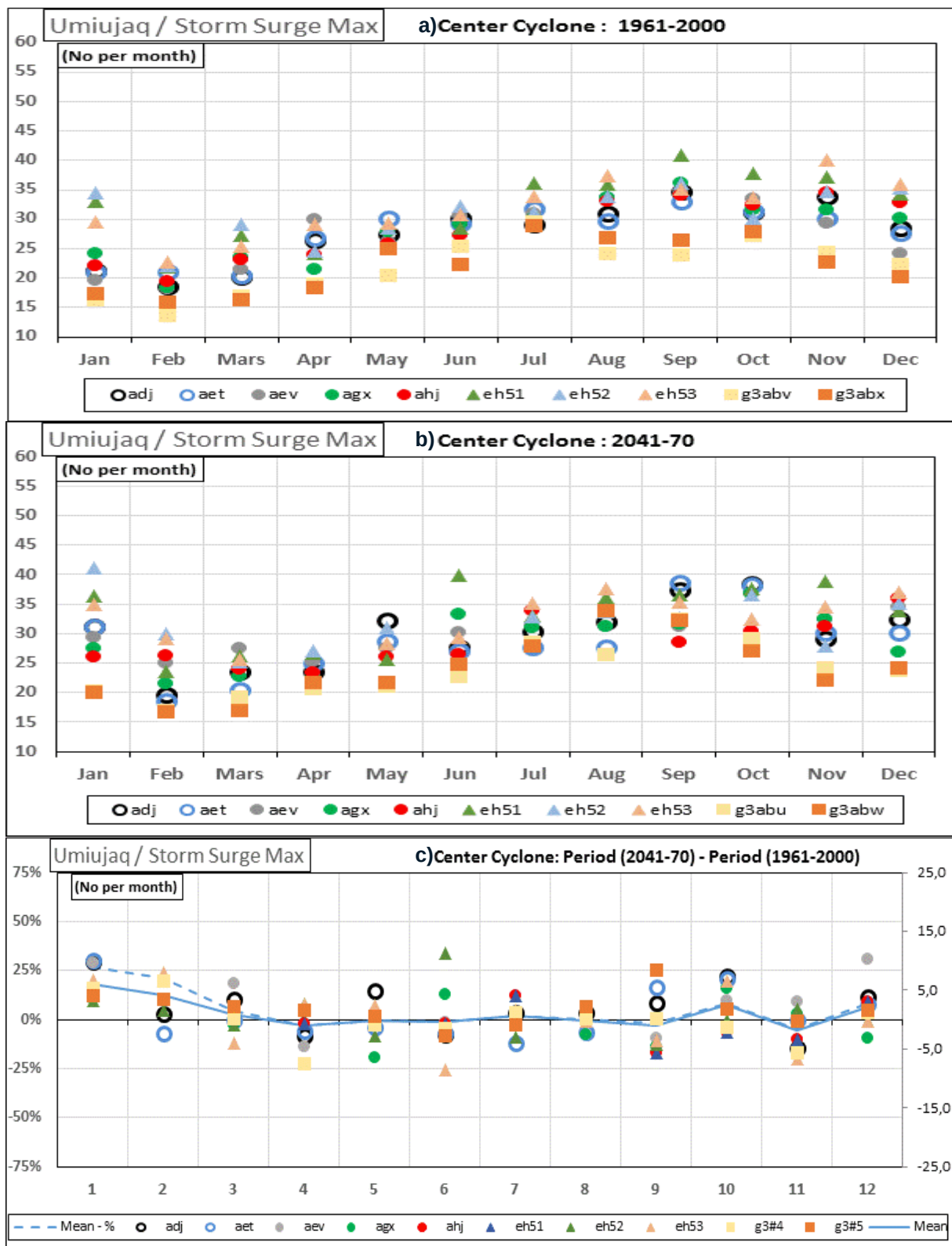


Figure 13 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-70; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques présentés décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Umiujaq.

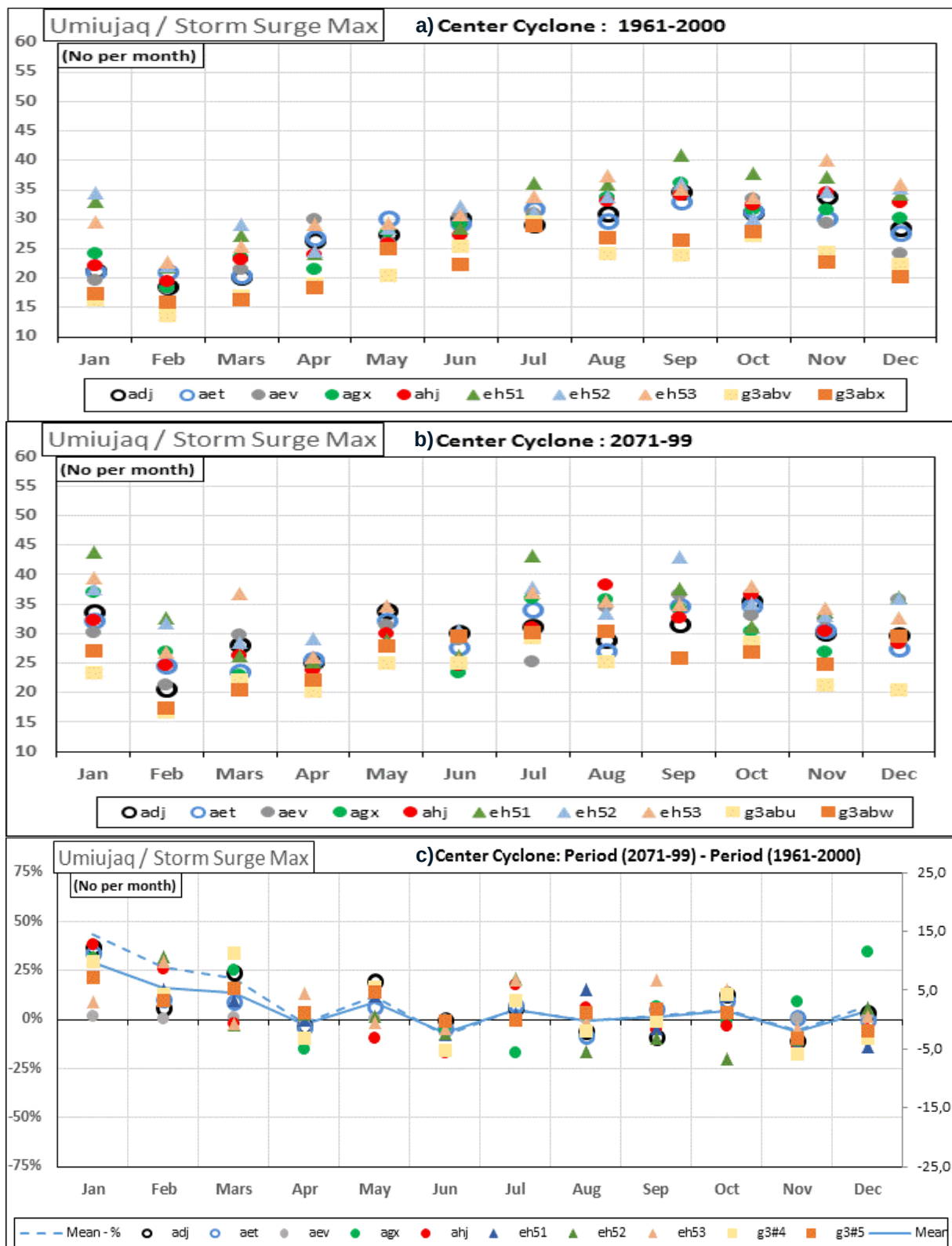


Figure 14 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-99; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques présentés décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Umiujaq.

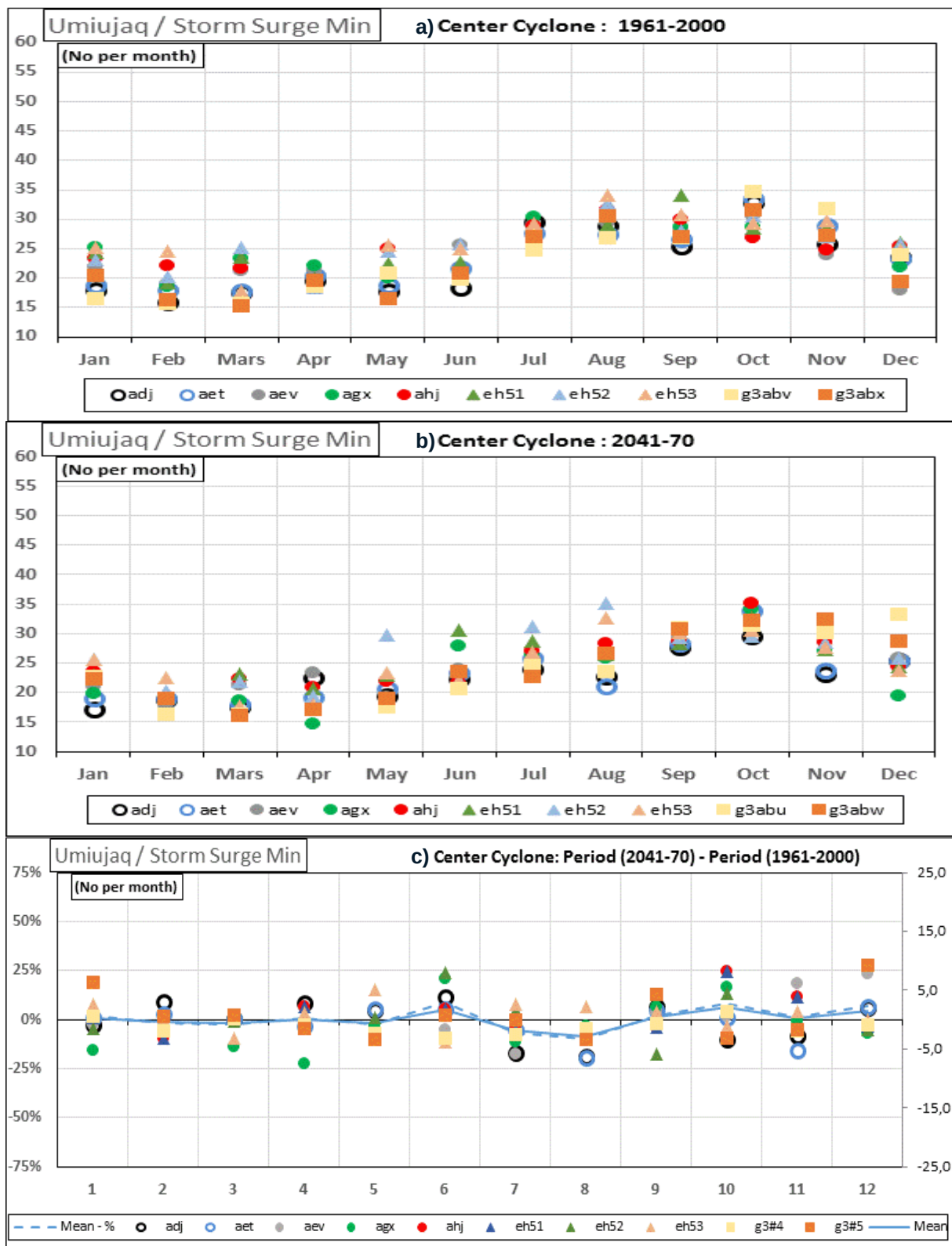


Figure 15 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Umiujaq.

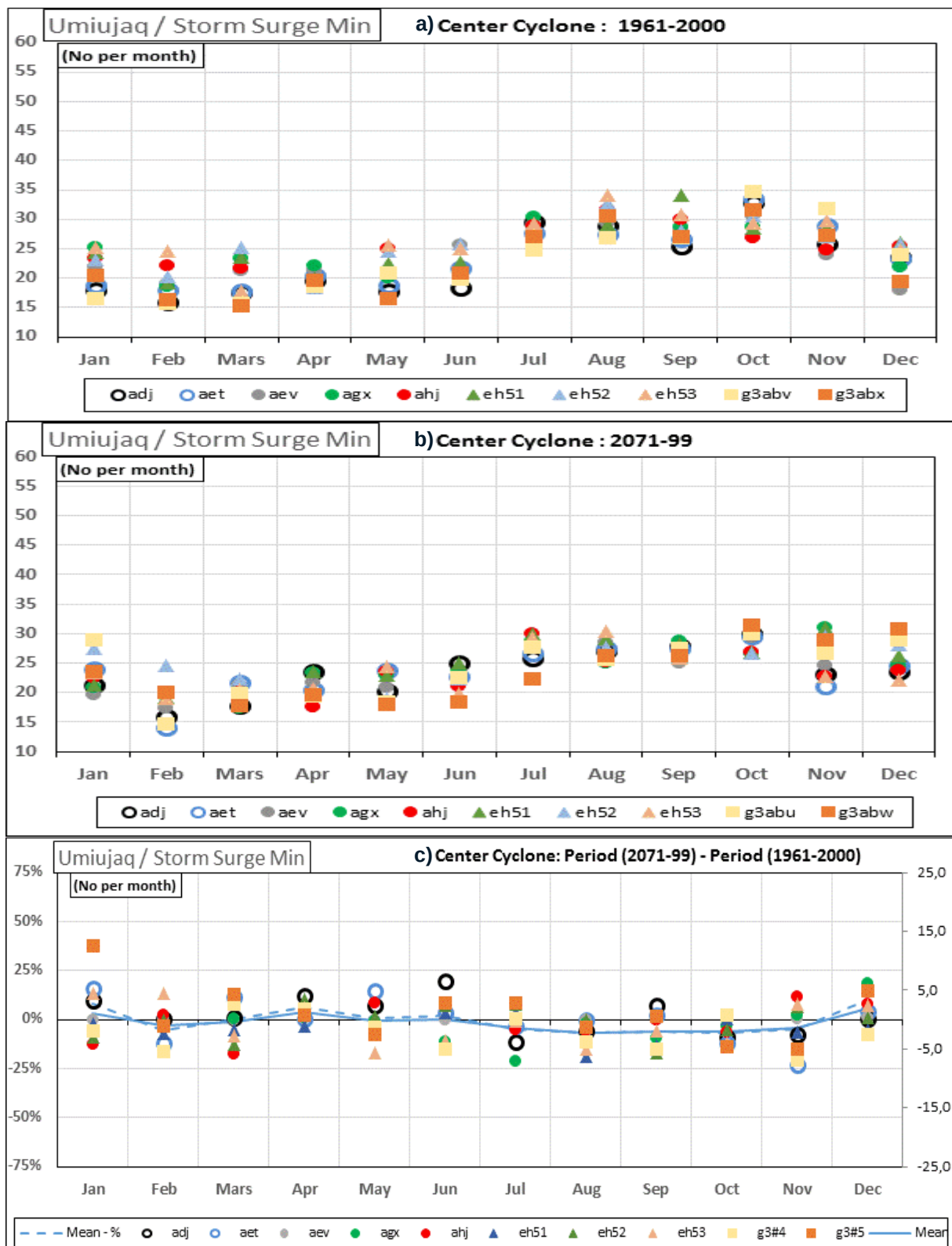


Figure 16 Nombre de centres cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1 de l'annexe A. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Umiujaq.

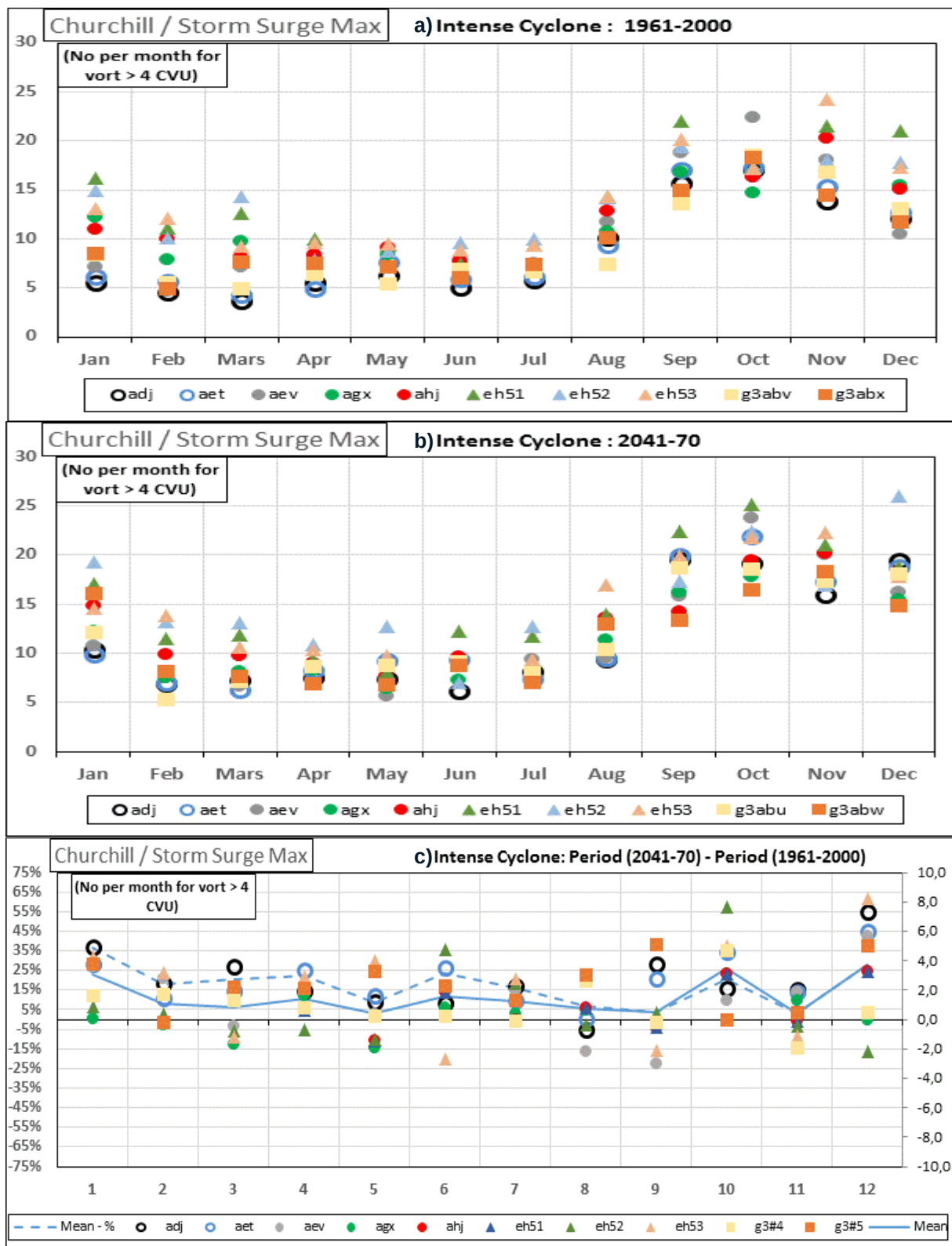


Figure 17 Nombre de centres cycloniques (fréquence du tourbillon ≥ 4 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Churchill.

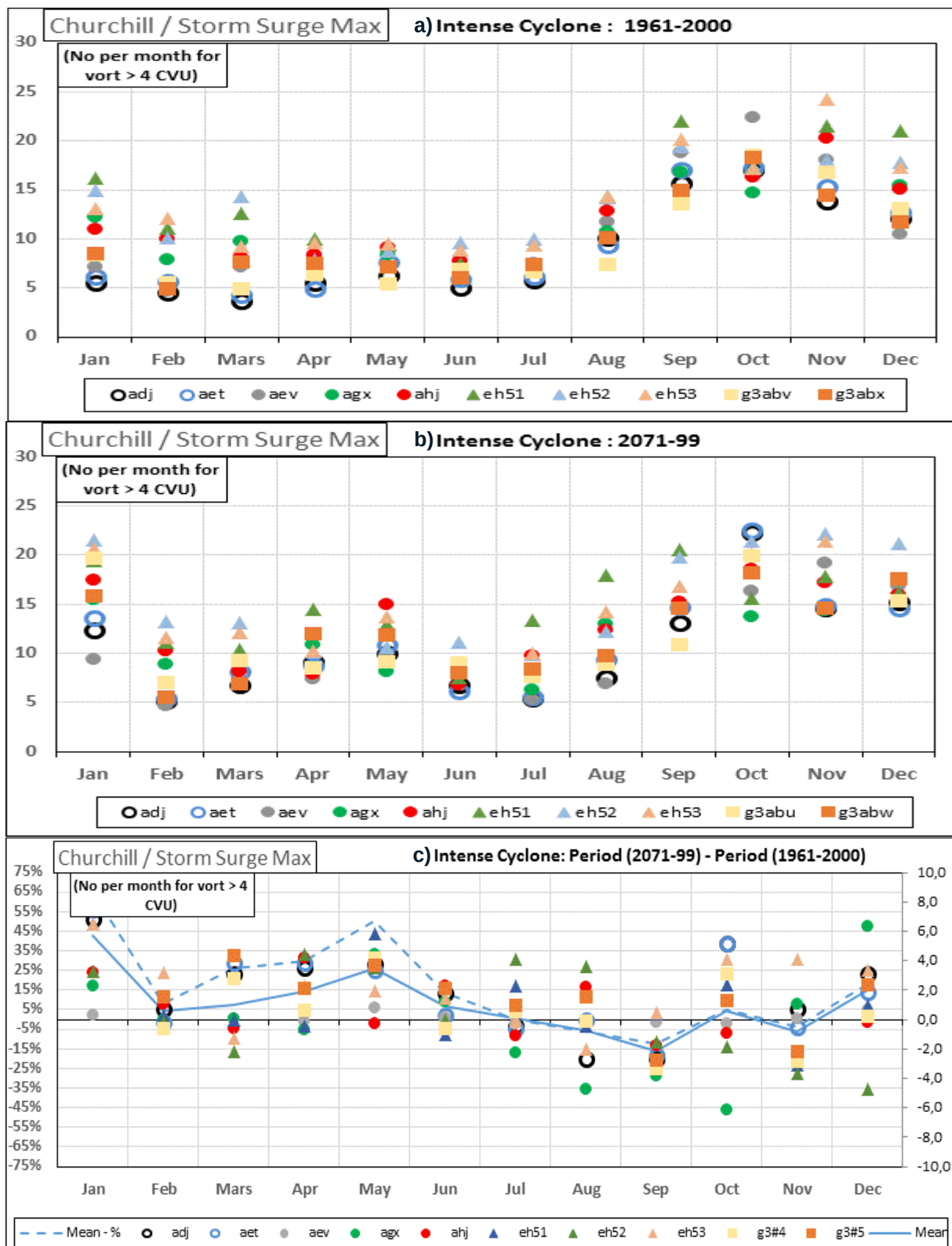


Figure 18 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 4 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Churchill.

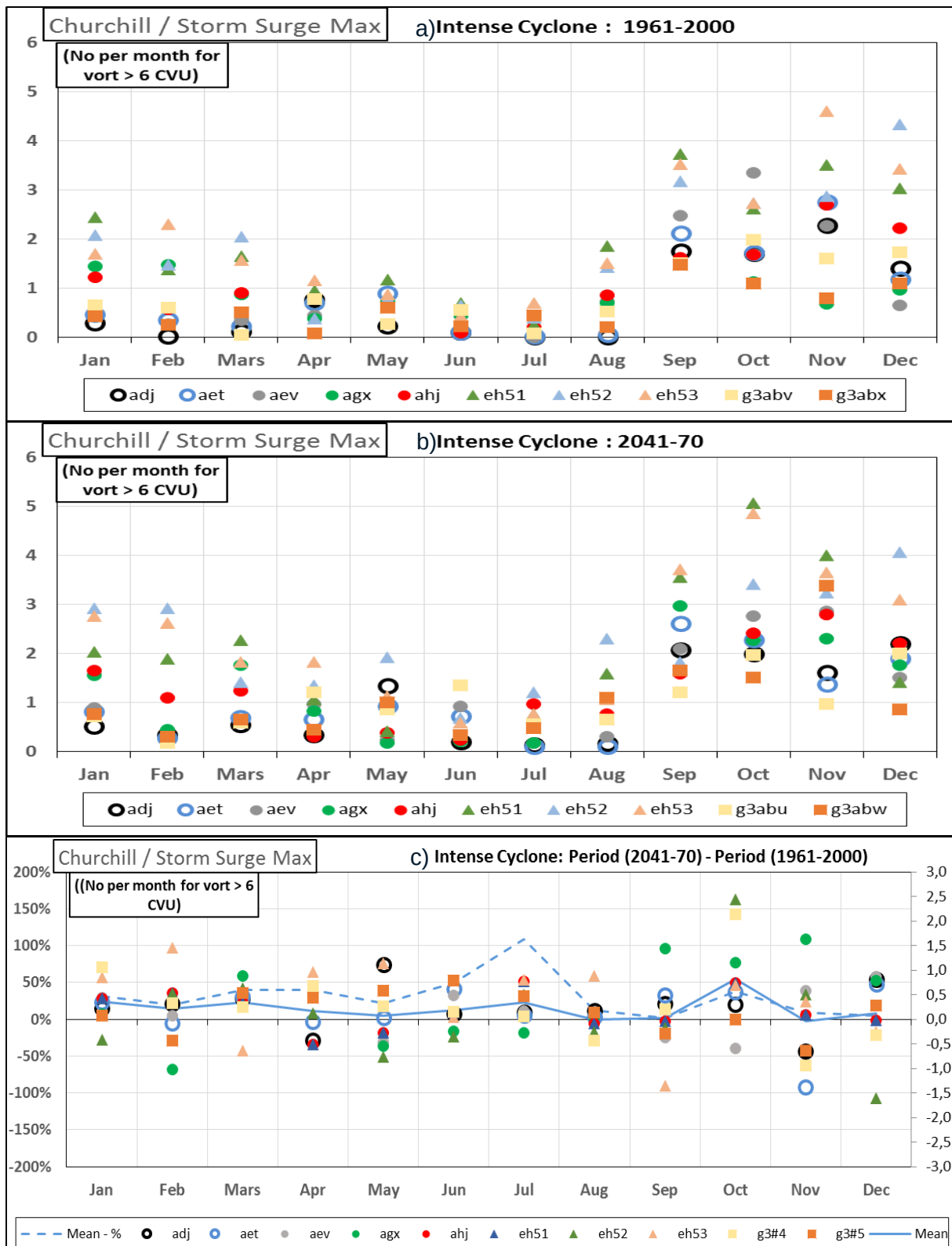


Figure 19 Nombre de centres cycloniques (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Churchill.

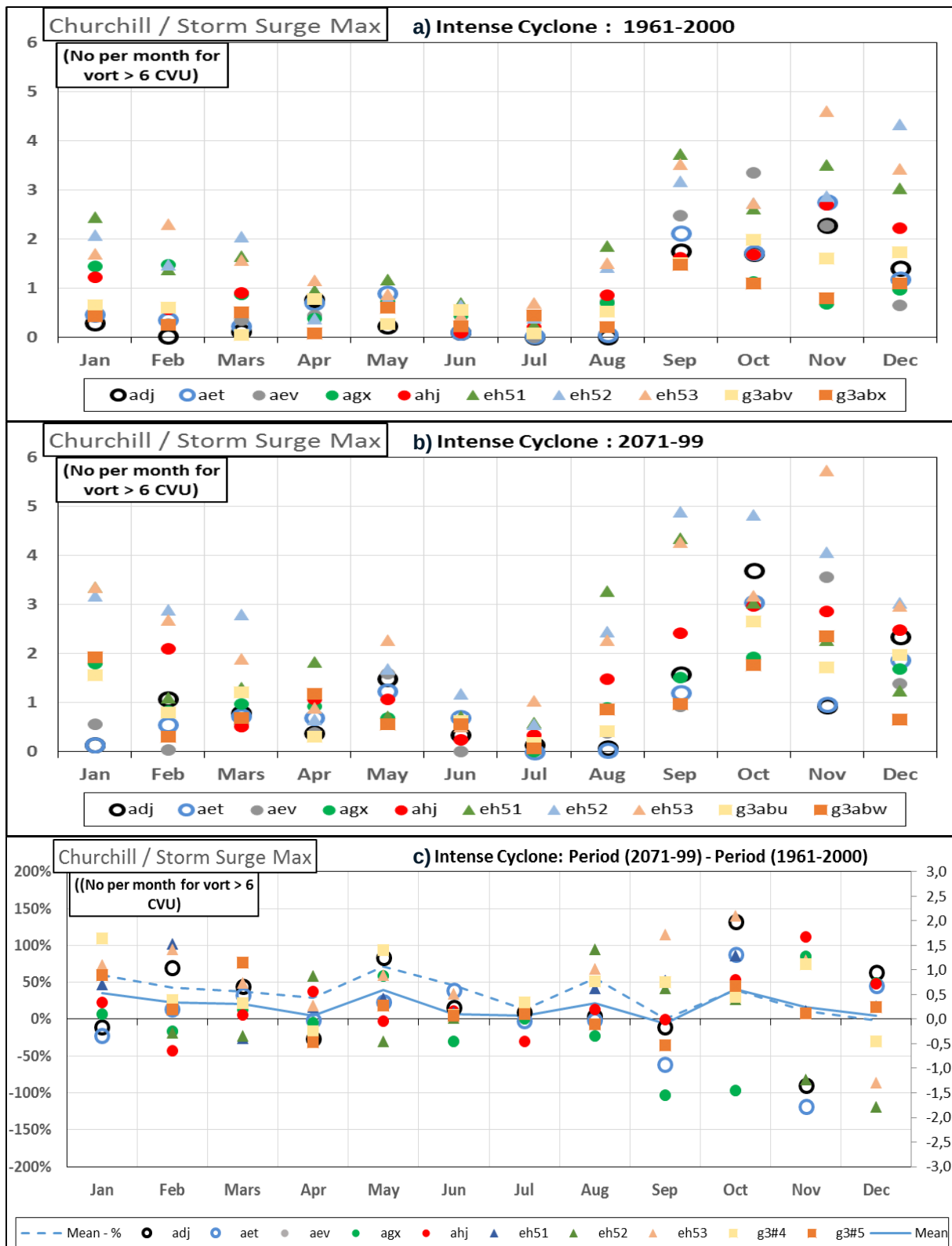


Figure 20 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Churchill.

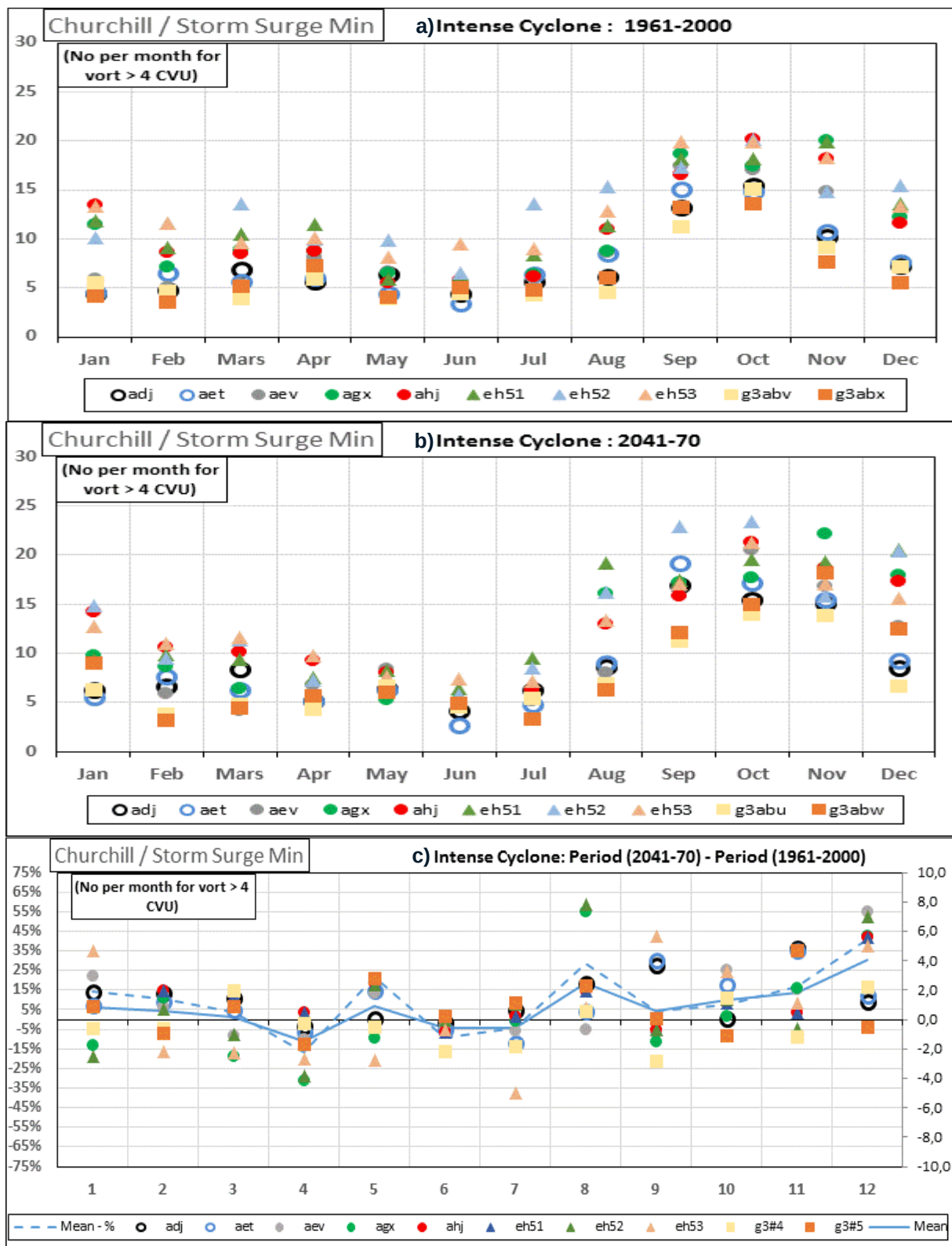


Figure 21 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 4 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Churchill.

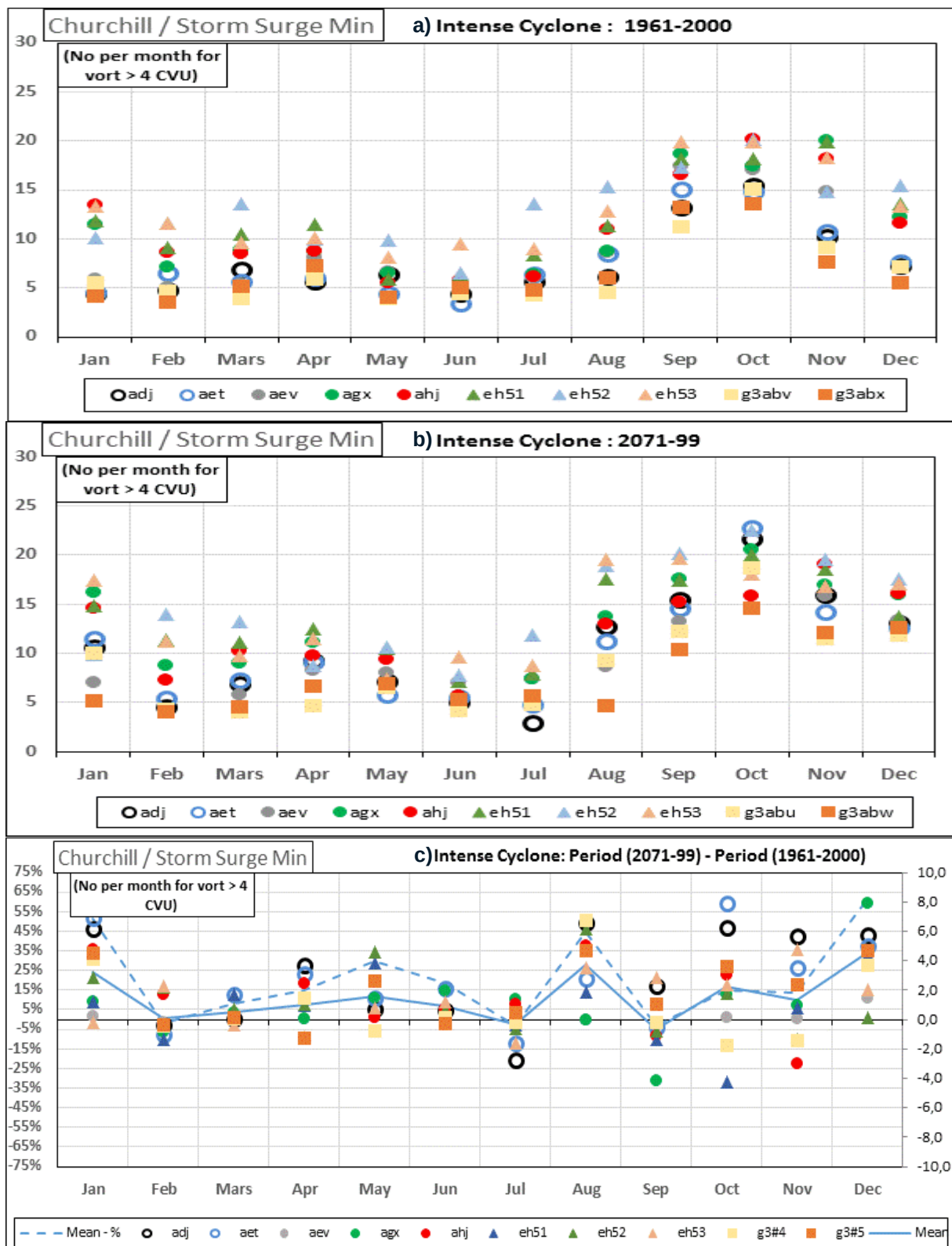


Figure 22 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 4 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Churchill.



Figure 23 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Churchill.



Figure 24 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Churchill.

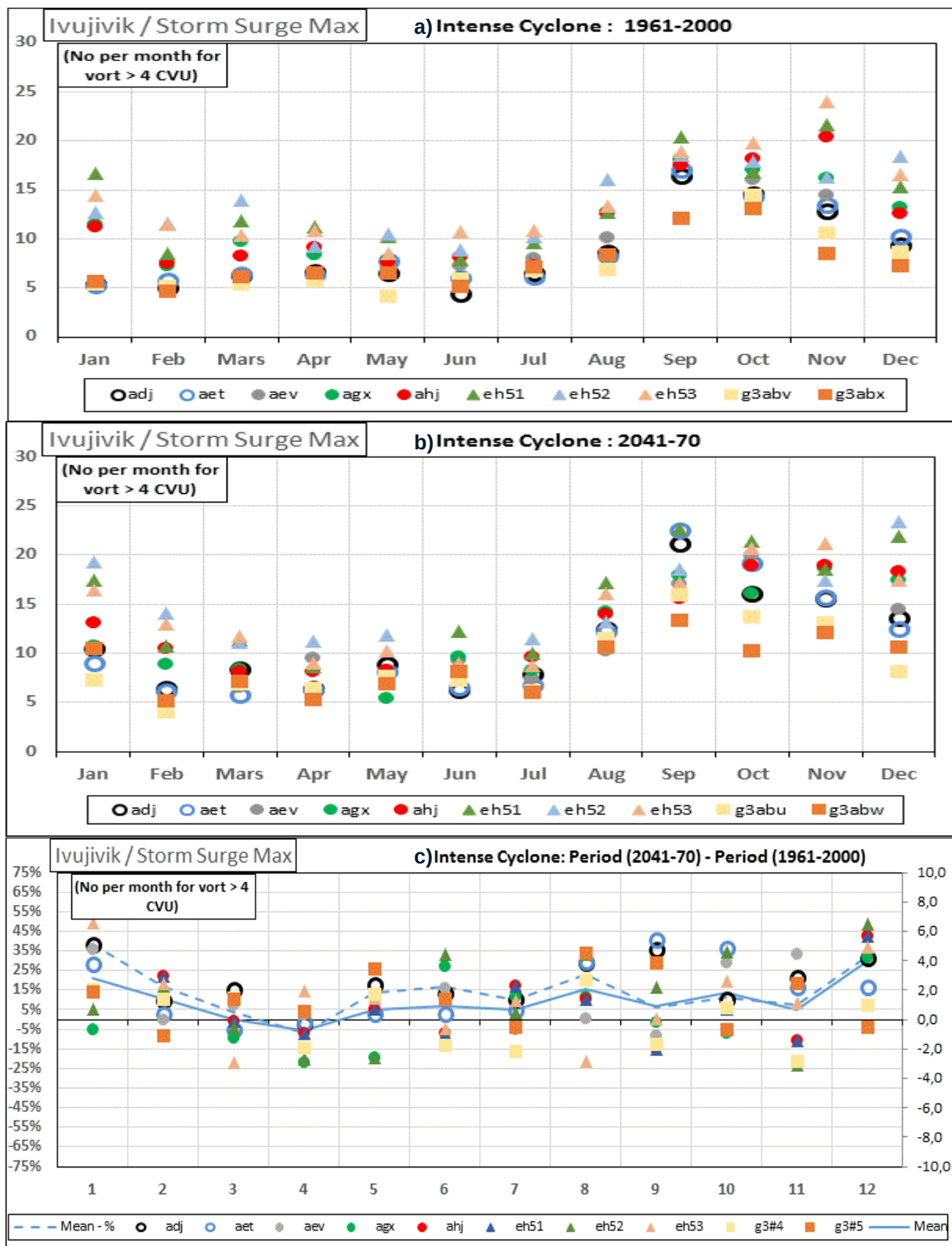


Figure 25 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 4 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Ivujivik.

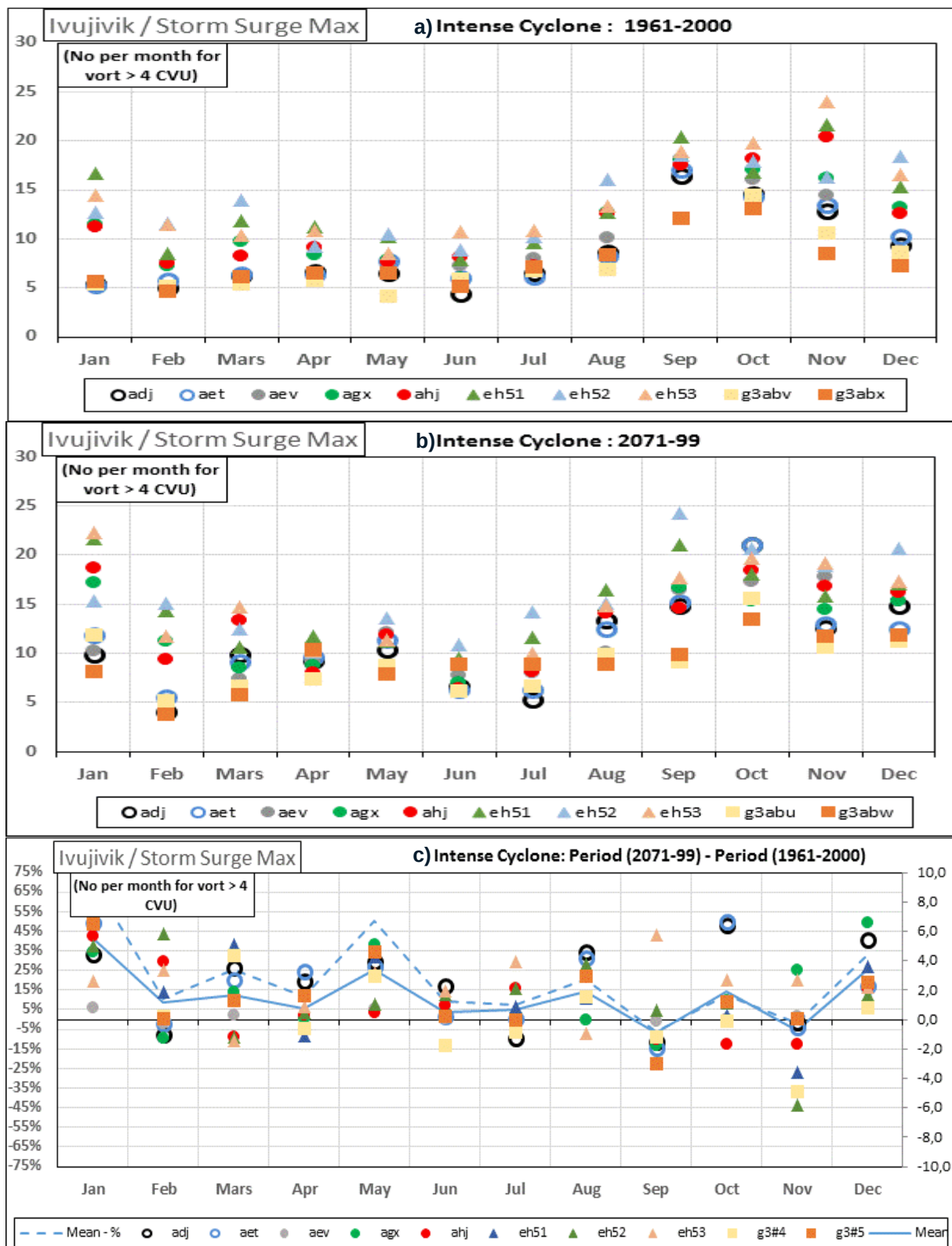


Figure 26 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 4 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Ivujivik.

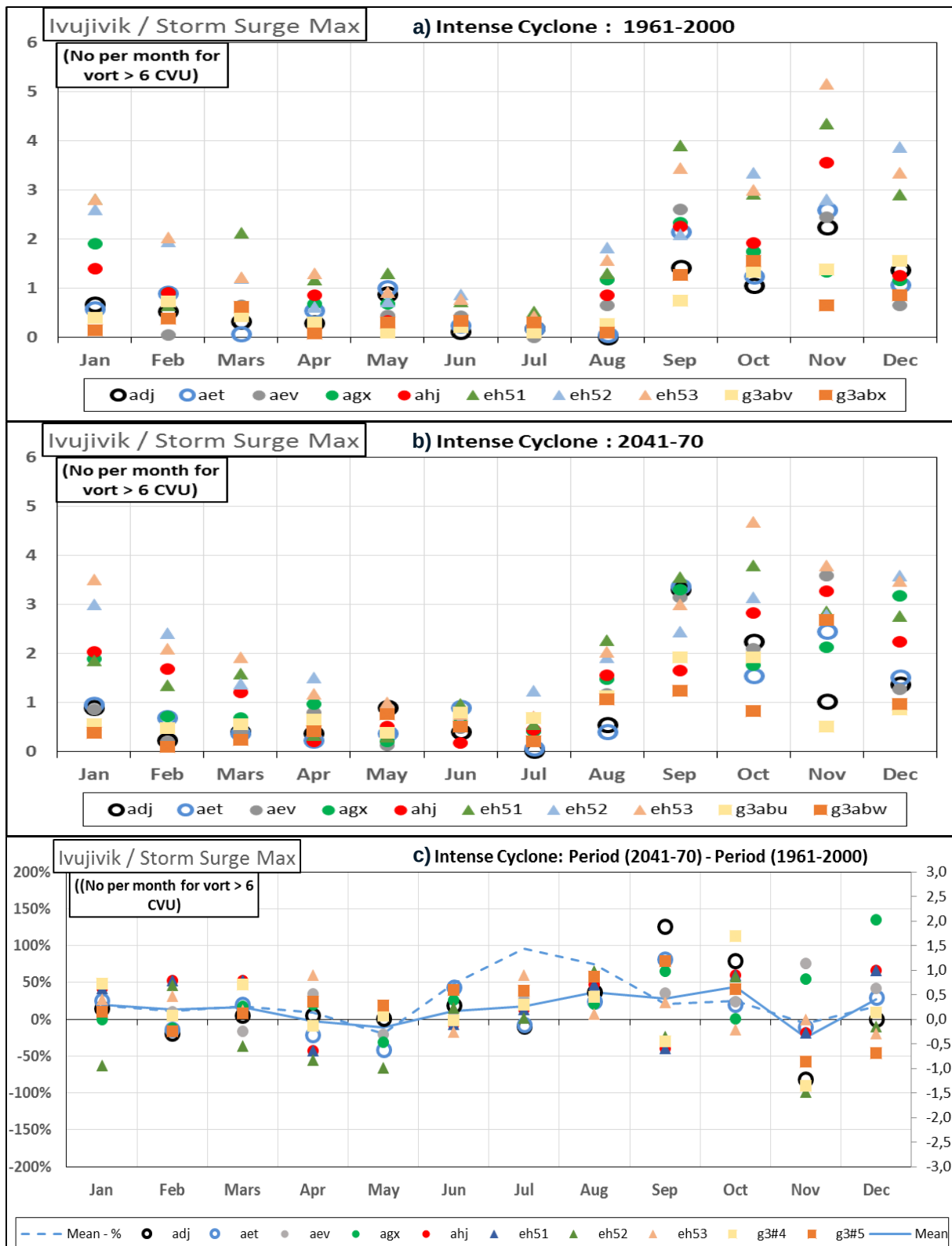


Figure 27 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Ivujivik.

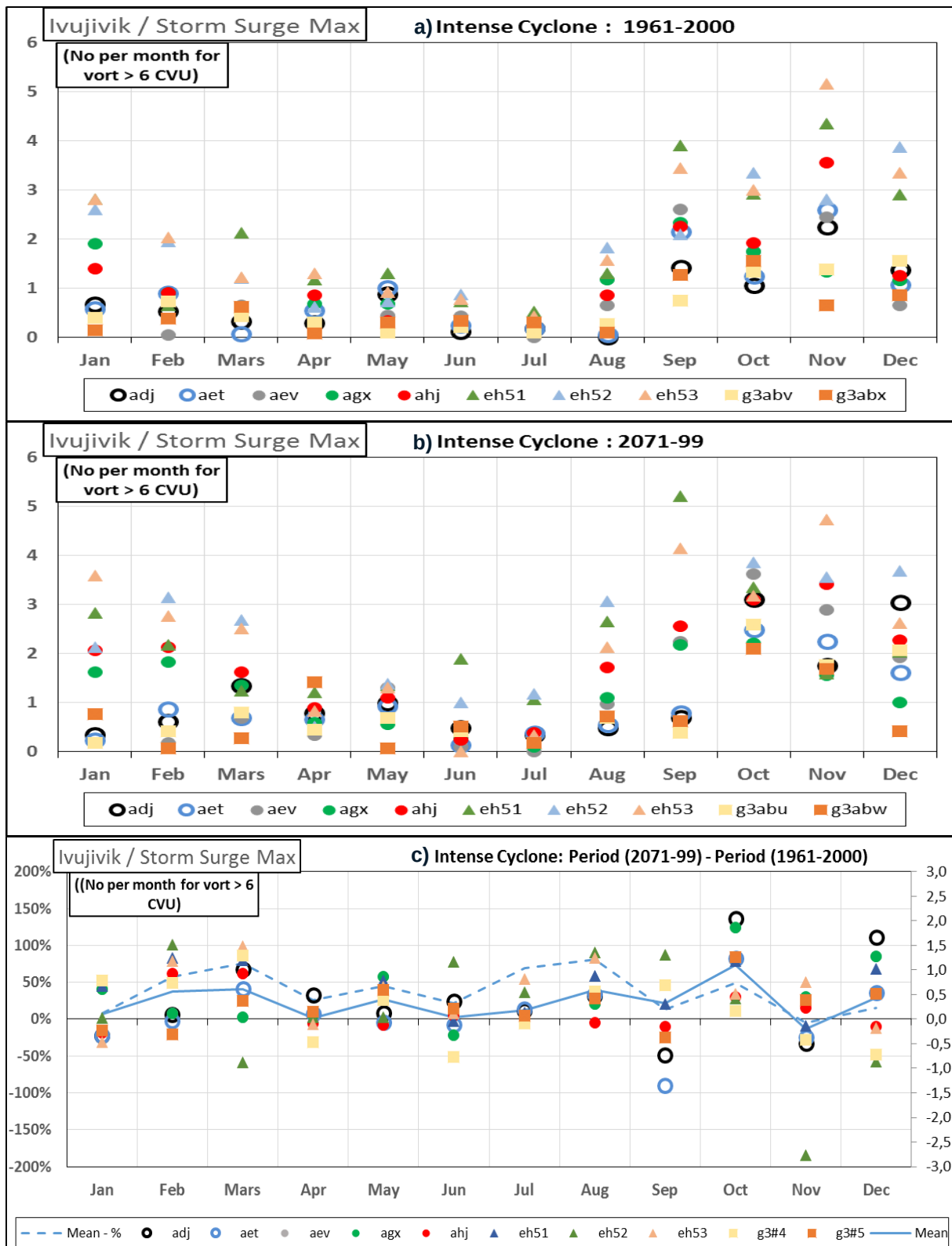


Figure 28 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Ivujivik.

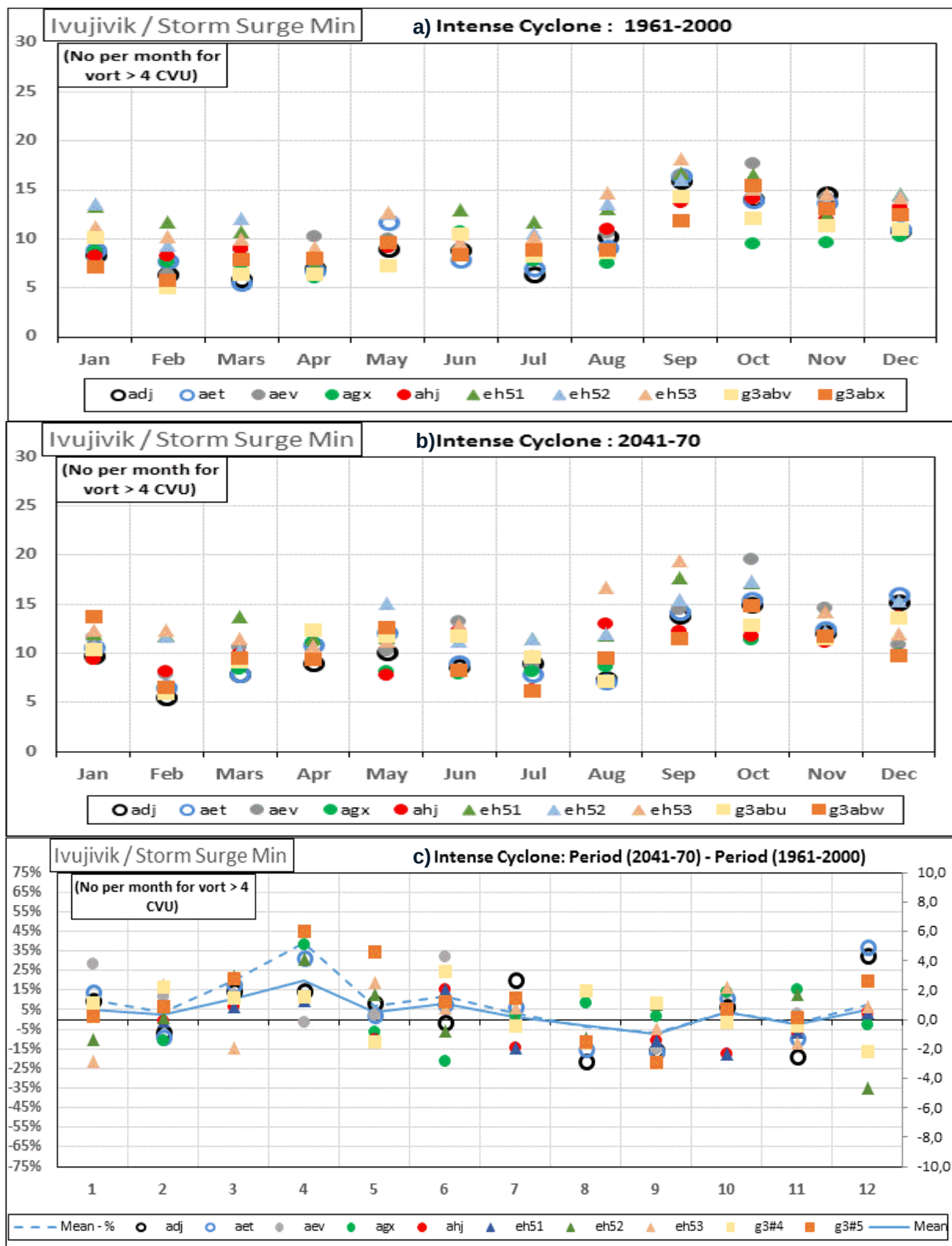


Figure 29 Nombre de centres cyclones intenses (fréquence du tourbillon ≥ 4 CVU) dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Ivujivik.

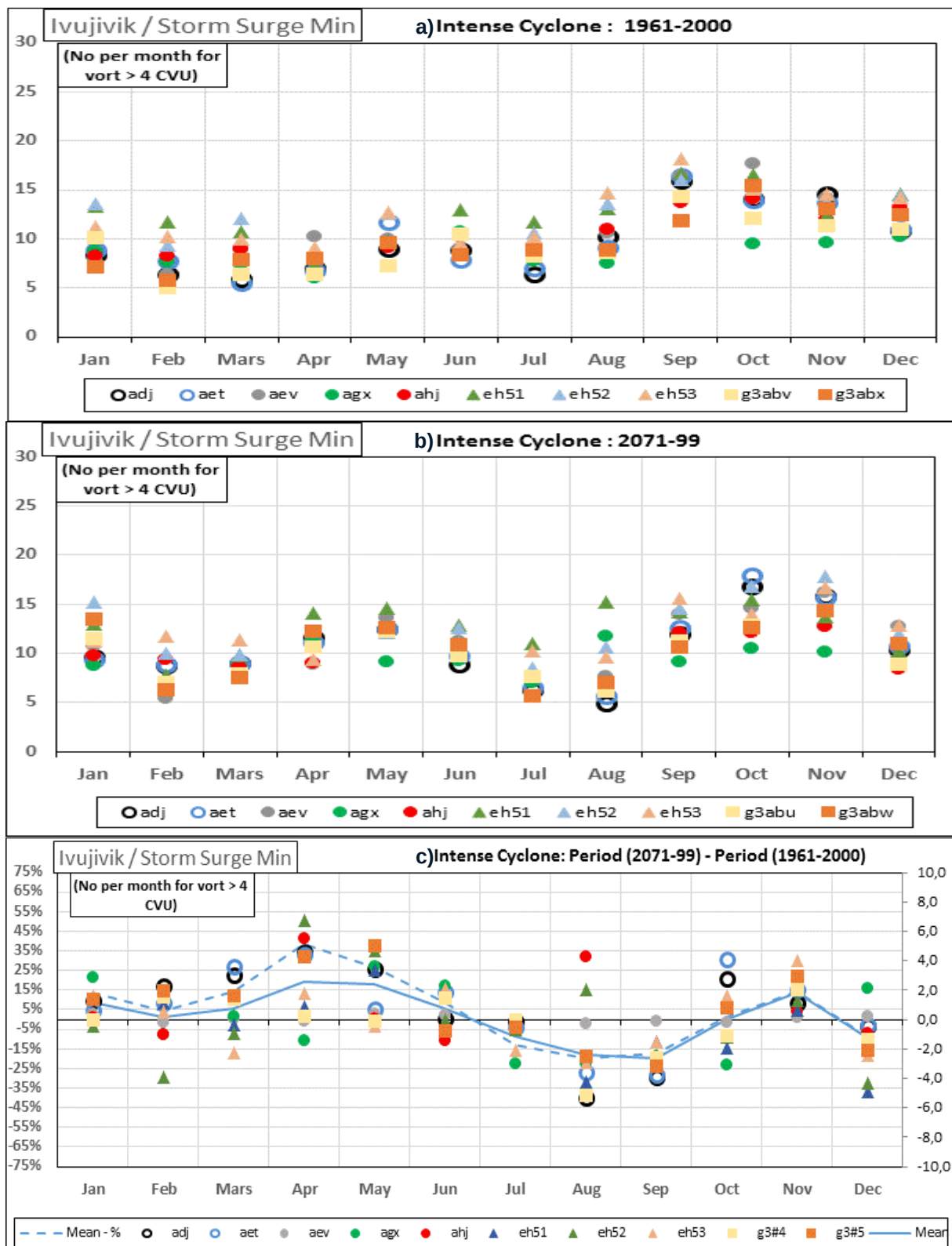


Figure 30 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 4 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Ivujivik.

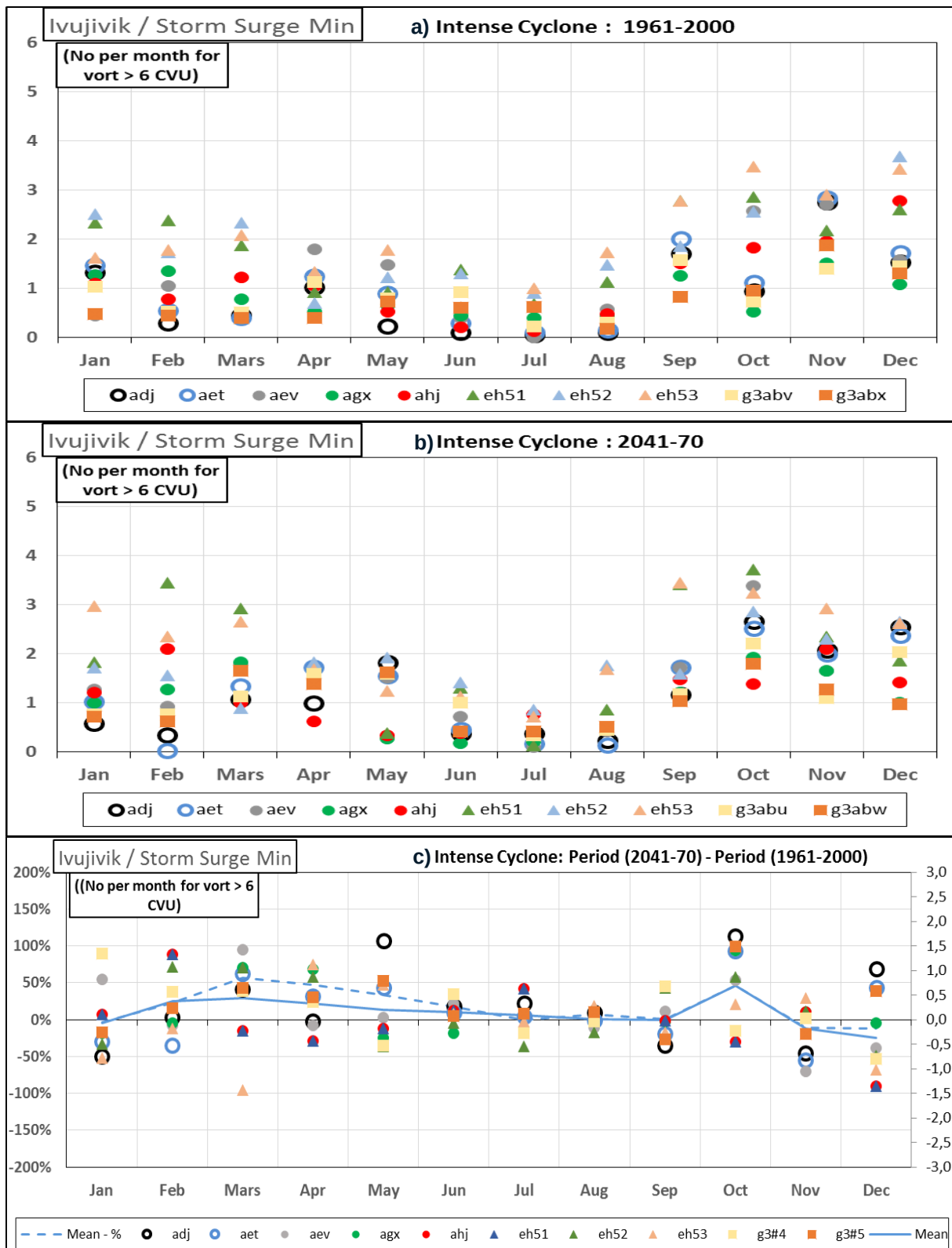


Figure 31 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Ivujivik.

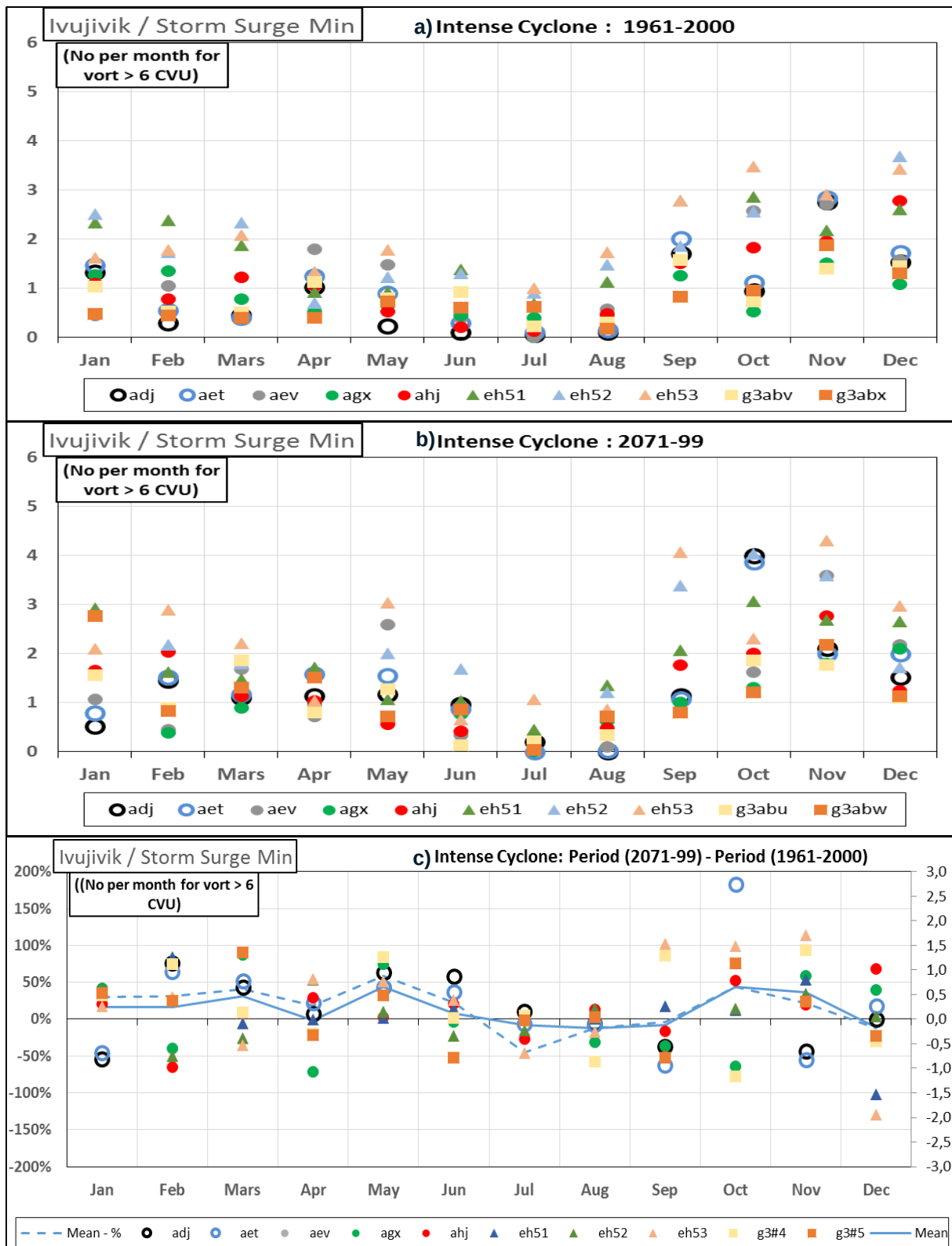


Figure 32 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1.. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Ivujivik.

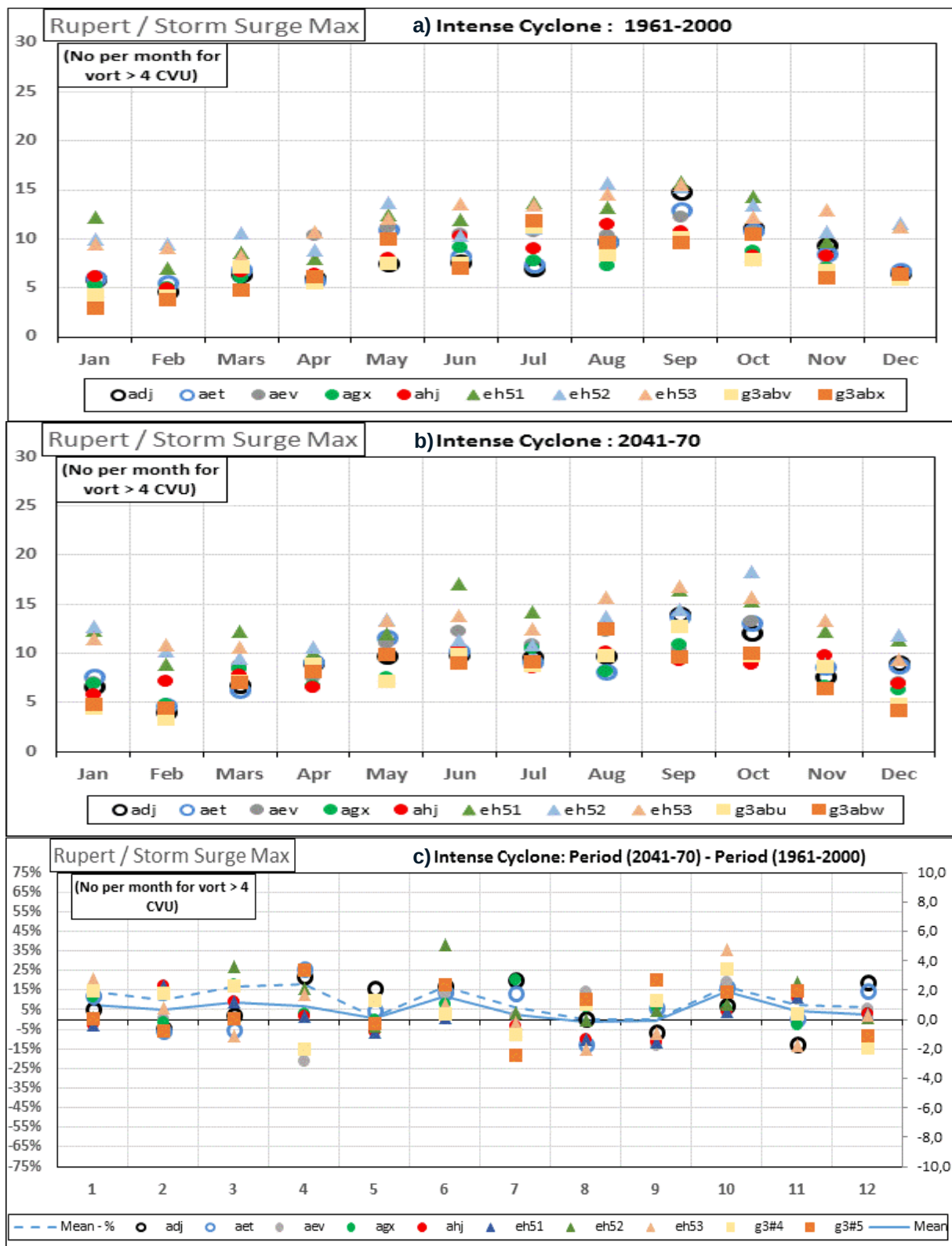


Figure 33 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 4 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Rupert.

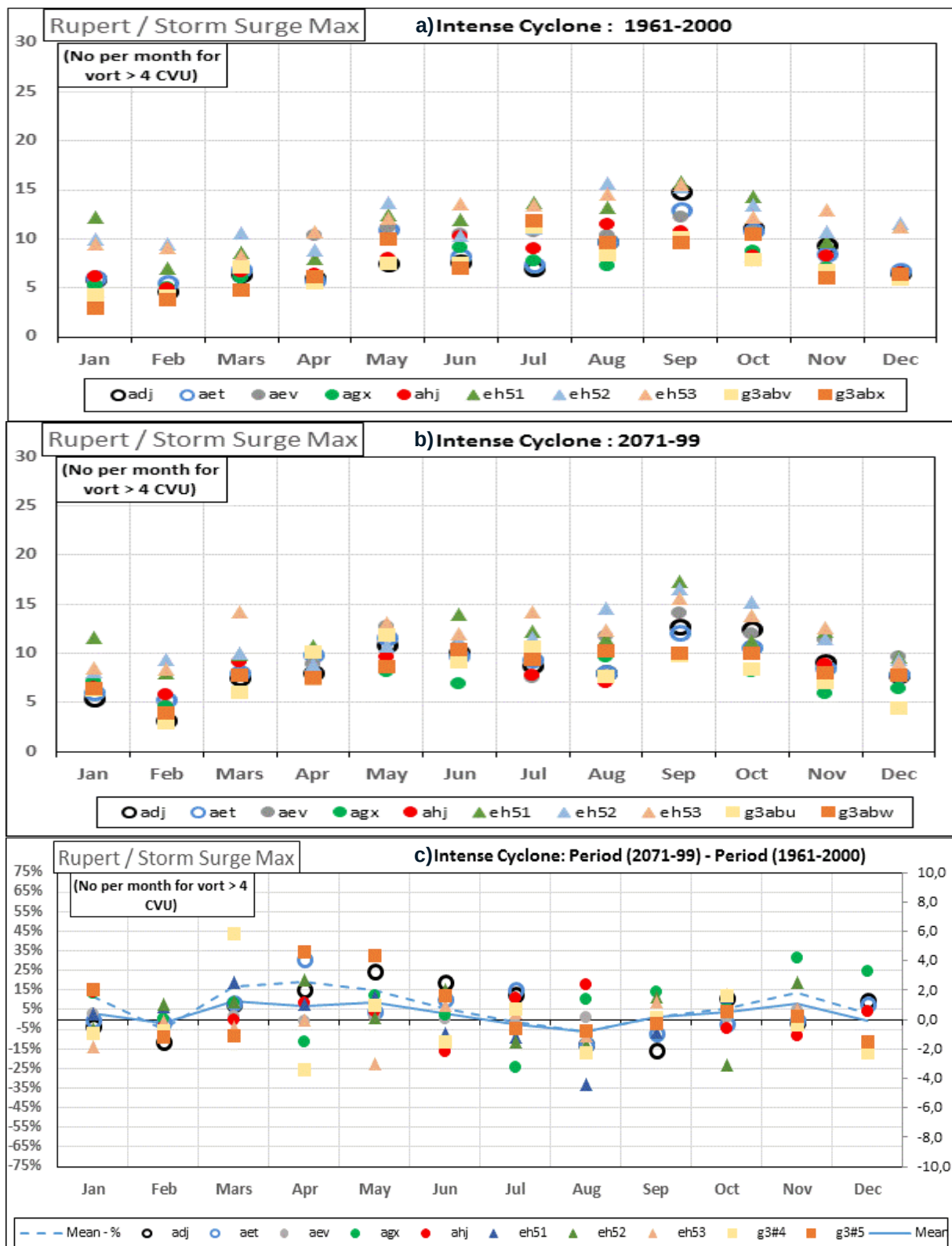


Figure 34 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 4 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Rupert.

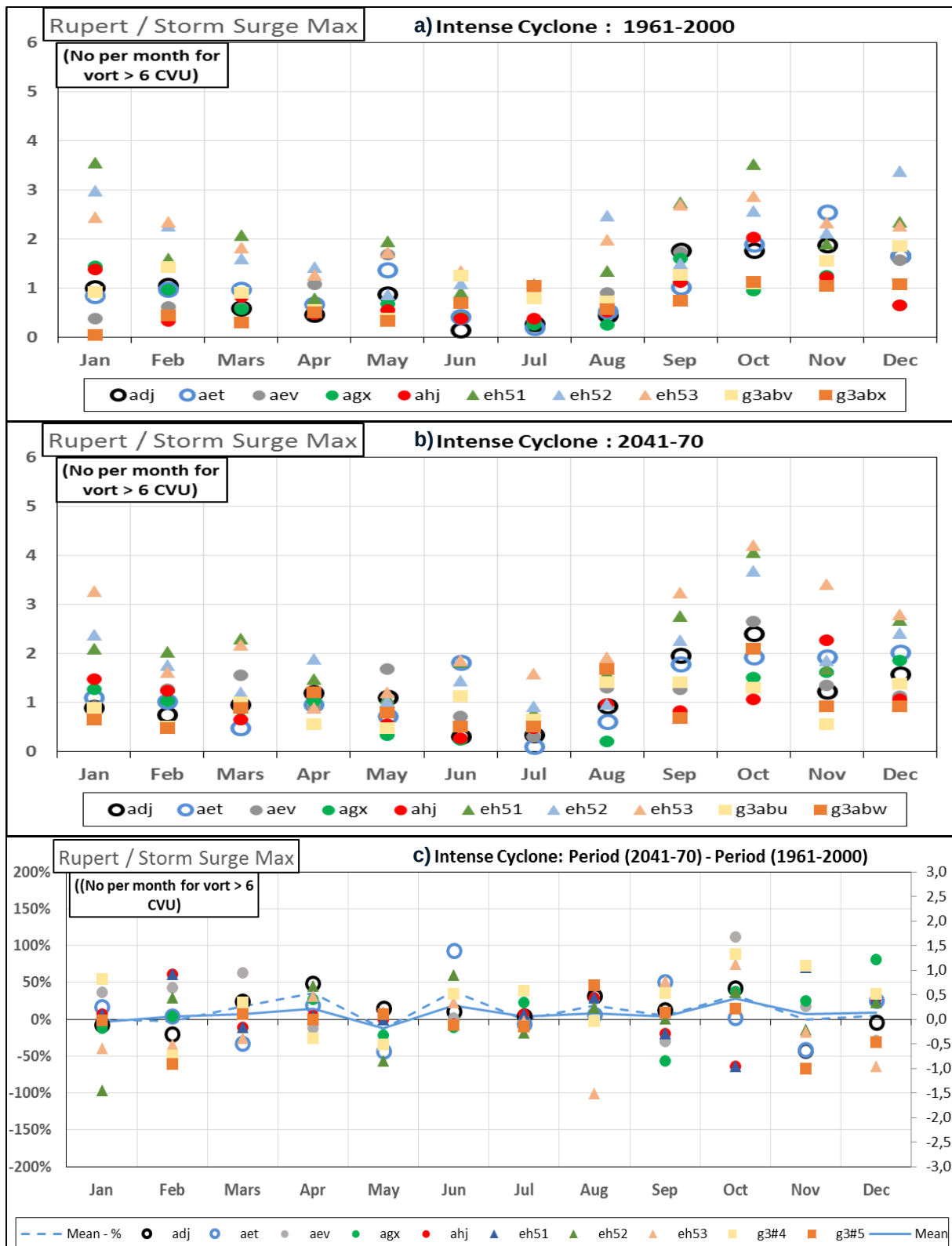


Figure 35 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Rupert.



Figure 36 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Rupert.

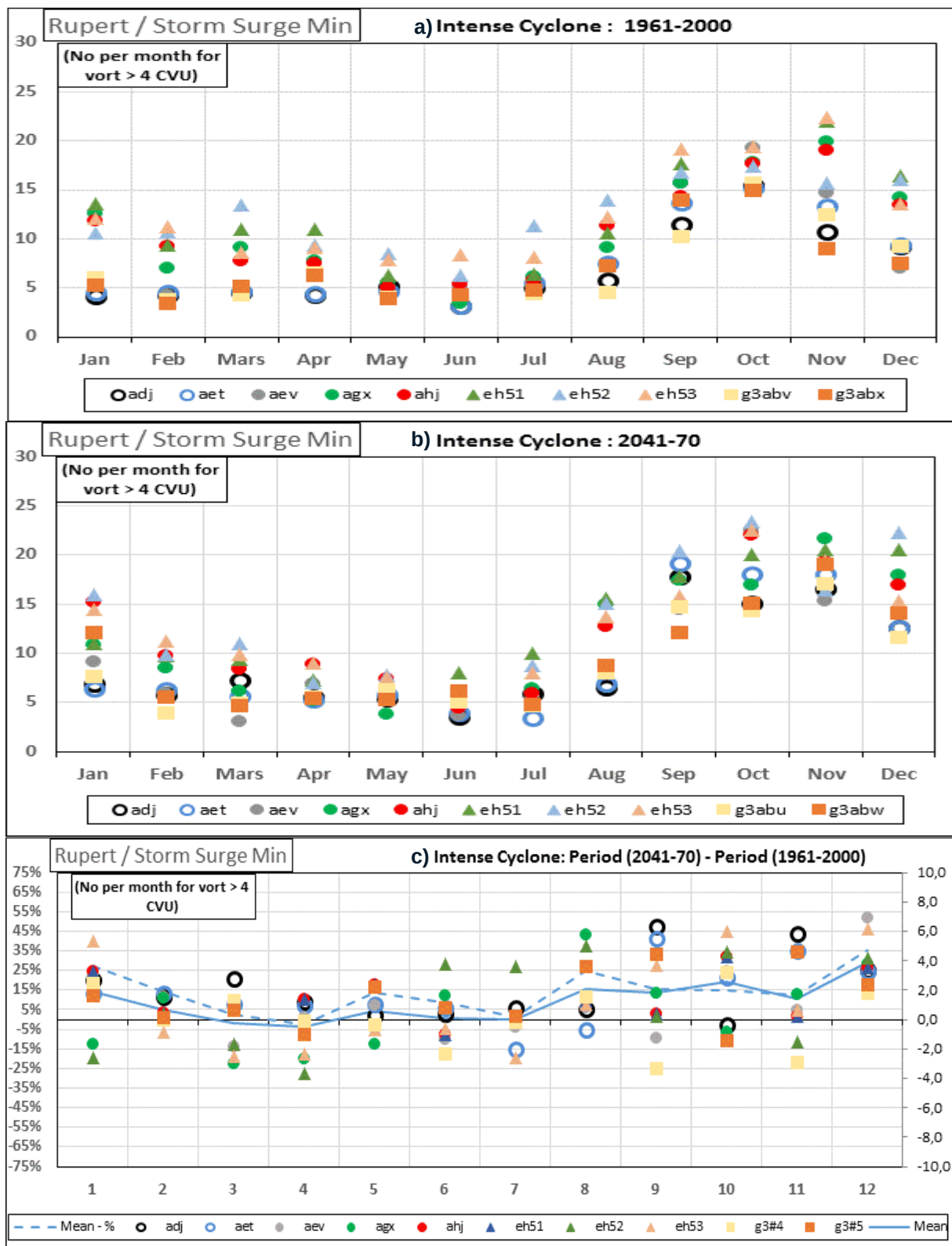


Figure 37 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 4 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Rupert.

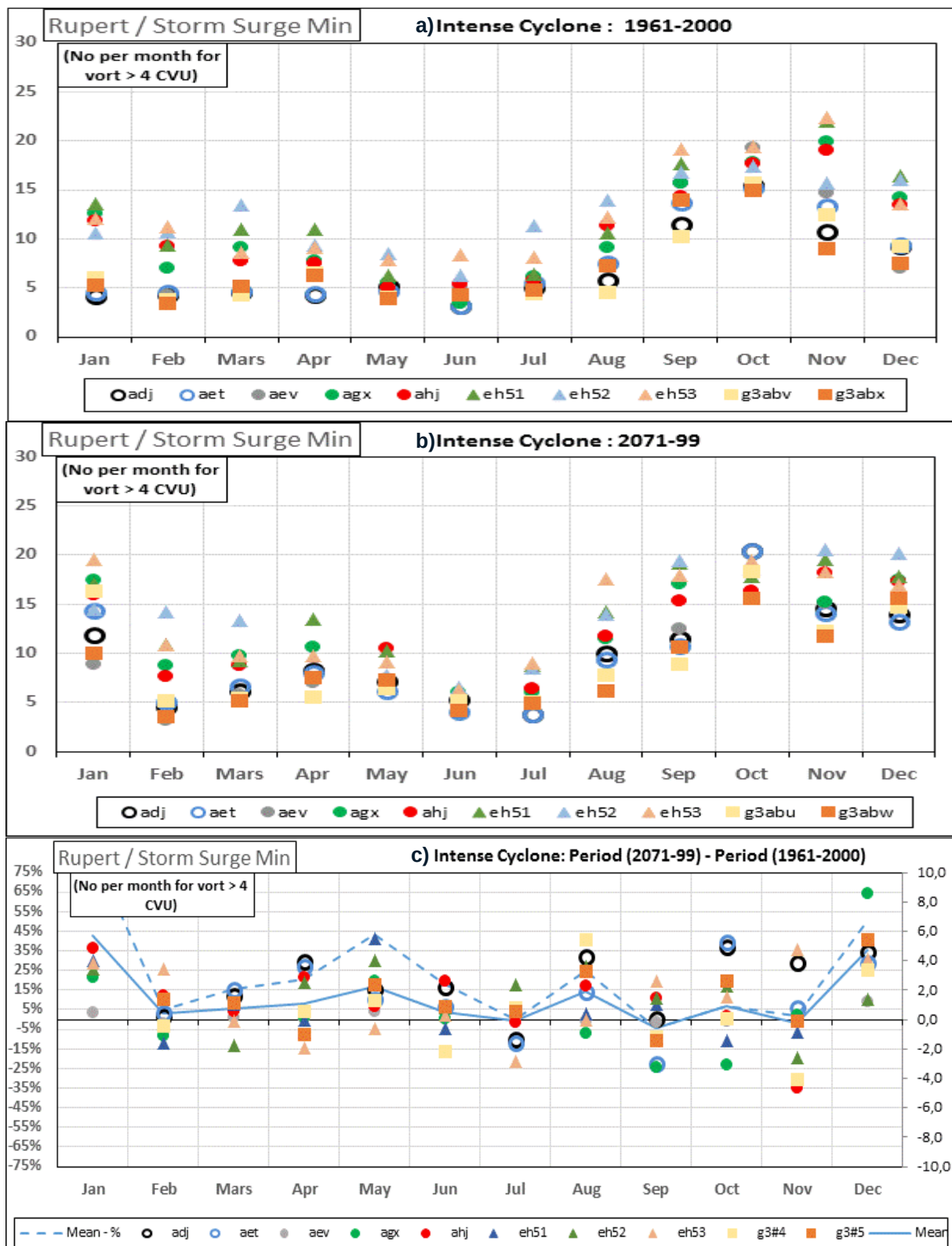


Figure 38 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 4 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Rupert.

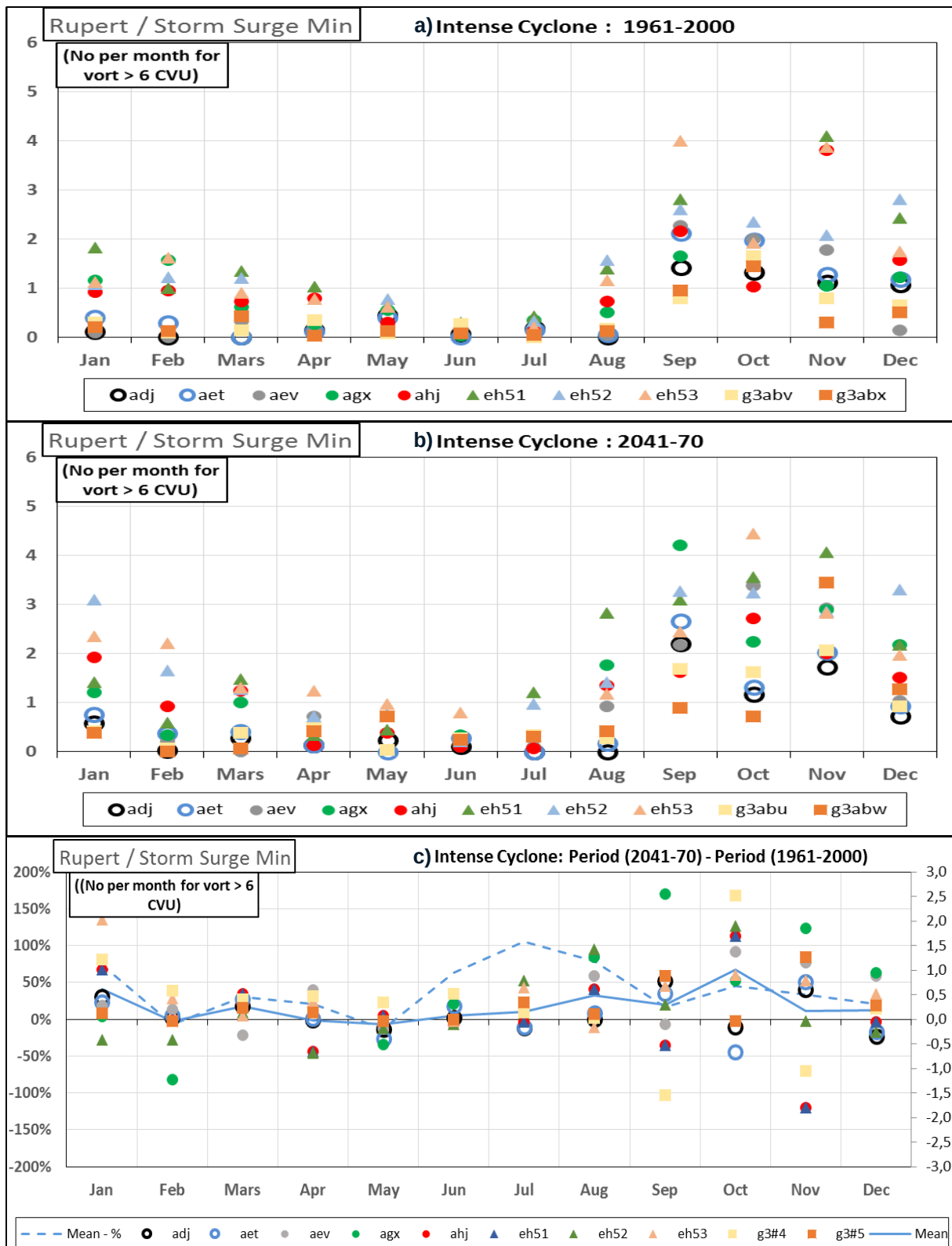


Figure 39 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Rupert.



Figure 40 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Rupert.

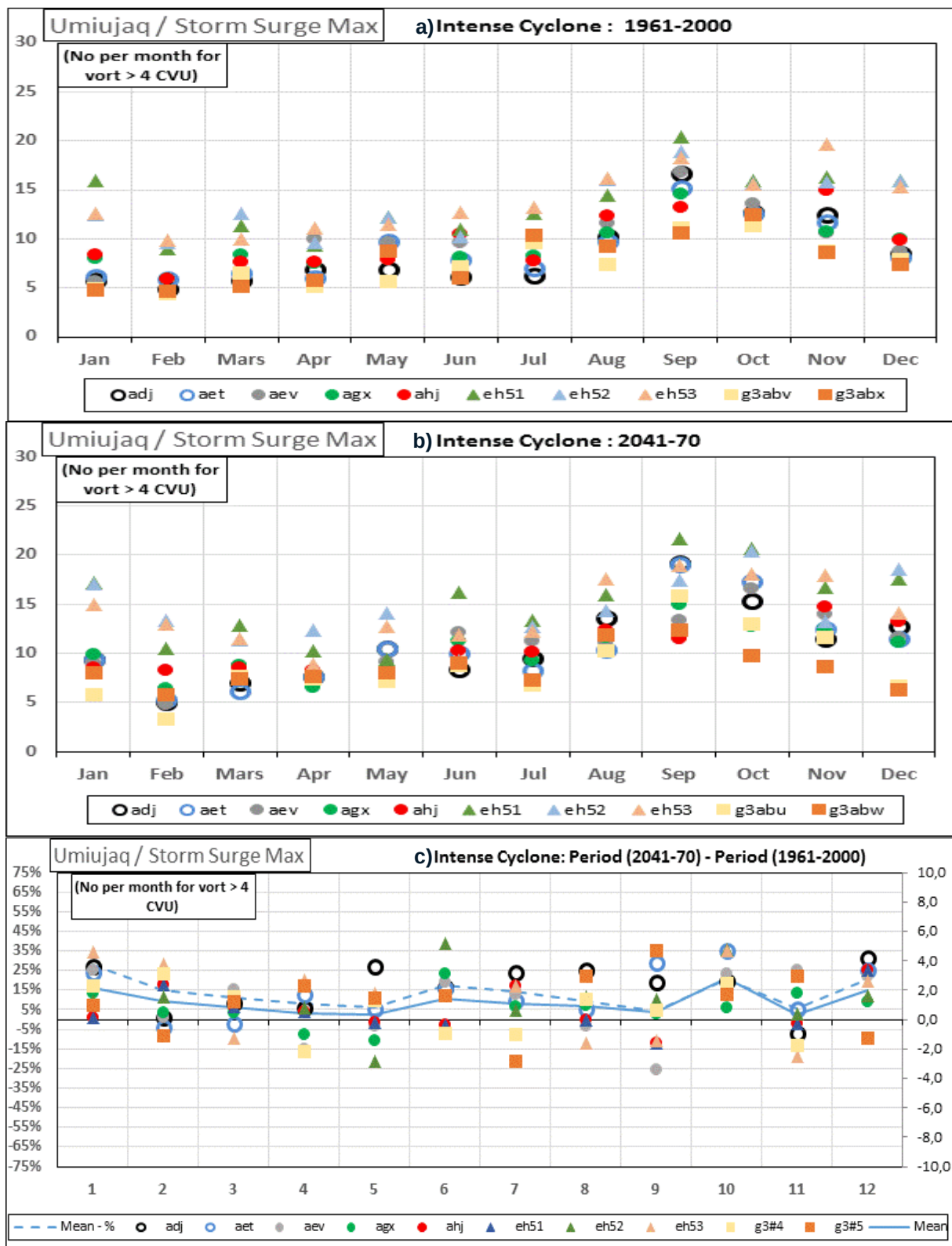


Figure 41 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 4 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Umiujaq.

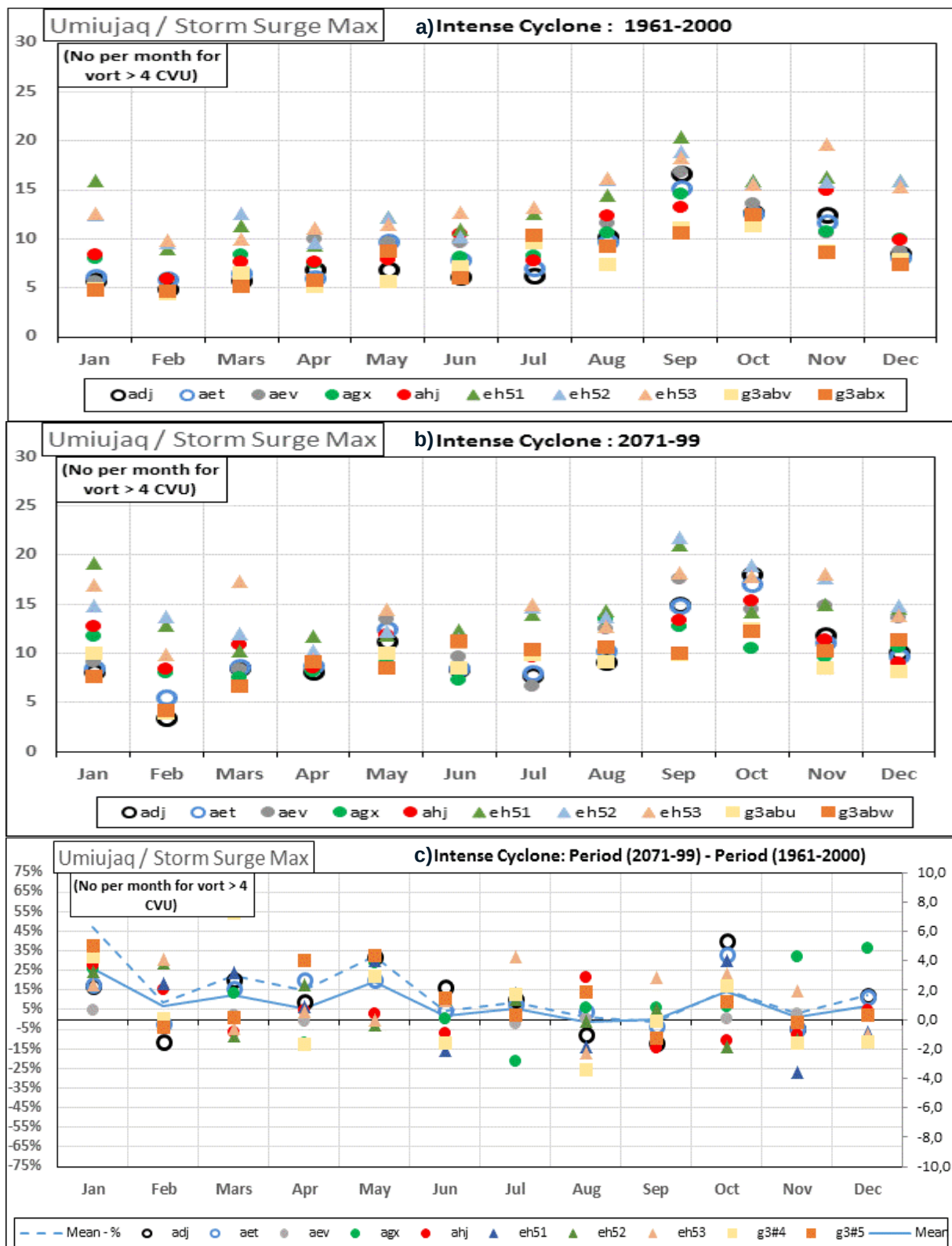


Figure 42 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 4 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Umiujaq.

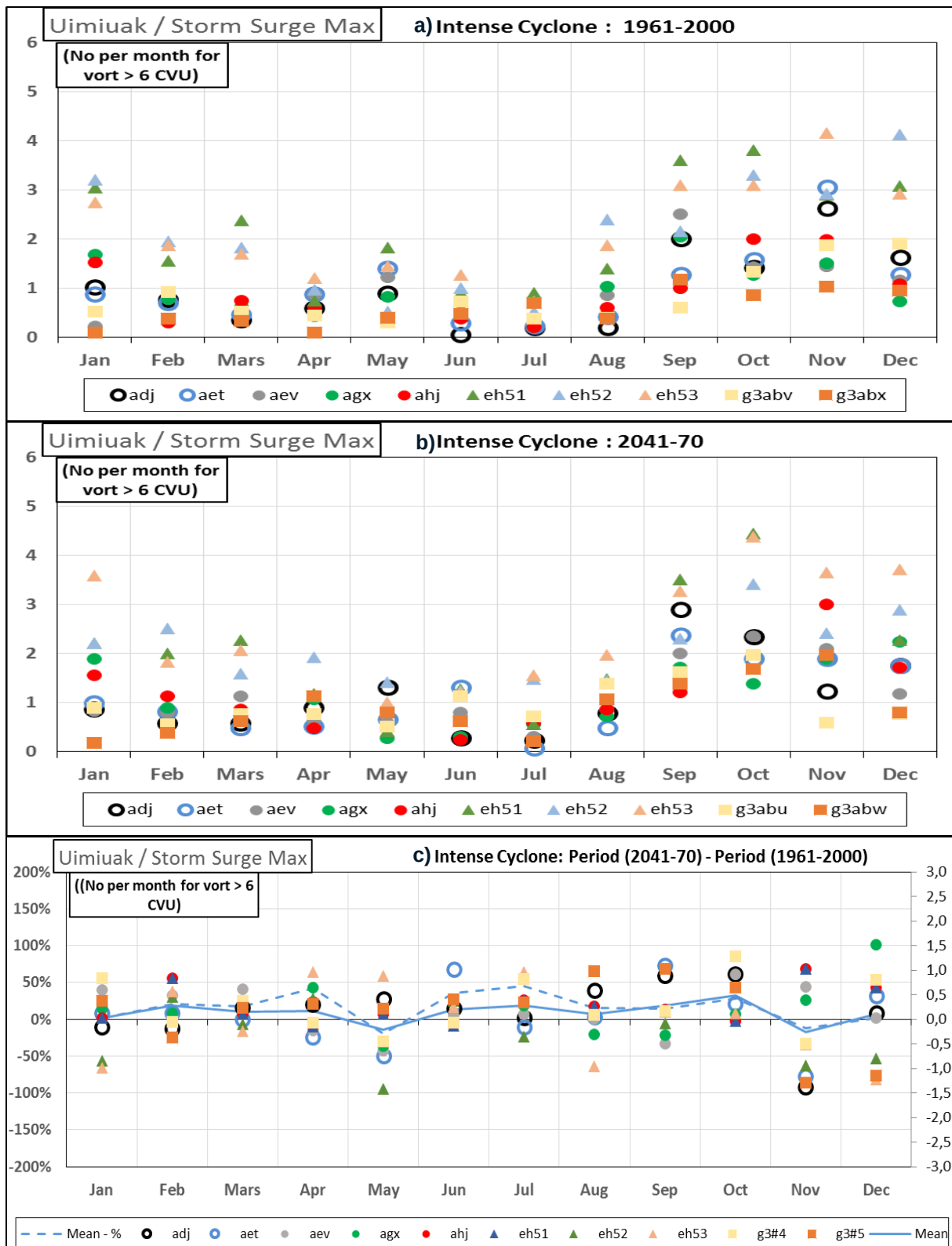


Figure 43 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Uimiuaq calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Uimiuaq.



Figure 44 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiuq calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Umiuq.

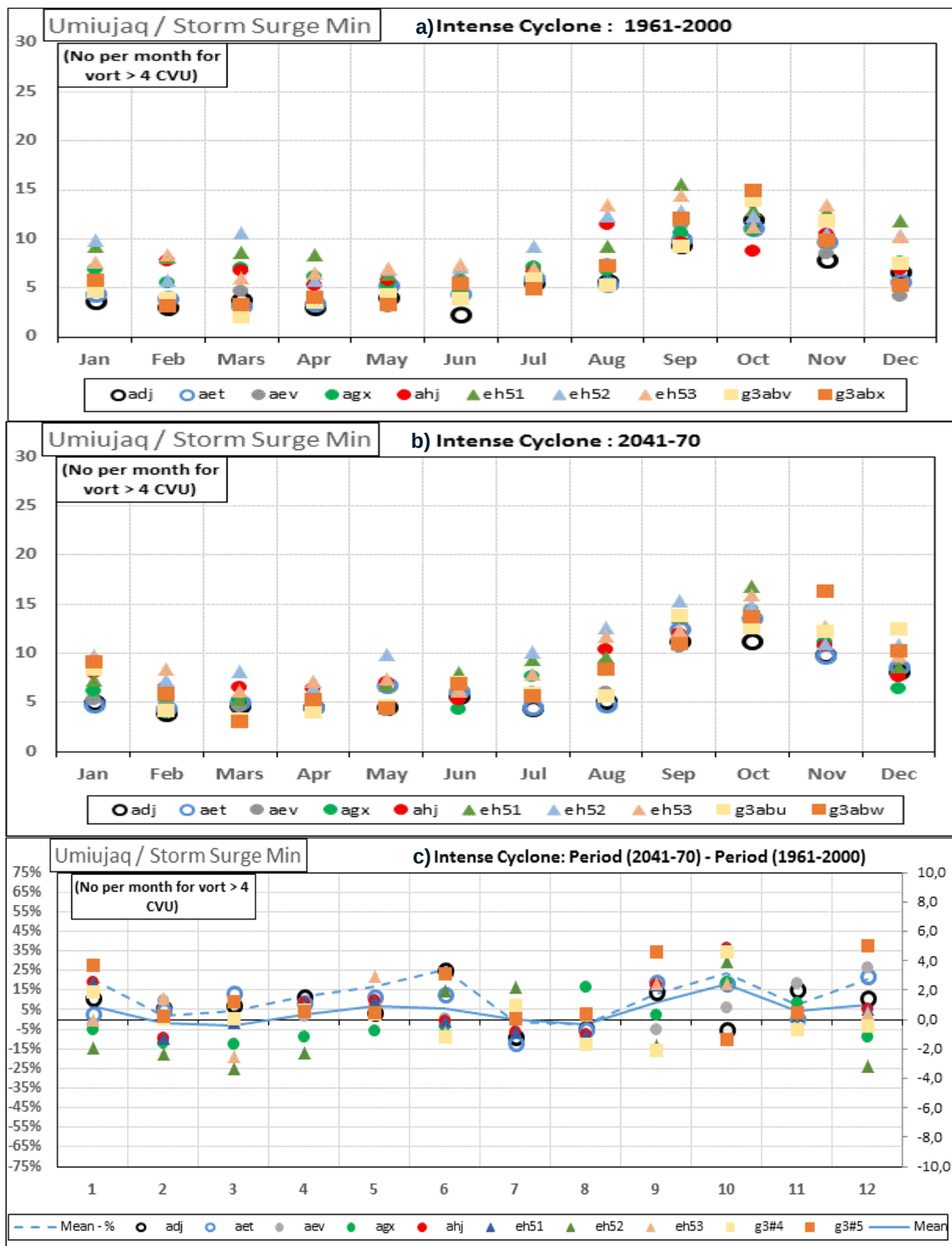


Figure 45 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 4 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Umiujaq.

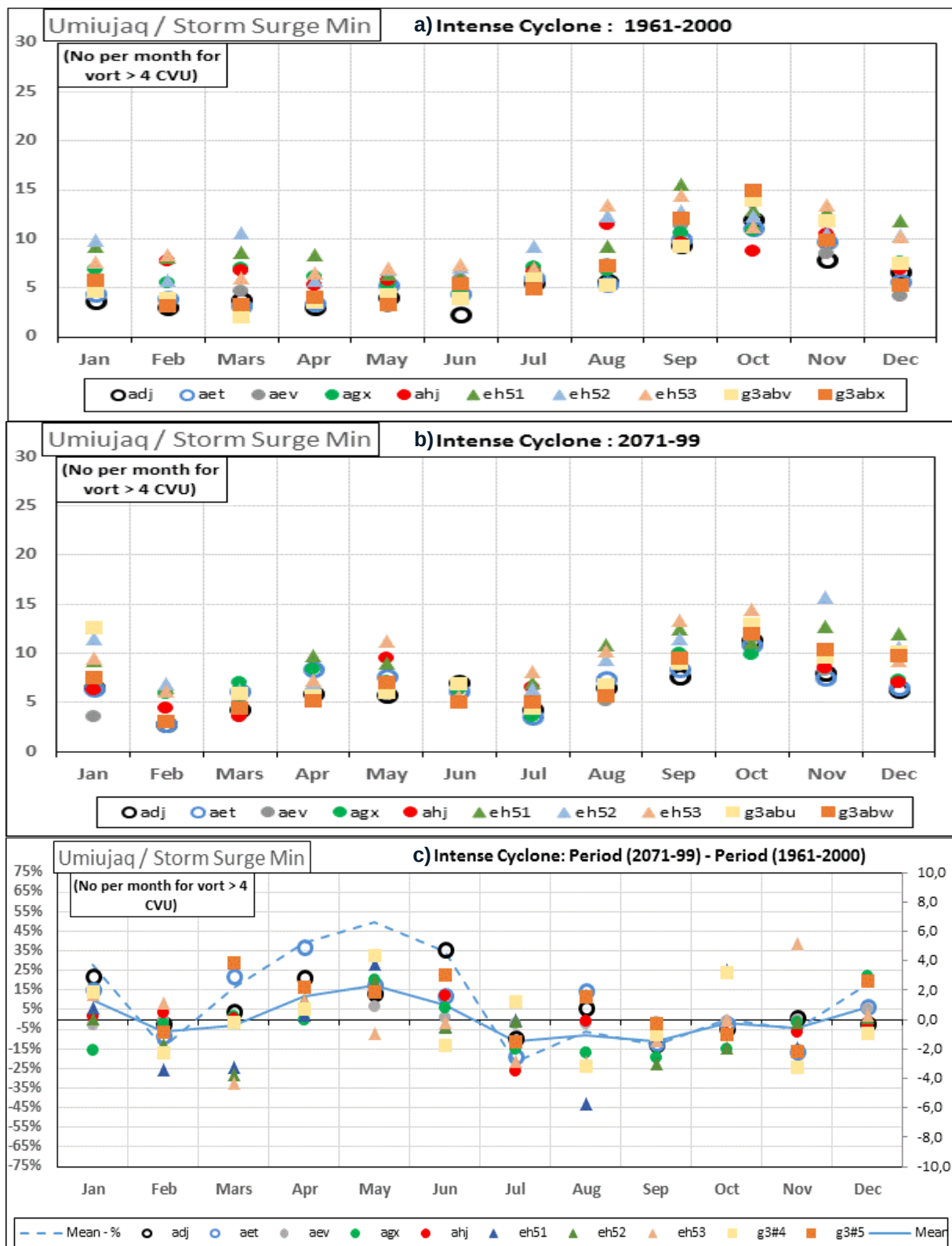


Figure 46 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 4 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Umiujaq.



Figure 47 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Umiuq calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Umiuq.

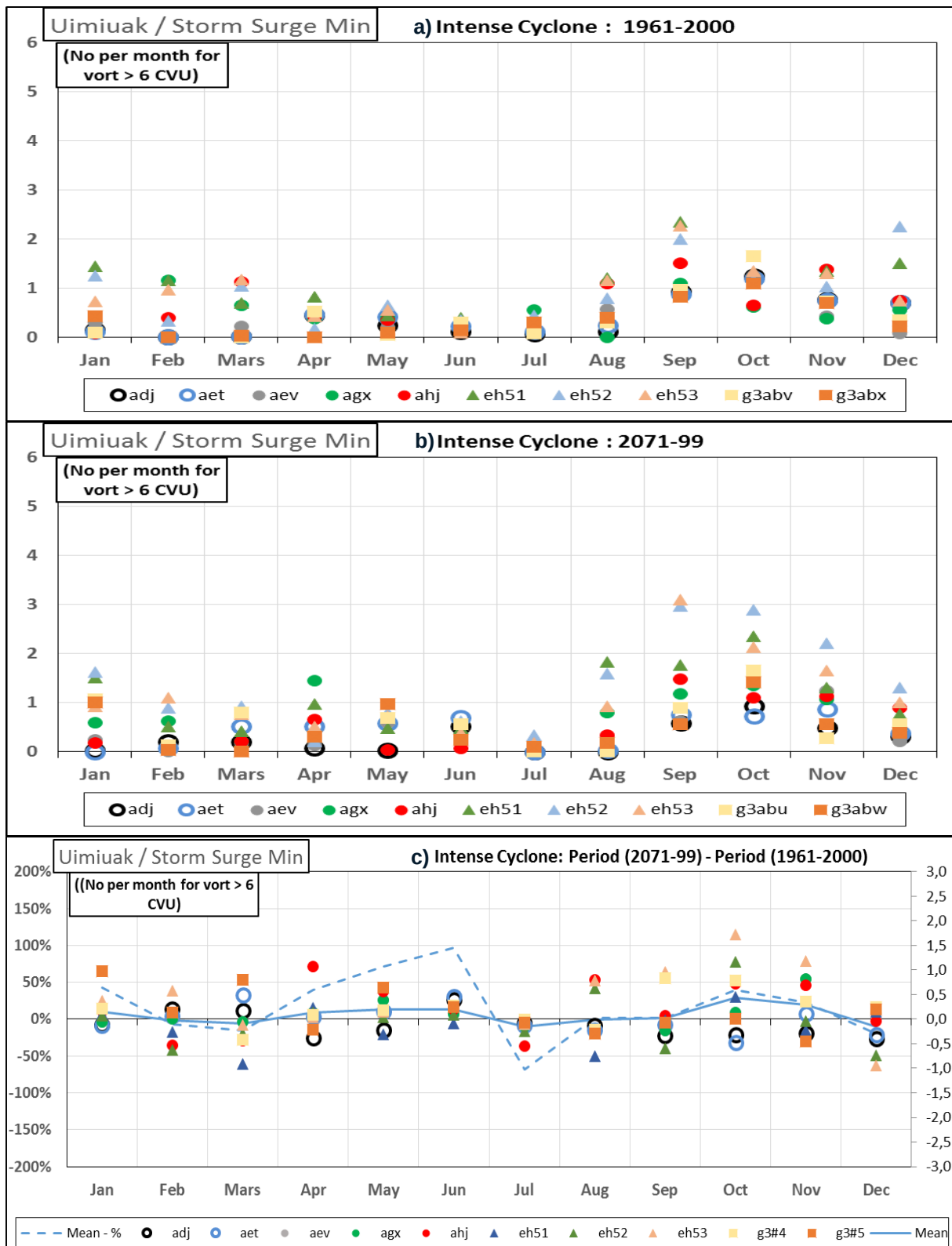


Figure 48 Nombre de centres cyclones (fréquence du tourbillon ≥ 6 CVU) présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Umiuq calculé sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Umiuq.

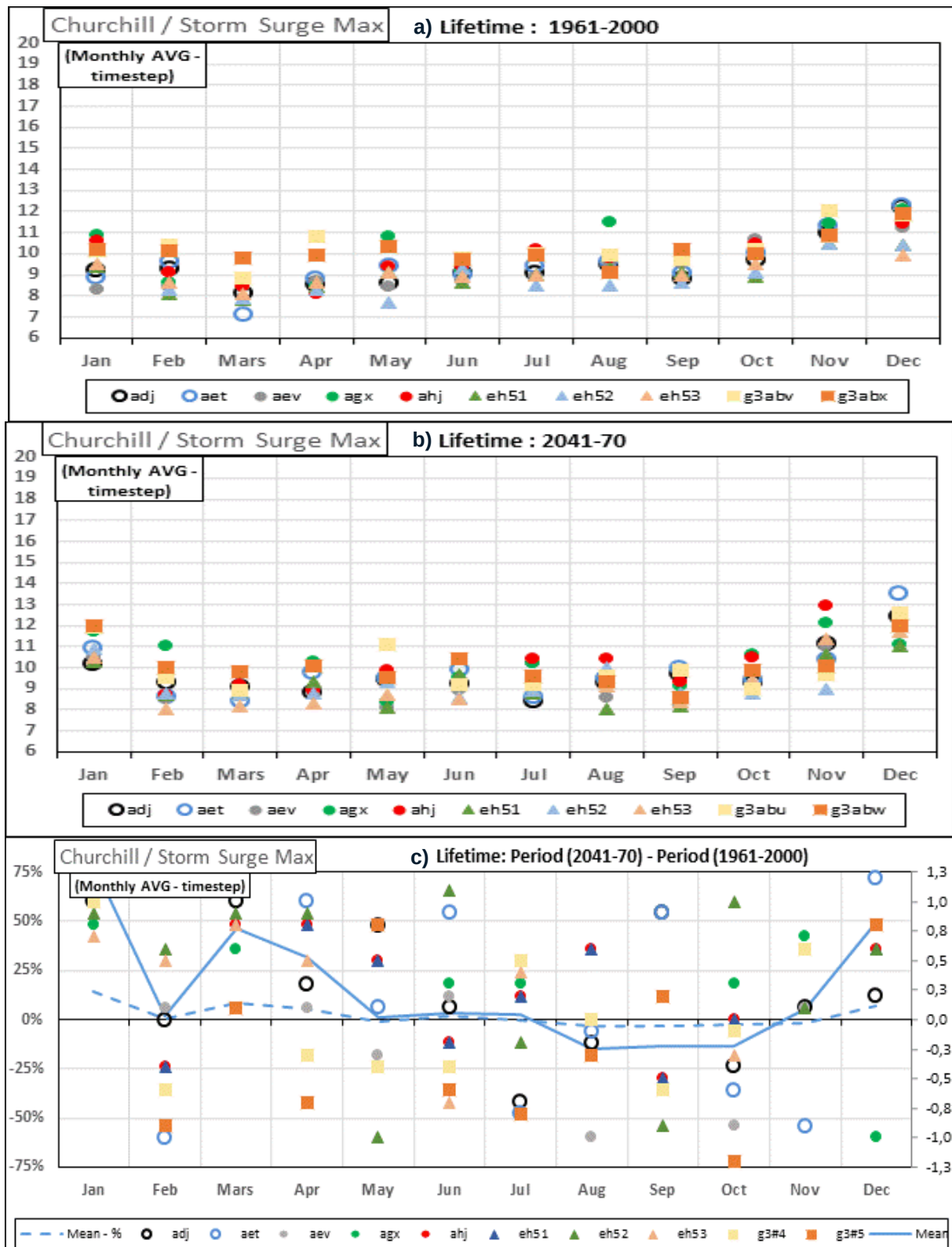


Figure 49 Durée (nb de pas de temps de 3 h) de présence des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Churchill.

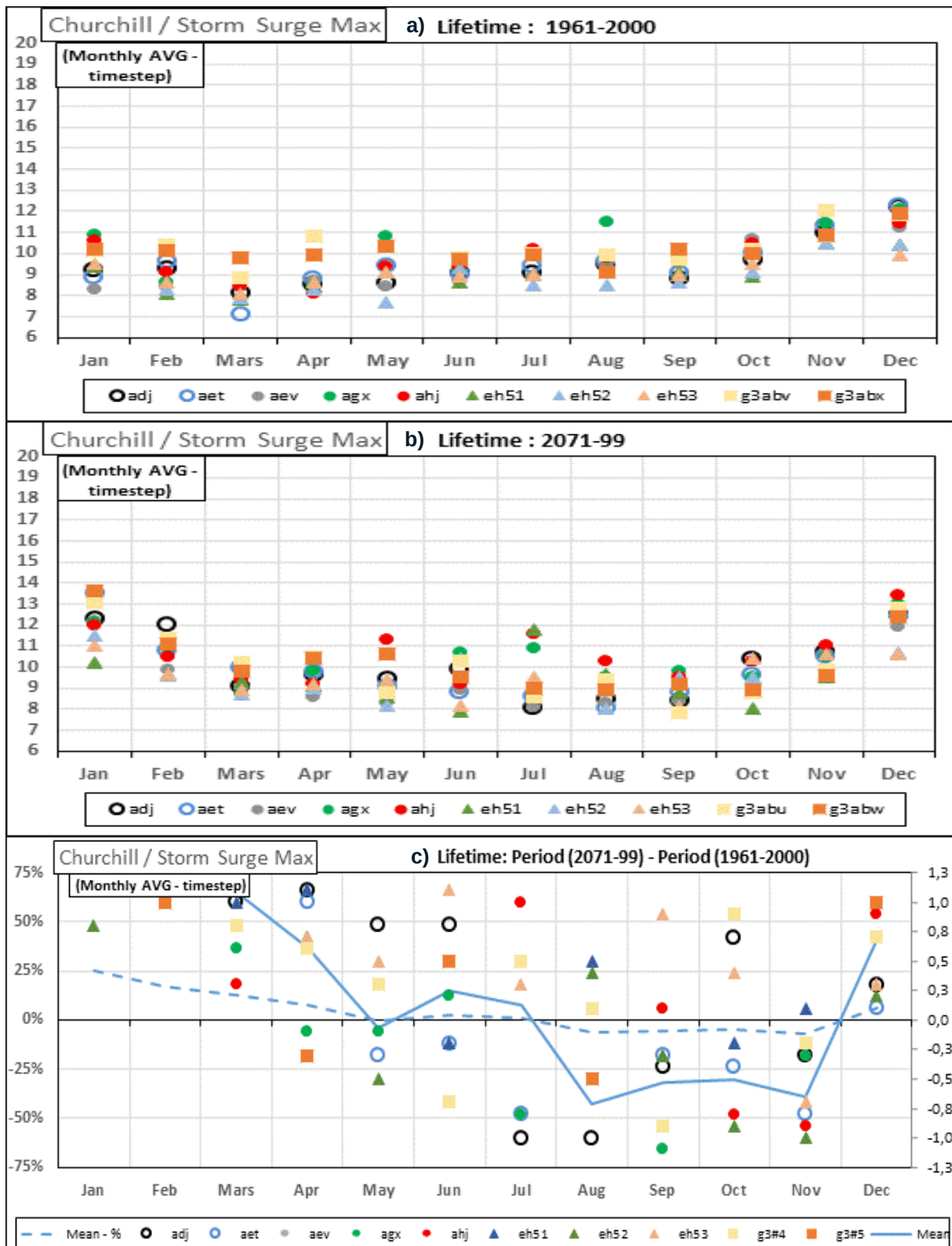


Figure 50 Durée (nb de pas de temps de 3 h) de présence des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Churchill.

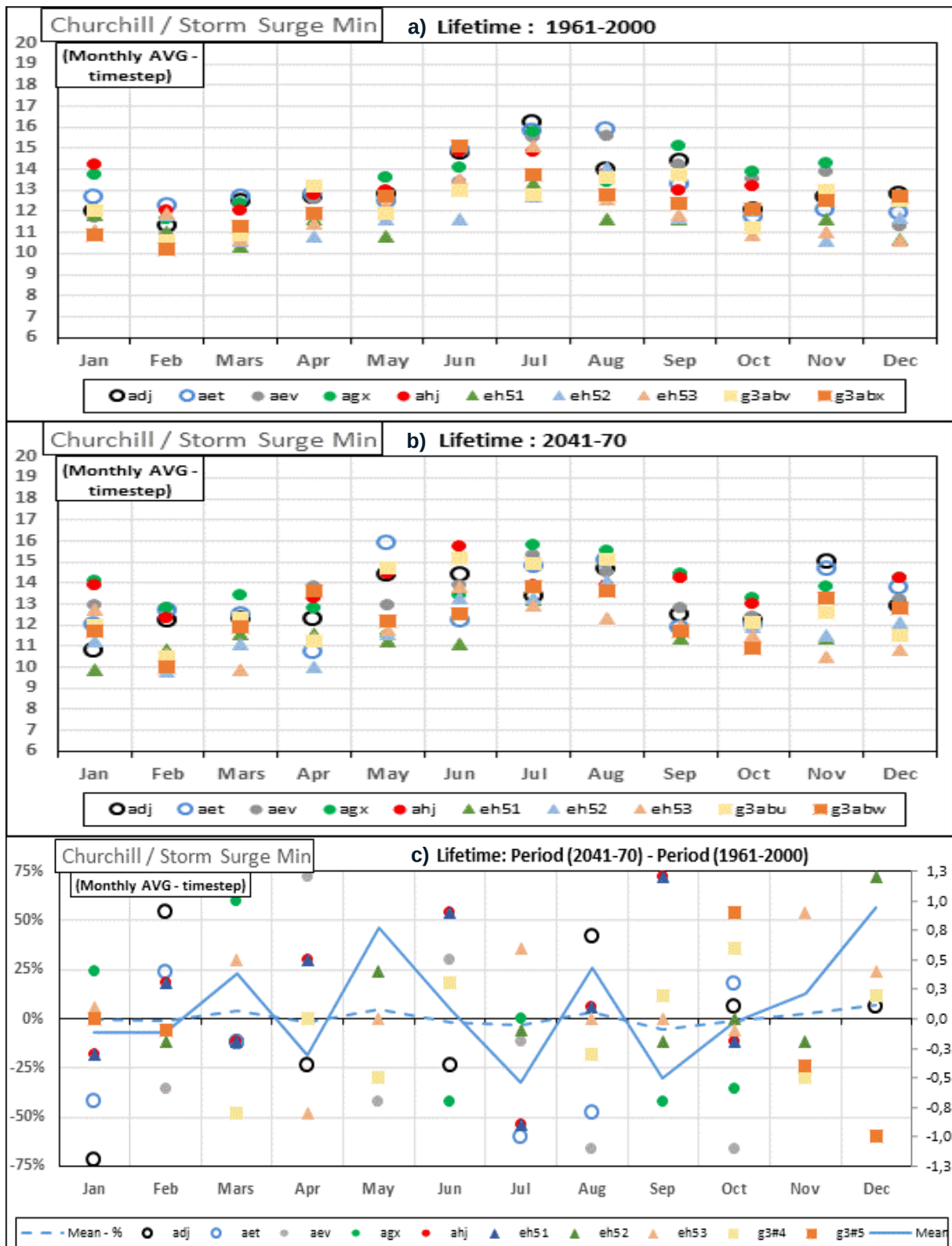


Figure 51 Durée (nb de pas de temps de 3 h) de présence des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Churchill.

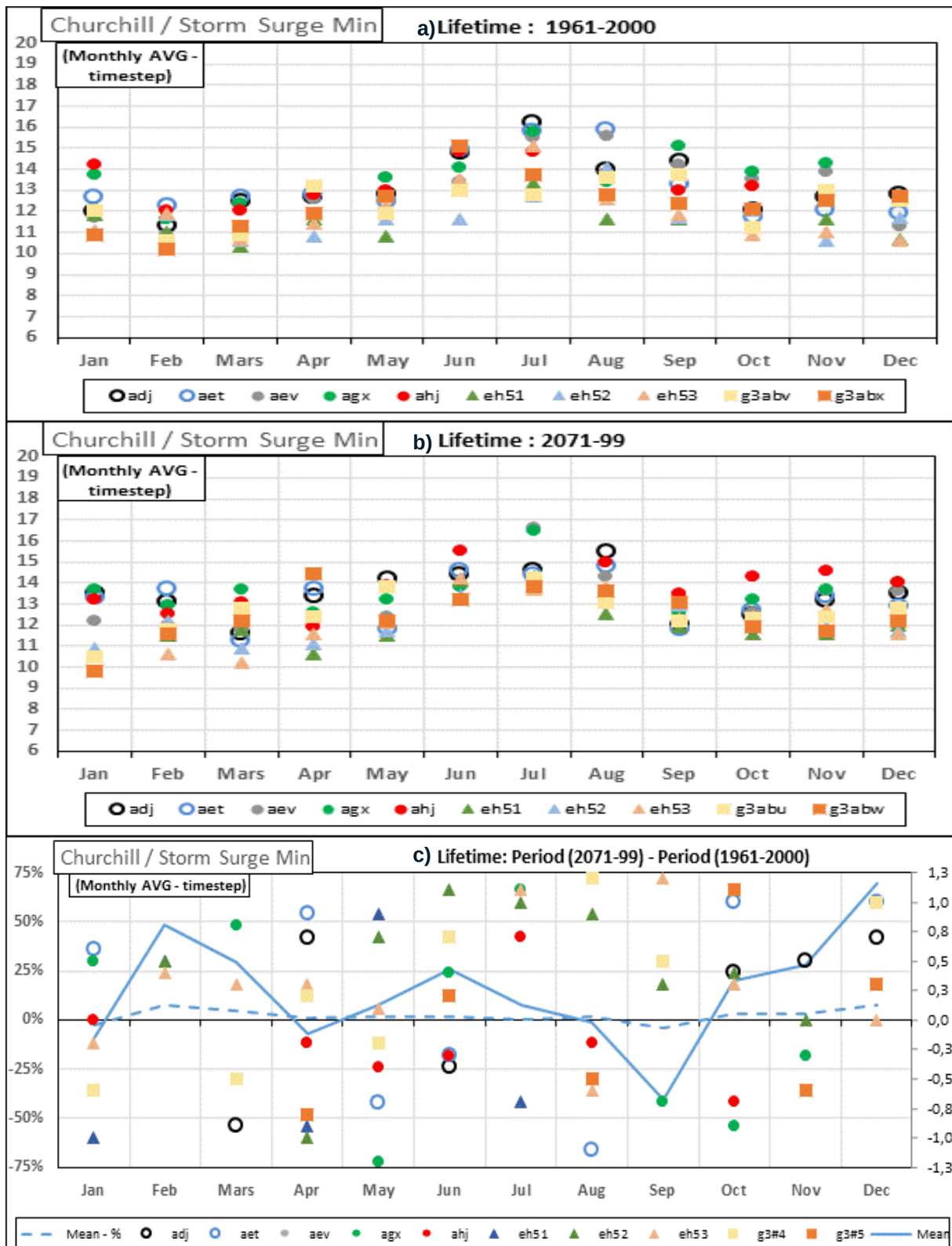


Figure 52 Durée (nb de pas de temps de 3 h) de présence des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Churchill.

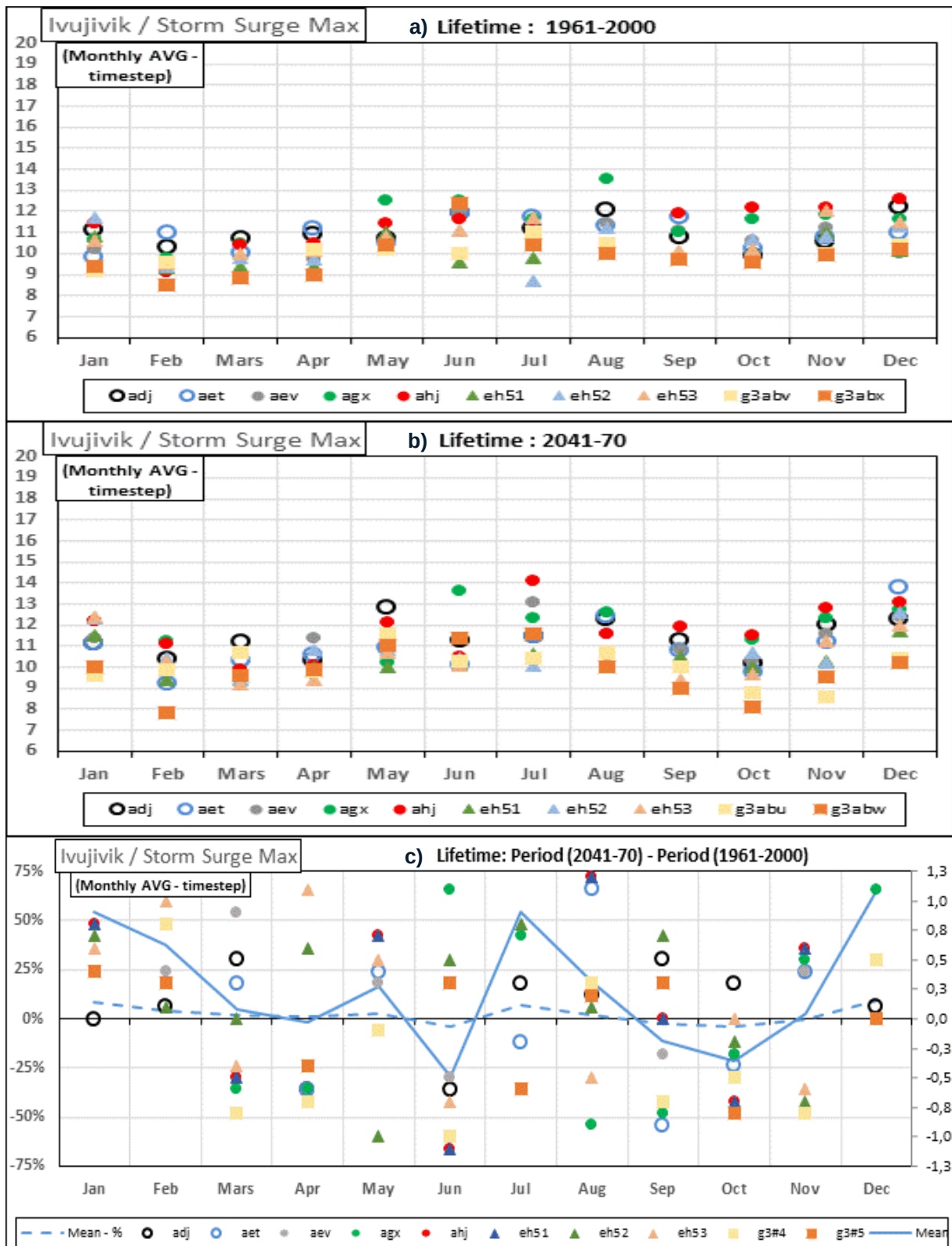


Figure 53 Durée (nb de pas de temps de 3 h) de présence des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Ivujivik.

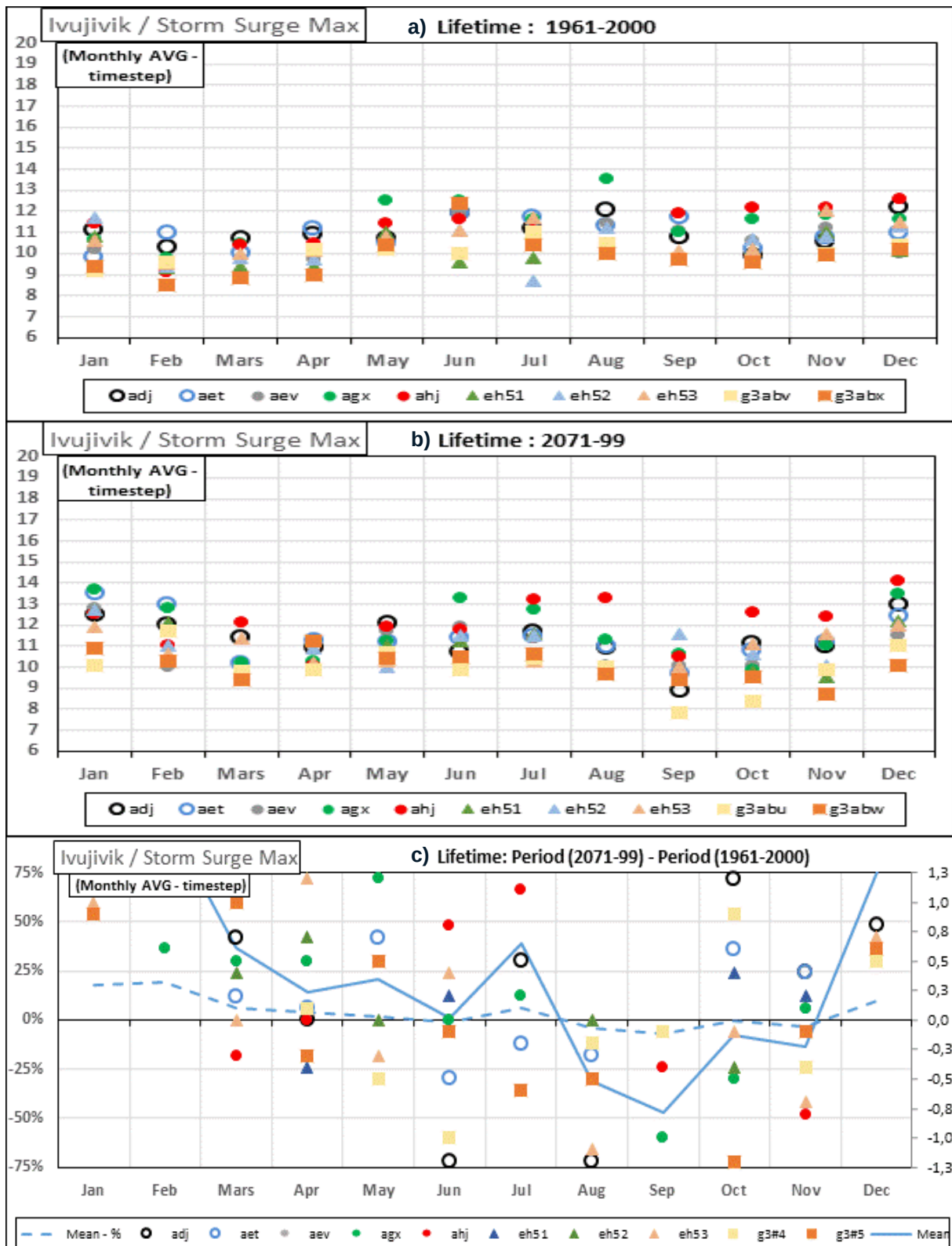


Figure 54 Durée (nb de pas de temps de 3 h) de présence des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Ivujivik.

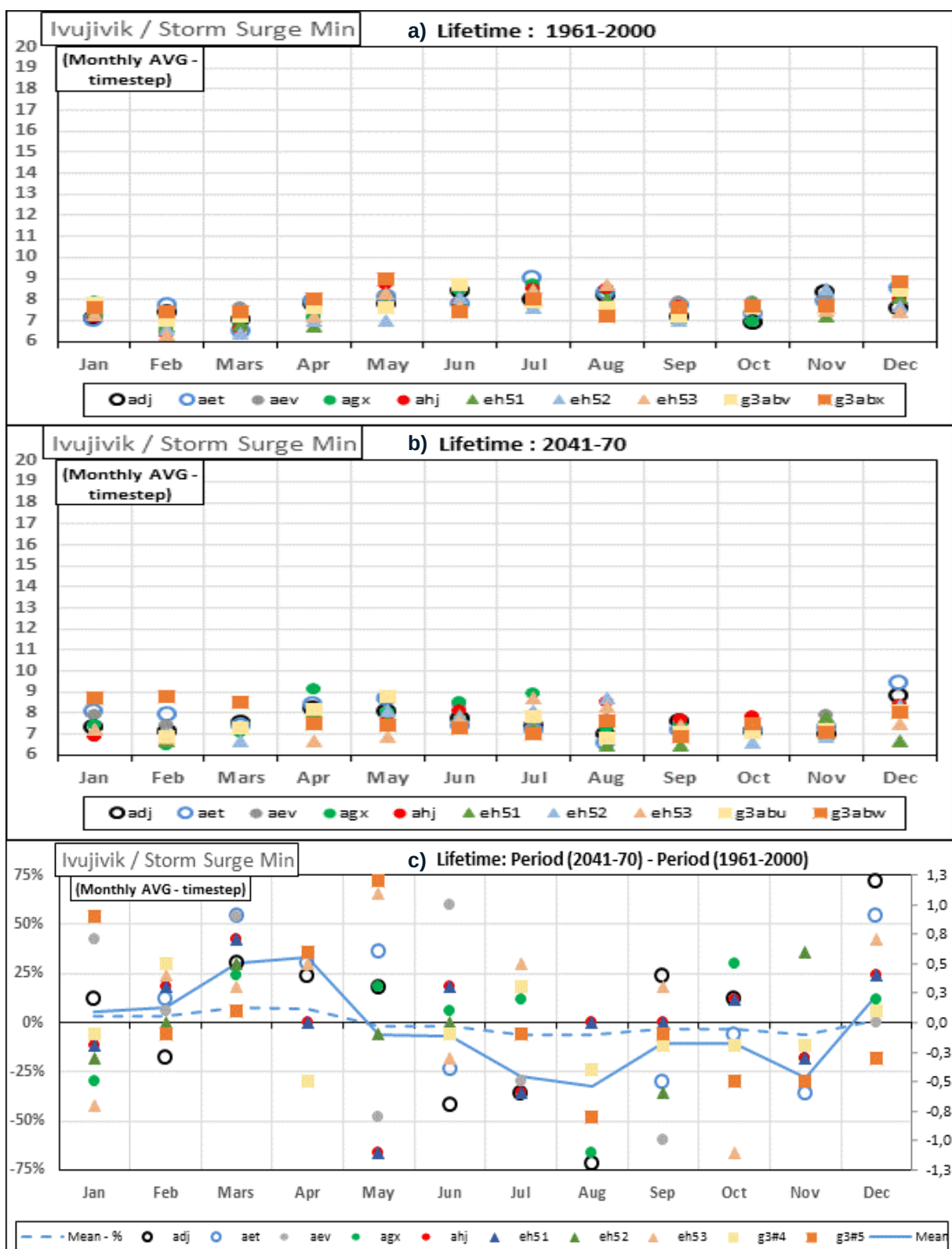


Figure 55 Durée (nb de pas de temps de 3 h) de présence des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Ivujivik.

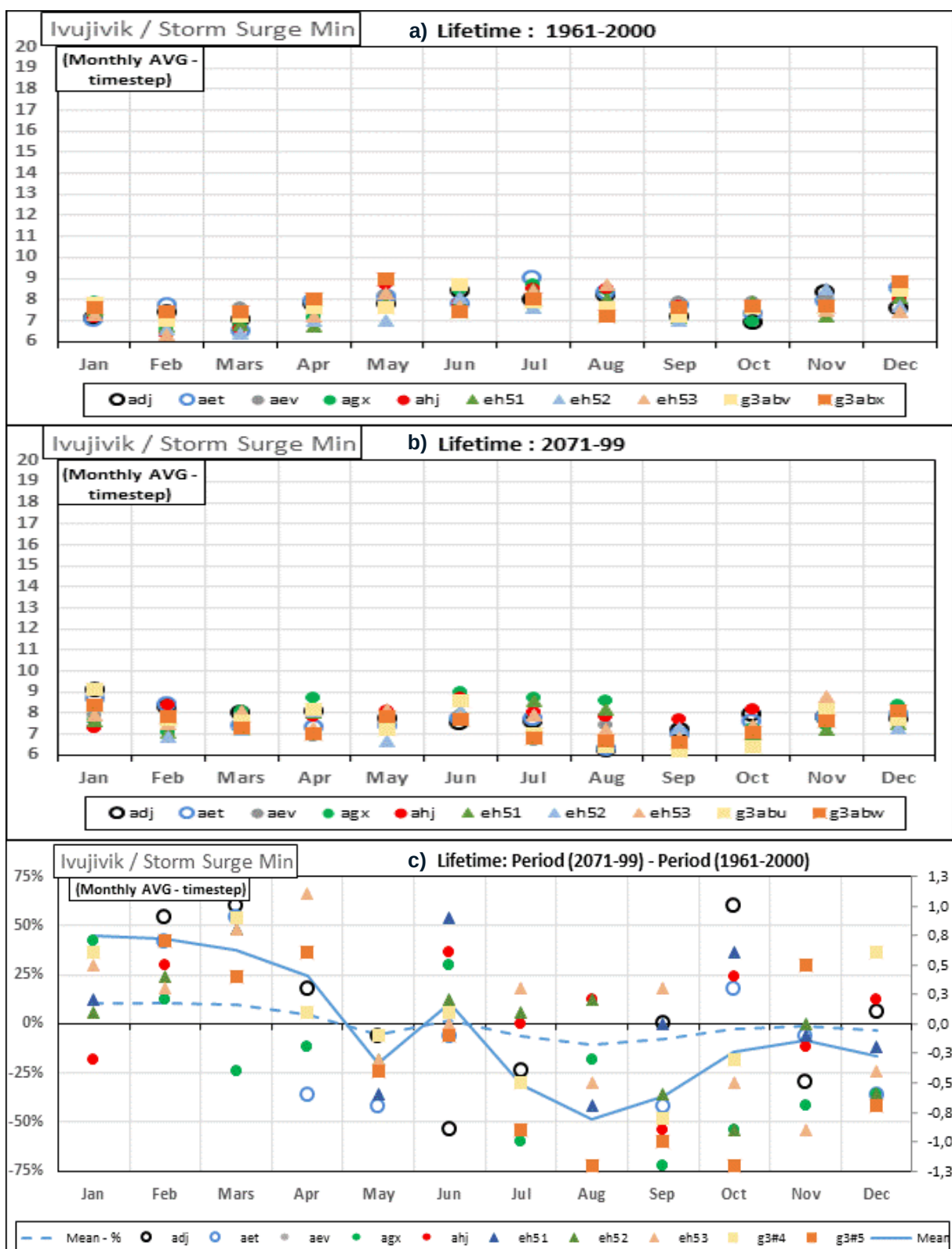


Figure 56 Durée (nb de pas de temps de 3 h) de présence des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Ivujivik.

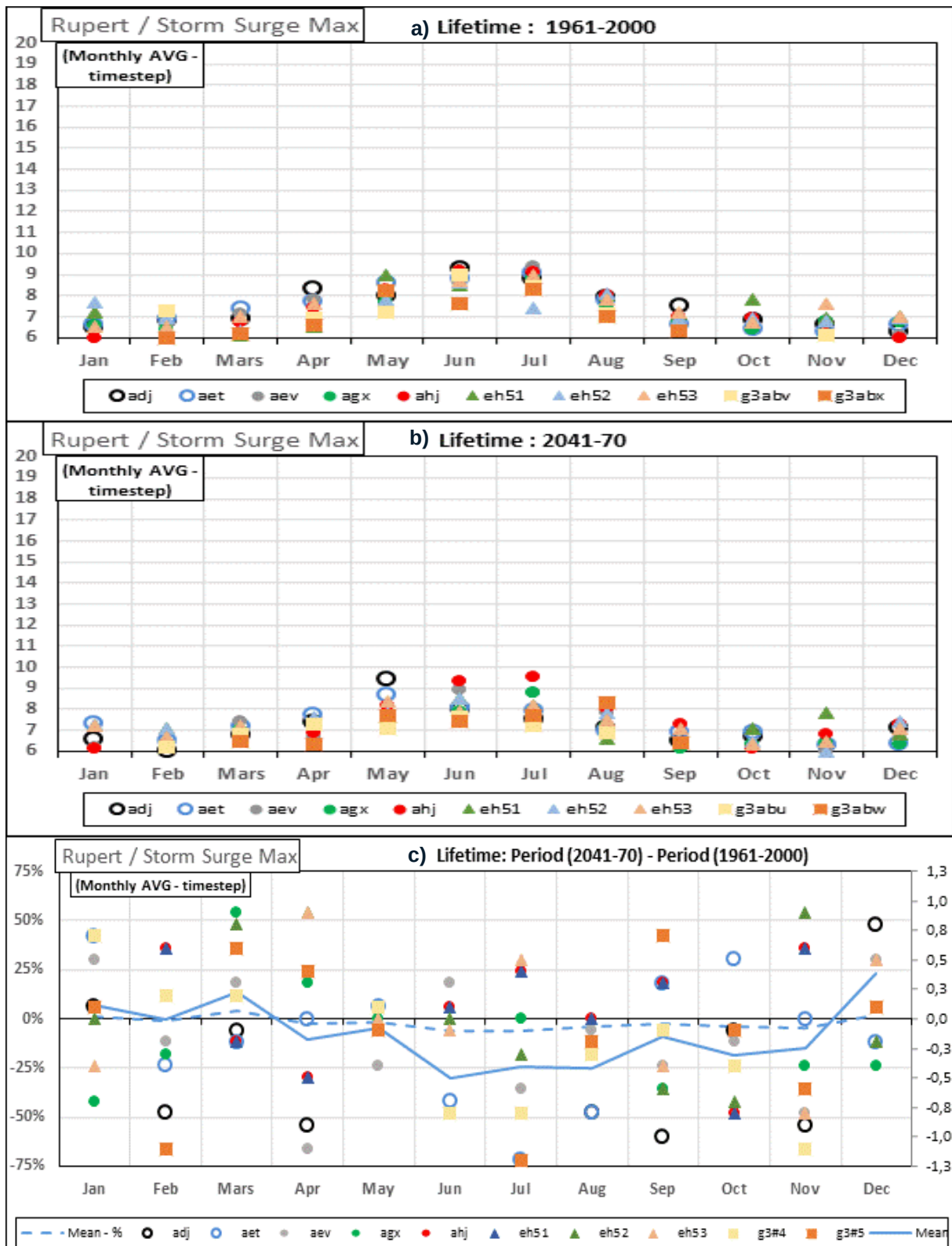


Figure 57 Durée (nb de pas de temps de 3 h) de présence des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Rupert.

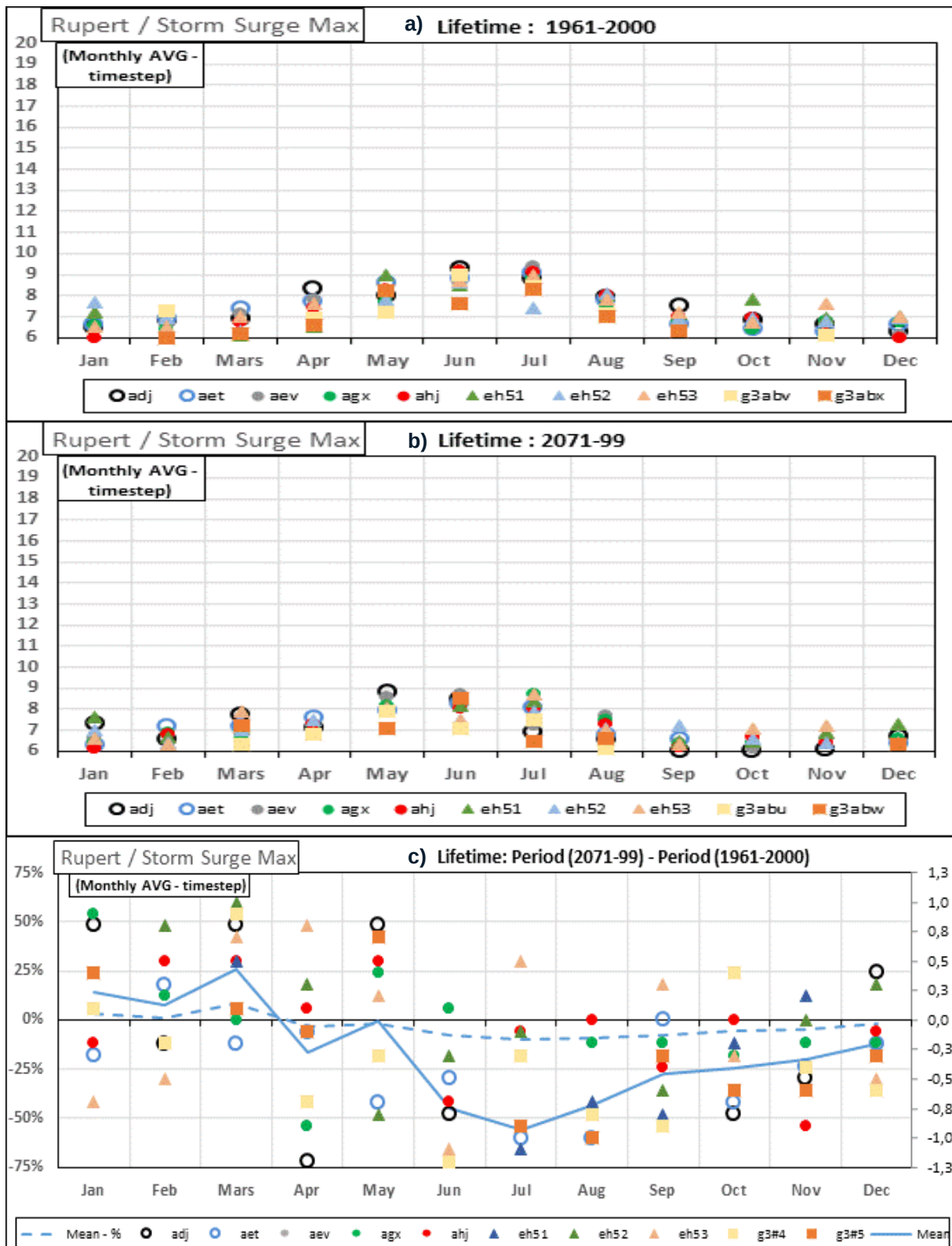


Figure 58 Durée (nb de pas de temps de 3 h) de présence des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Rupert.

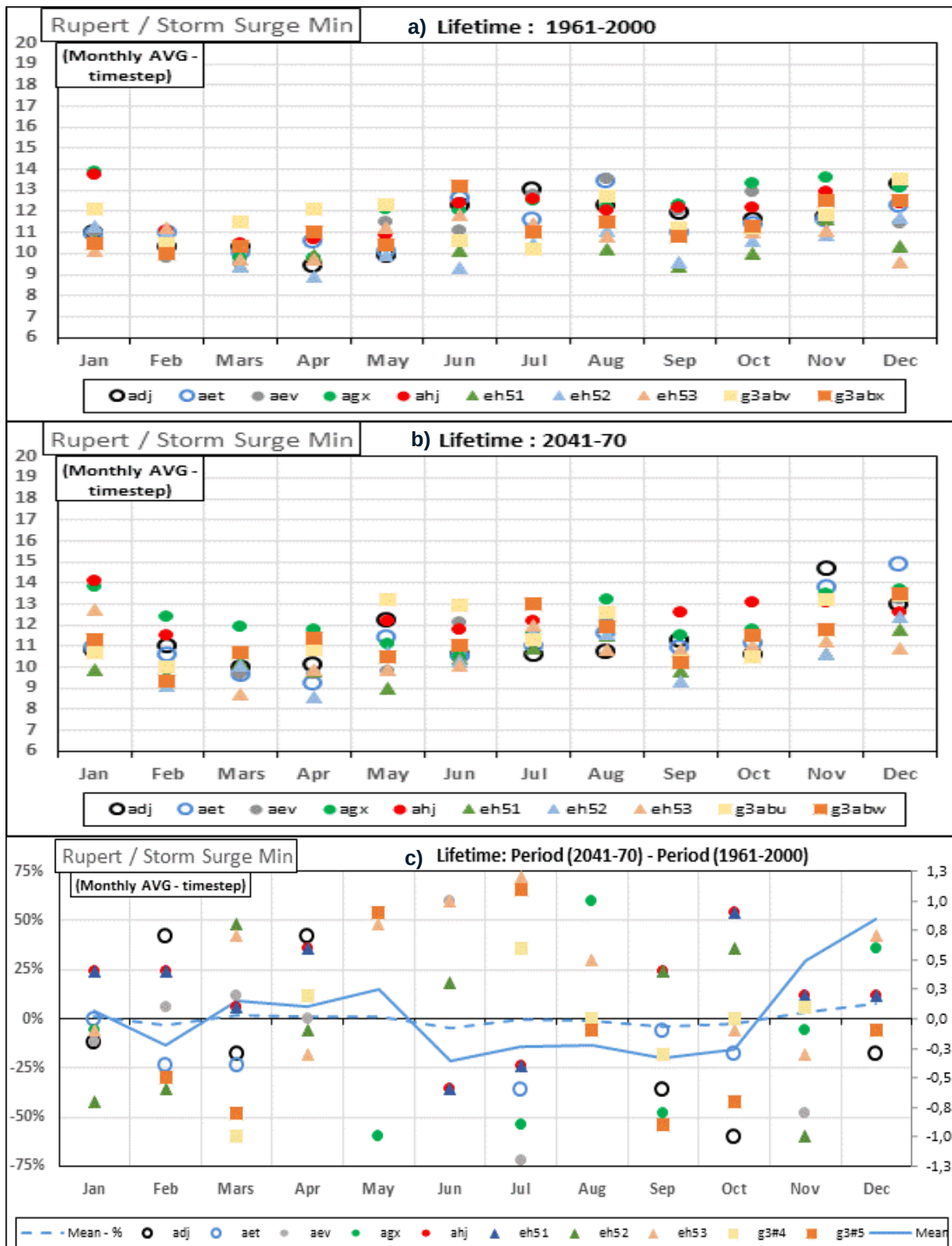


Figure 59 Durée (nb de pas de temps de 3 h) de présence des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Rupert.

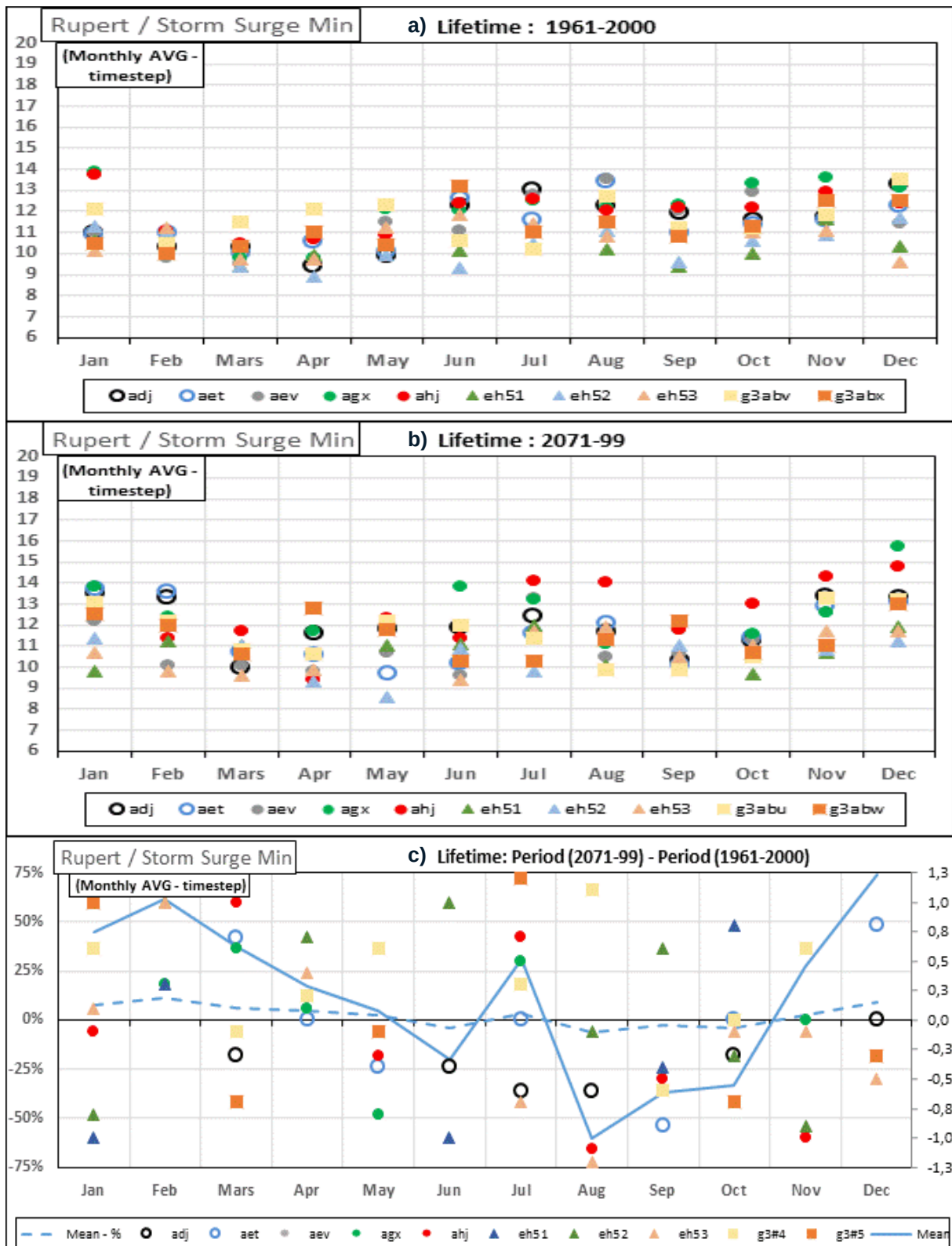


Figure 60 Durée (nb de pas de temps de 3 h) de présence des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Rupert.

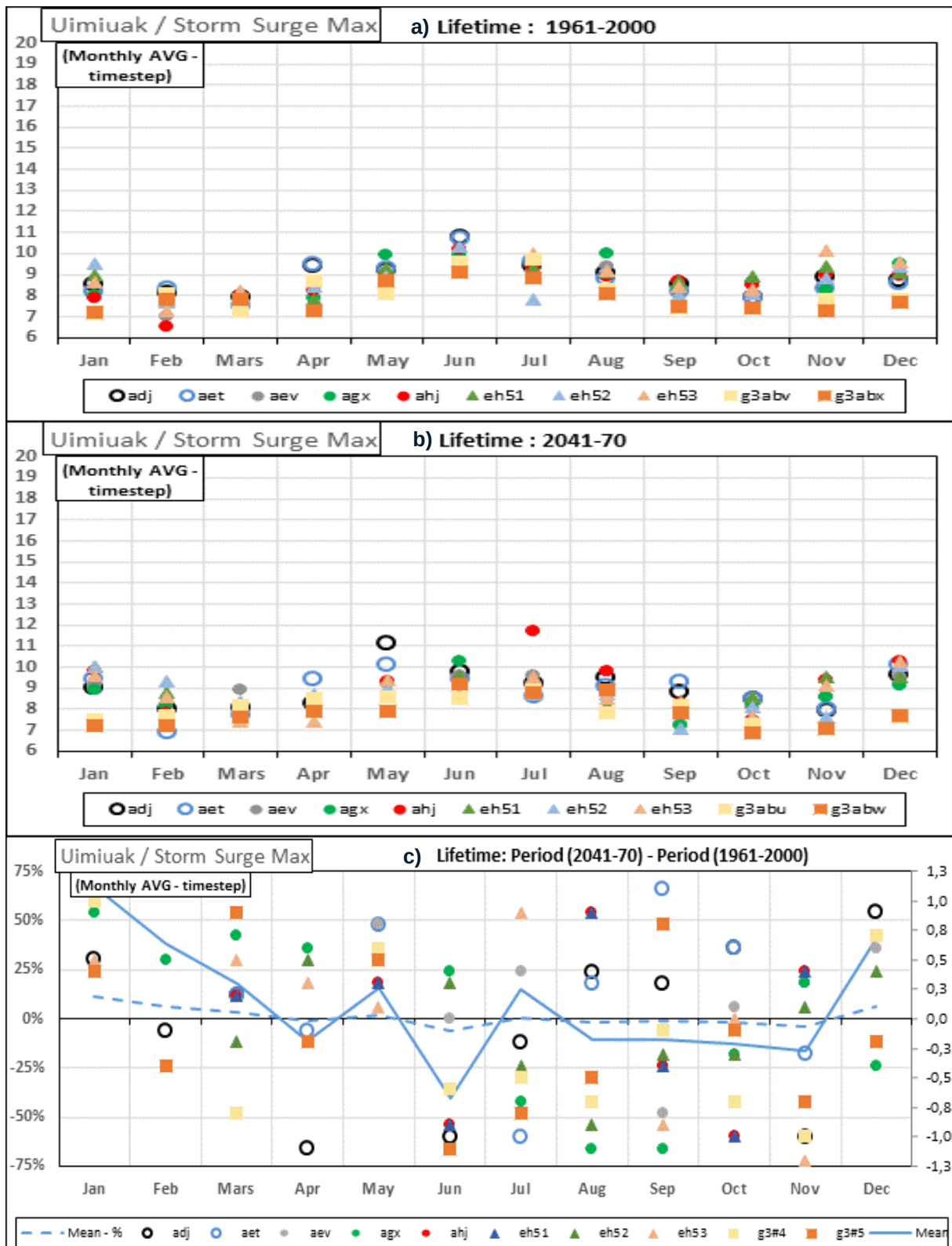


Figure 61 Durée (nb de pas de temps de 3 h) de présence des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiuq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Umiuq.

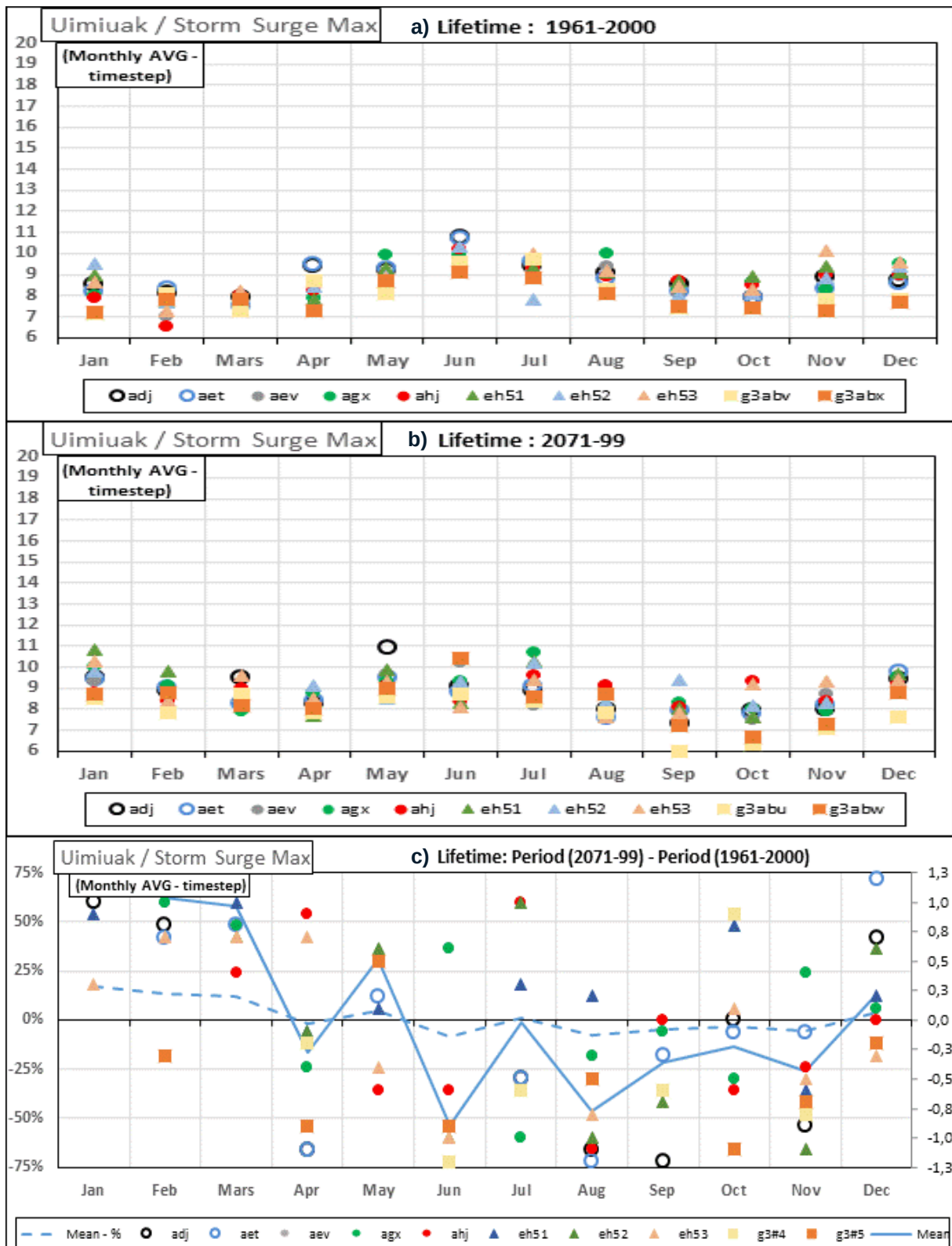


Figure 62 Durée (nb de pas de temps de 3 h) de présence des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Umiujaq.

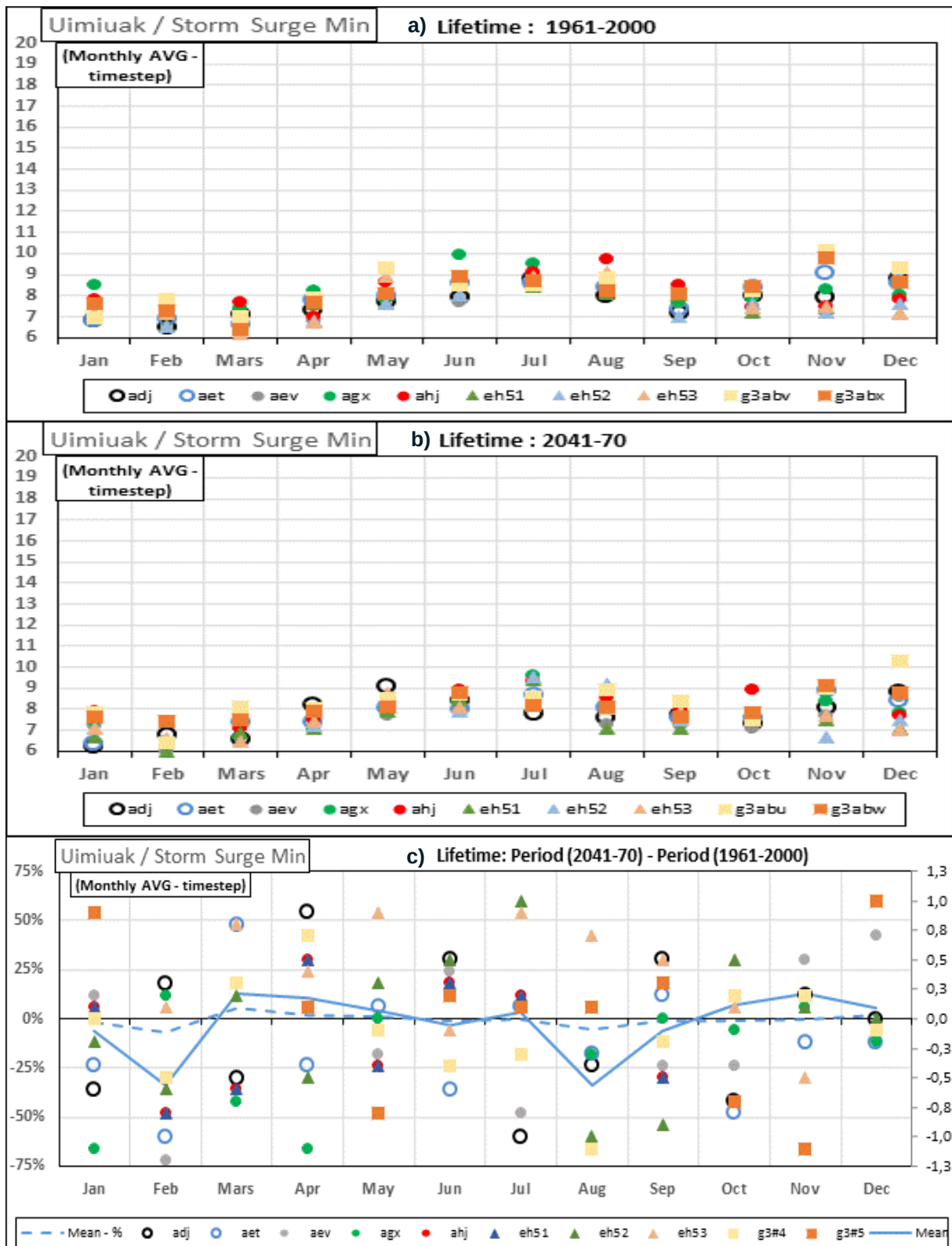


Figure 63 Durée (nb de pas de temps de 3 h) de présence des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Umiujaq.

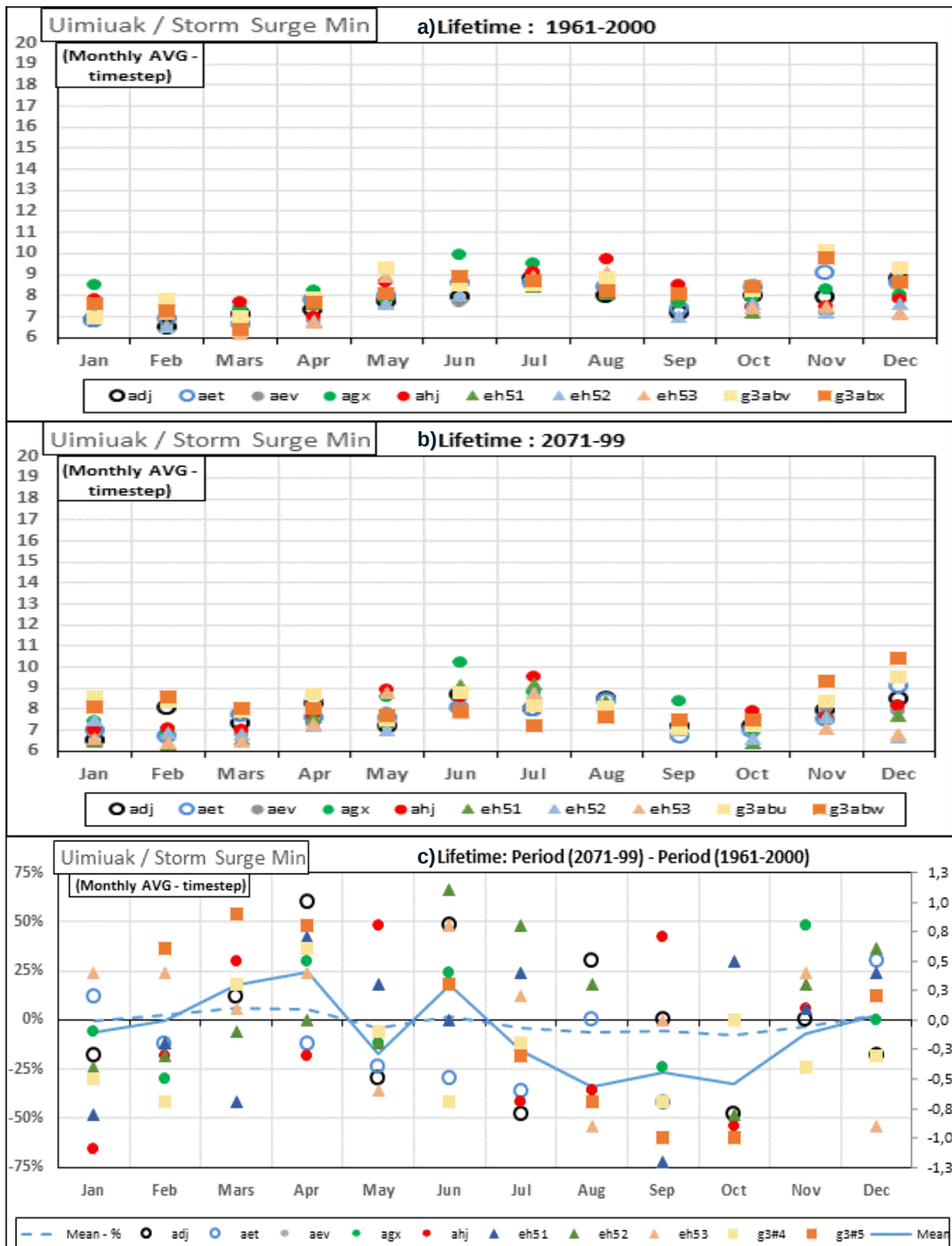


Figure 64 Durée (nb de pas de temps de 3 h) de présence des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiuq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Umiuq.

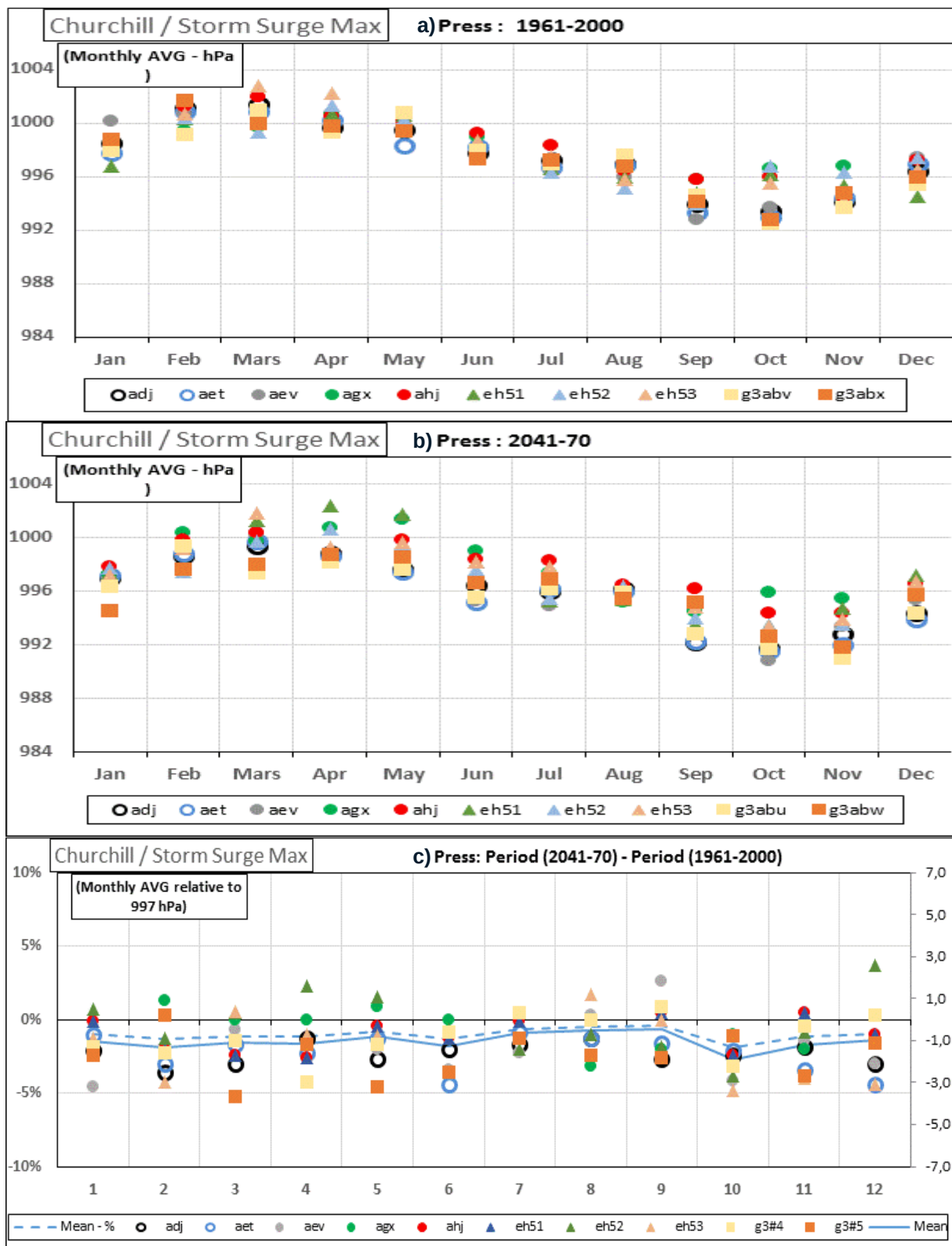


Figure 65 Pression atmosphérique aux centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Churchill.

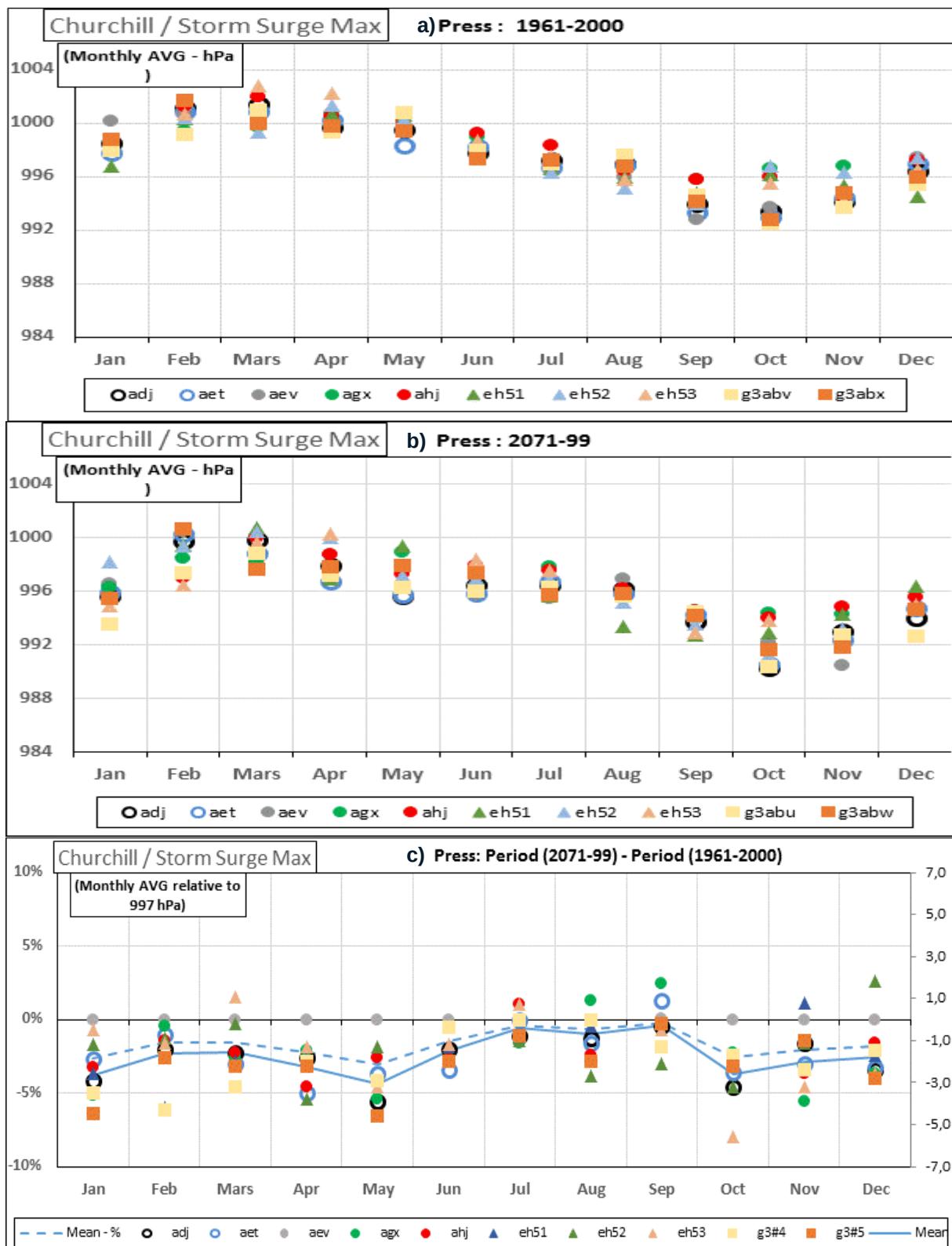


Figure 66 Pression atmosphérique aux centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Churchill.

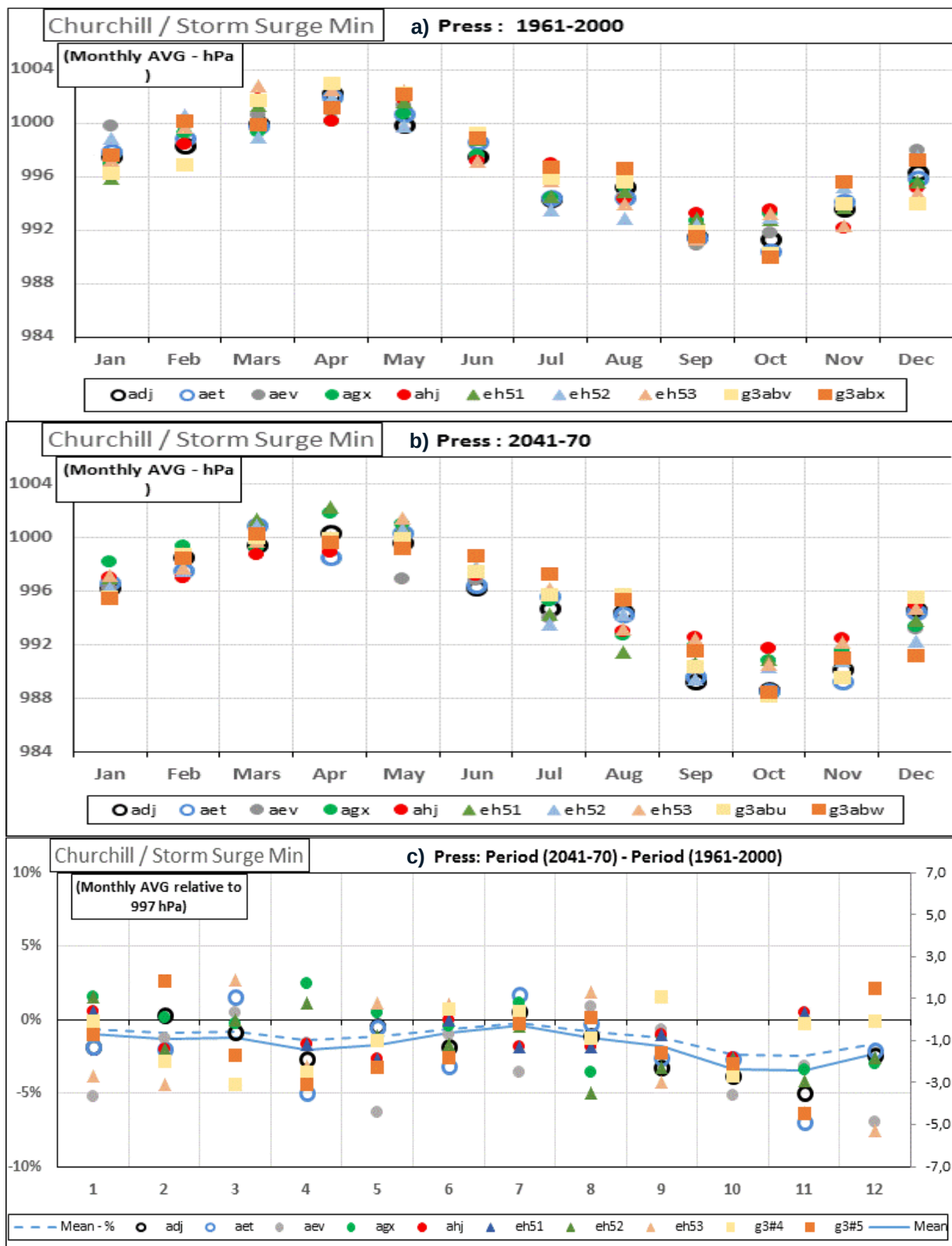


Figure 67 Pression atmosphérique aux centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Churchill.

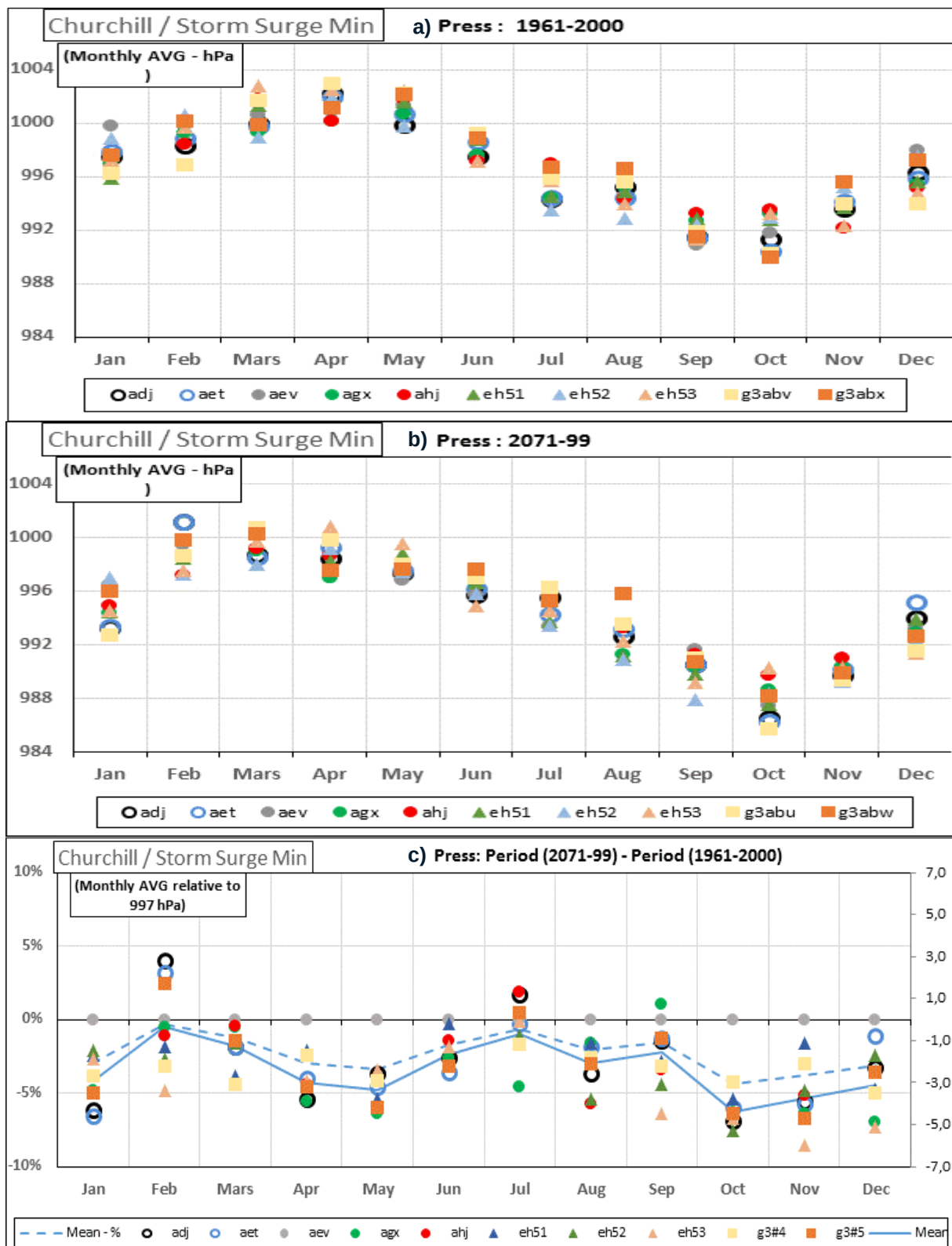


Figure 68 Pression atmosphérique aux centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Churchill.

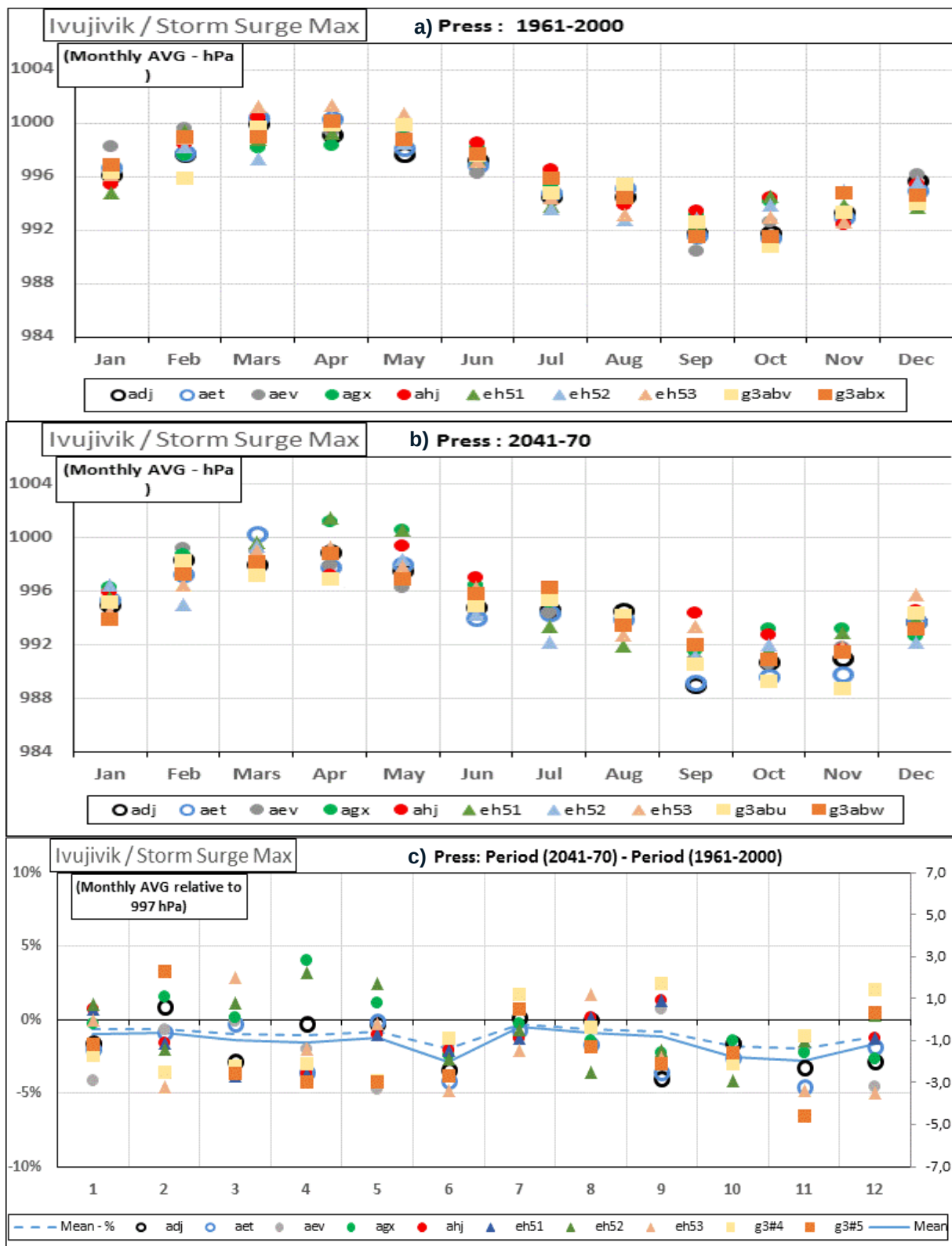


Figure 69 Pression atmosphérique aux centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Ivujivik.

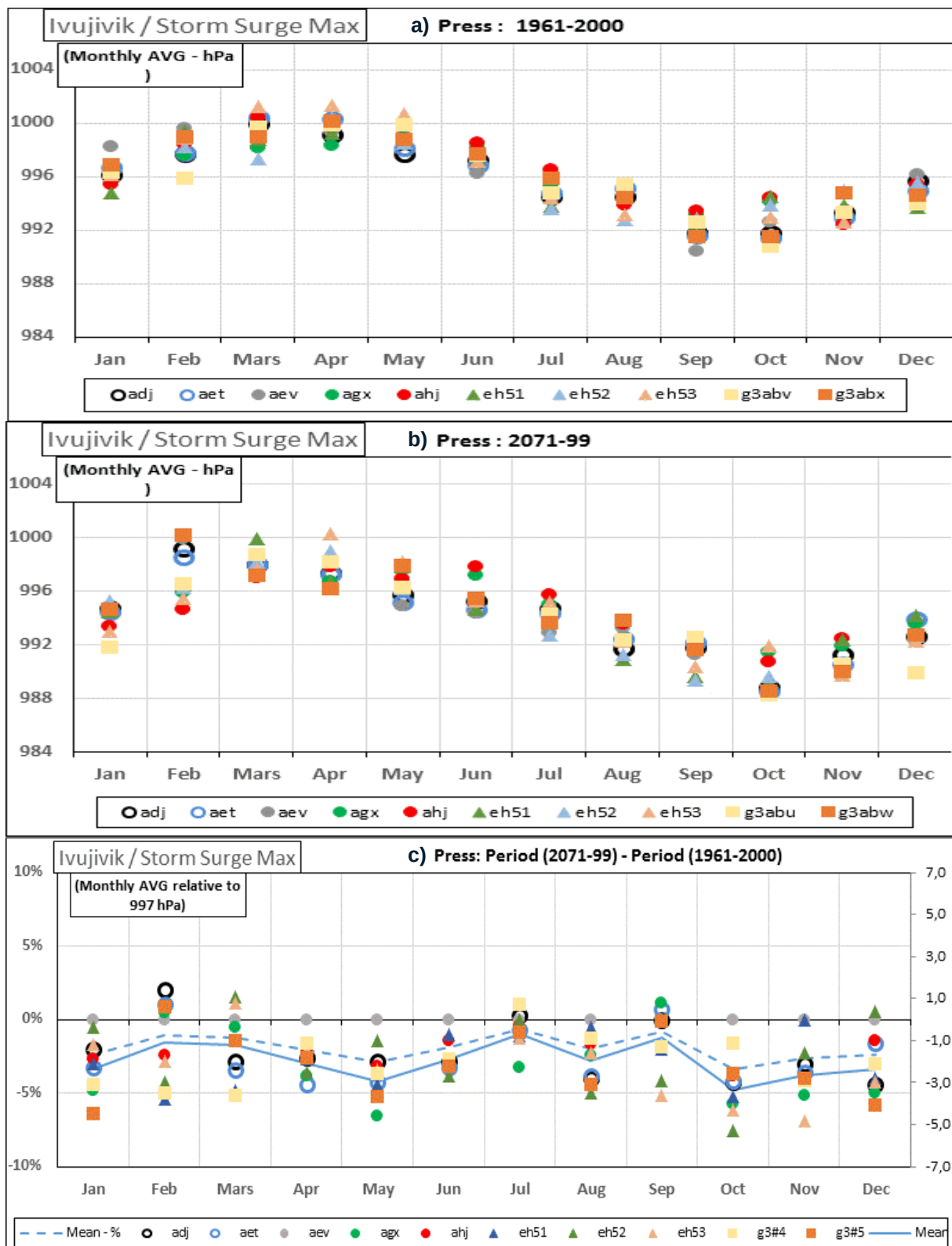


Figure 70 Pression atmosphérique aux centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Ivujivik.

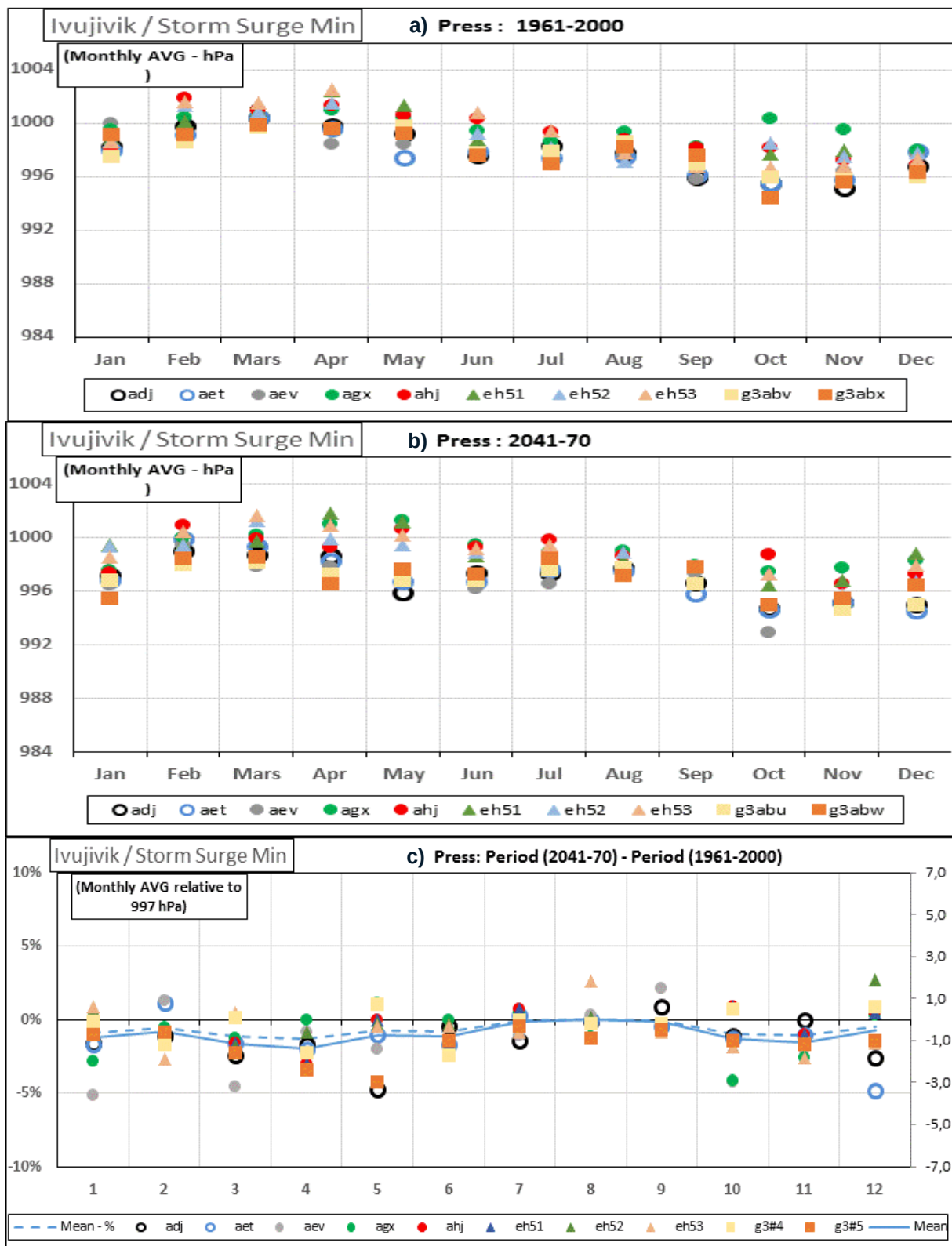


Figure 71 Pression atmosphérique aux centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Ivujivik.

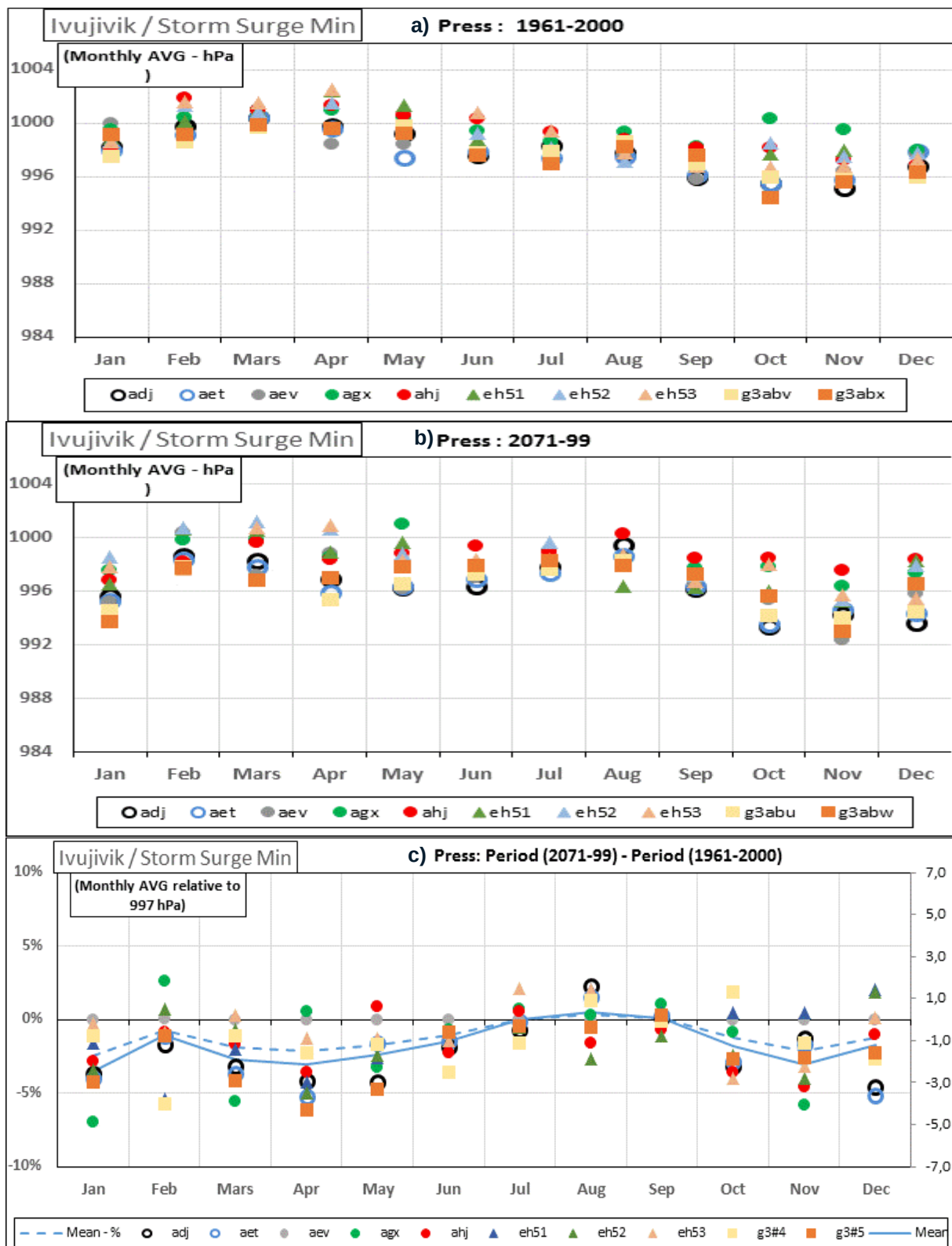


Figure 72 Pression atmosphérique aux centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Ivujivik.

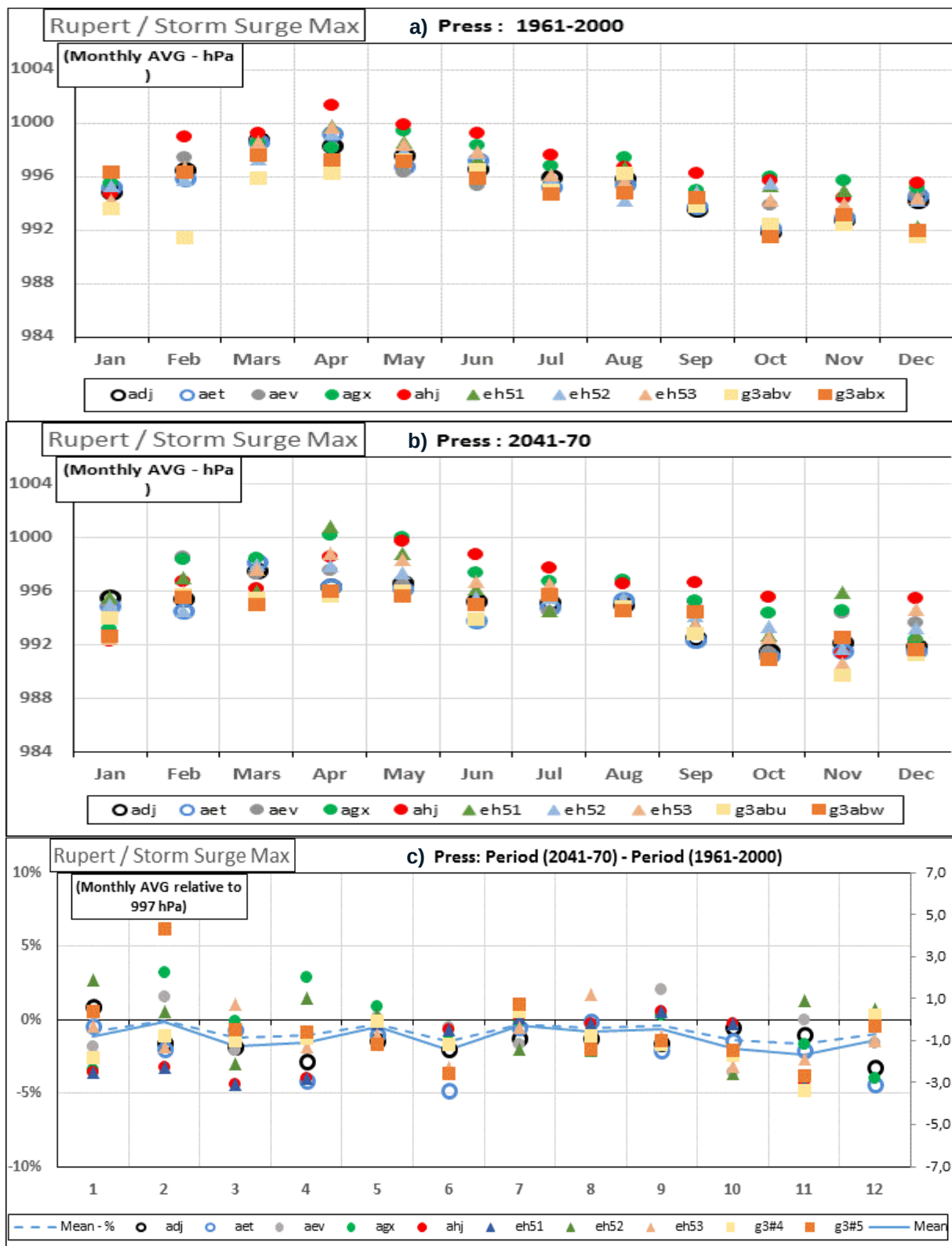


Figure 73 Pression atmosphérique aux centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site du Rupert calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Rupert.

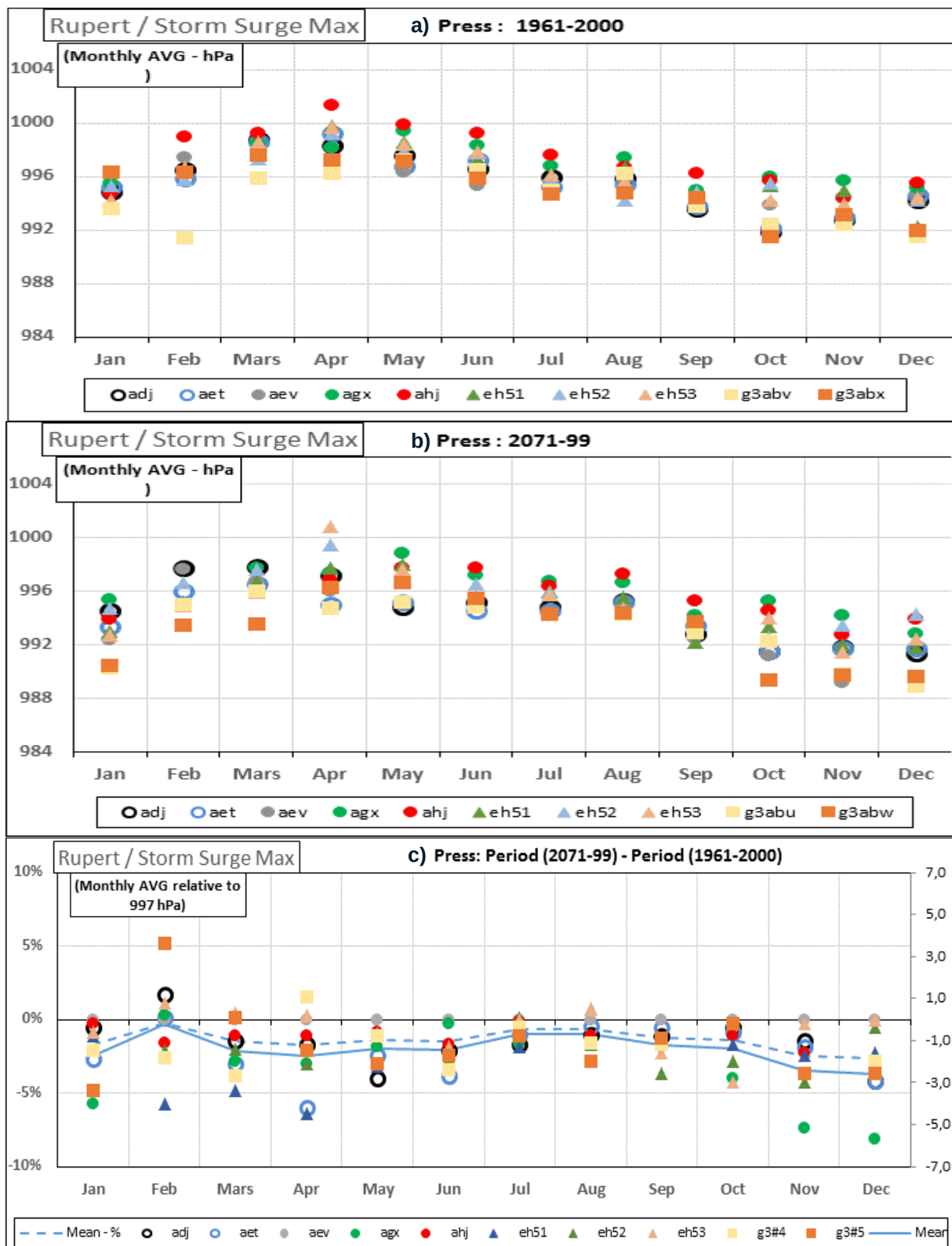


Figure 74 Pression atmosphérique aux centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site du Rupert calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Rupert.

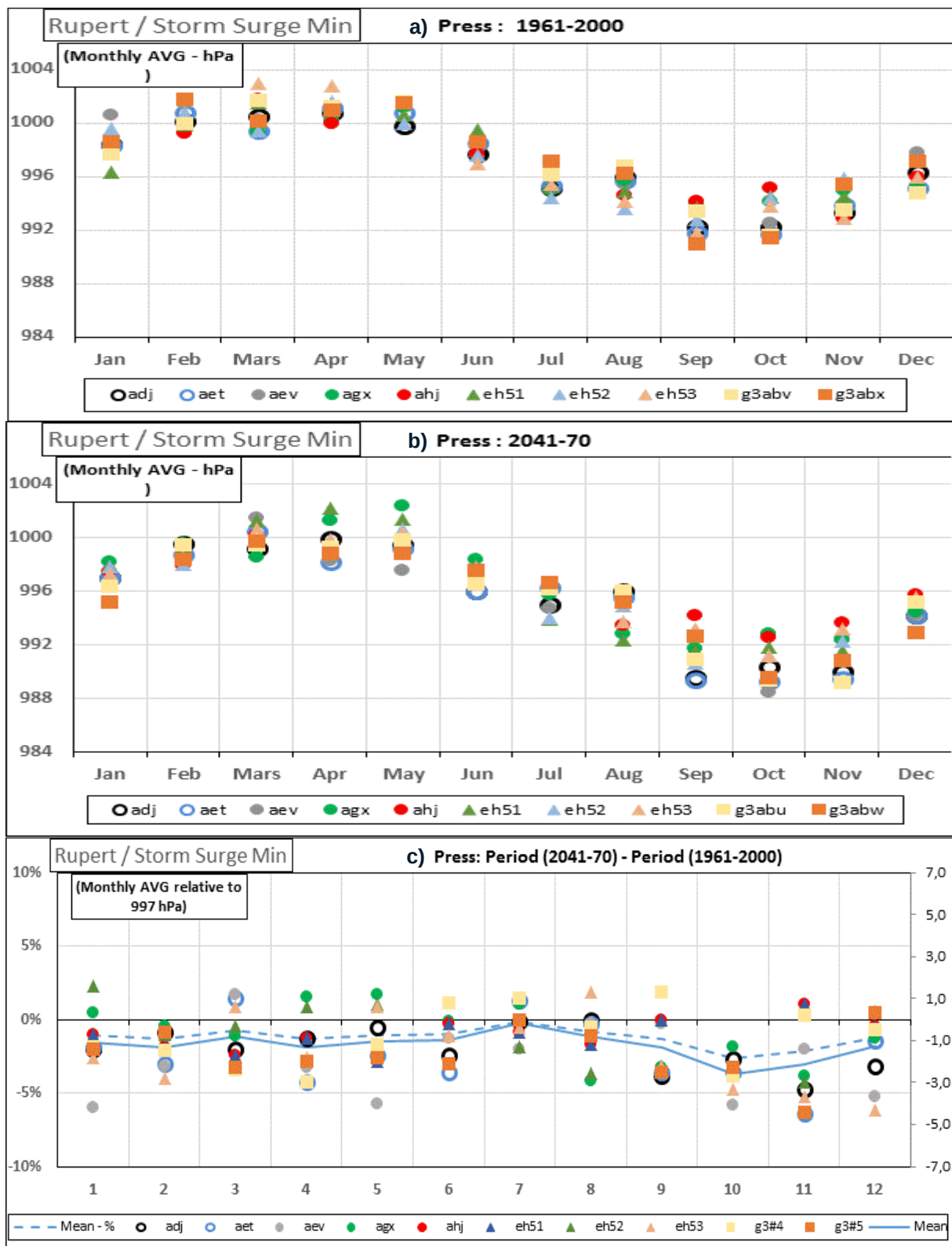


Figure 75 Pression atmosphérique aux centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site du Rupert calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Rupert.

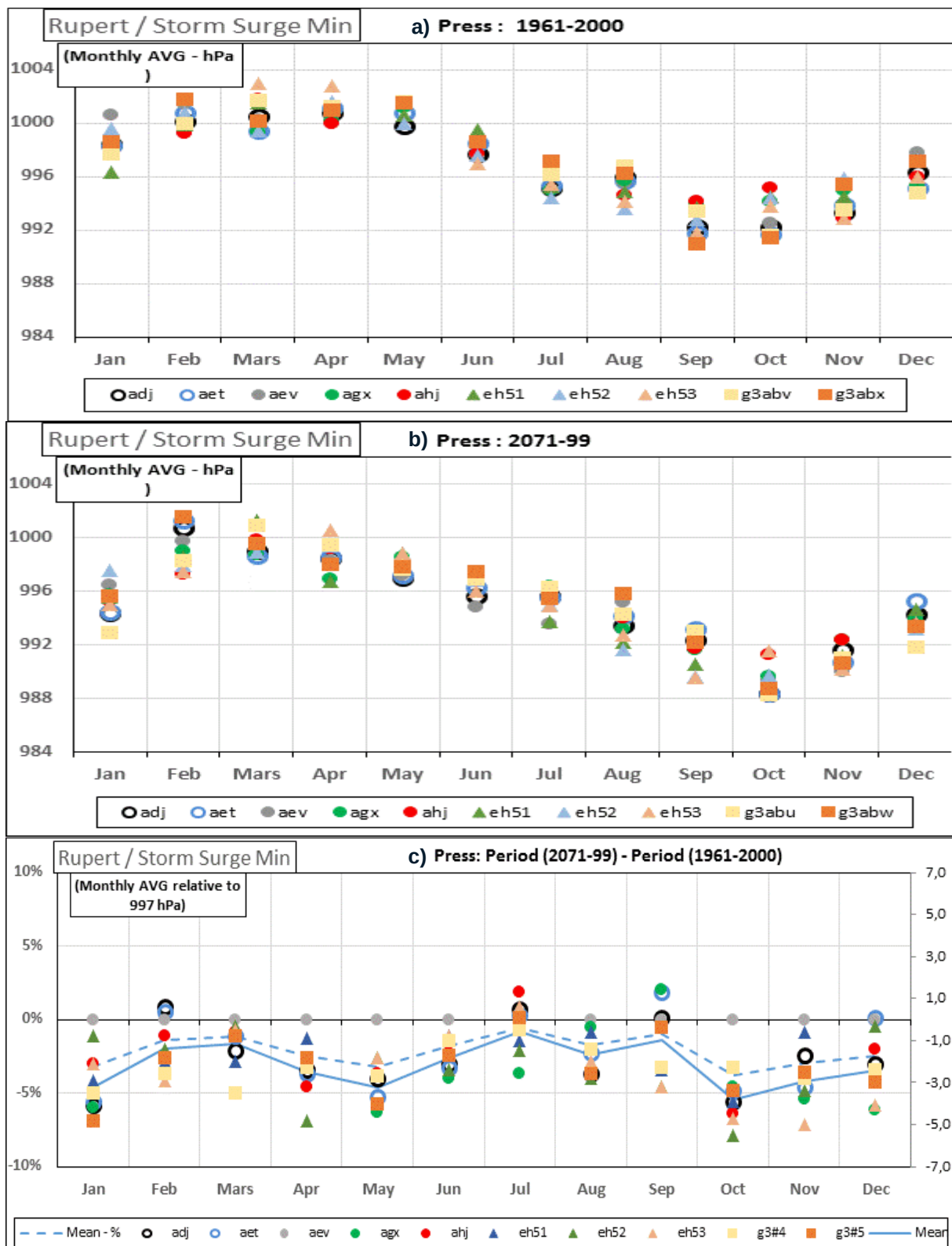


Figure 76 Pression atmosphérique aux centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site du Rupert calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Rupert.

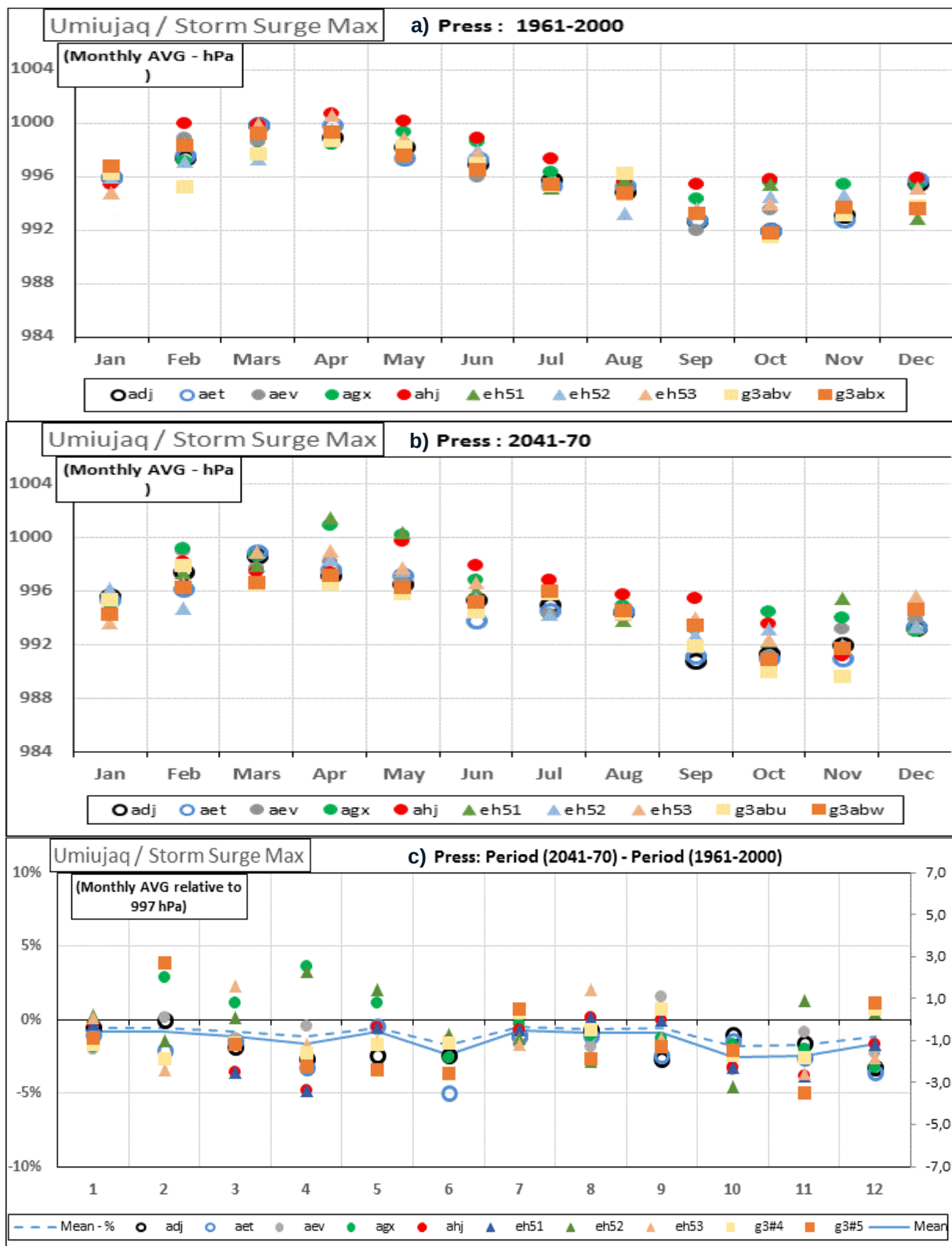


Figure 77 Pression atmosphérique aux centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Umiujaq.

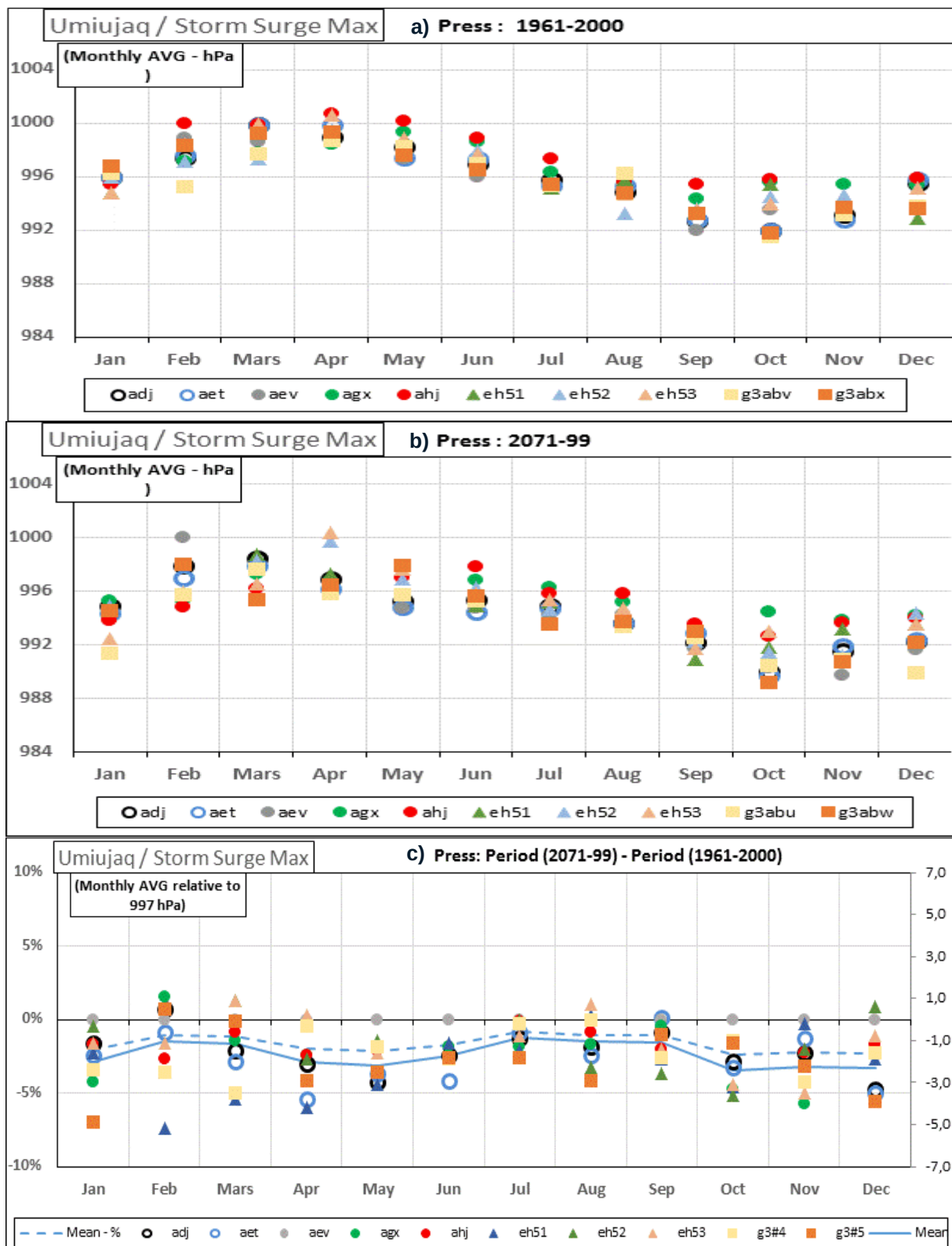


Figure 78 Pression atmosphérique aux centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Umiujaq.

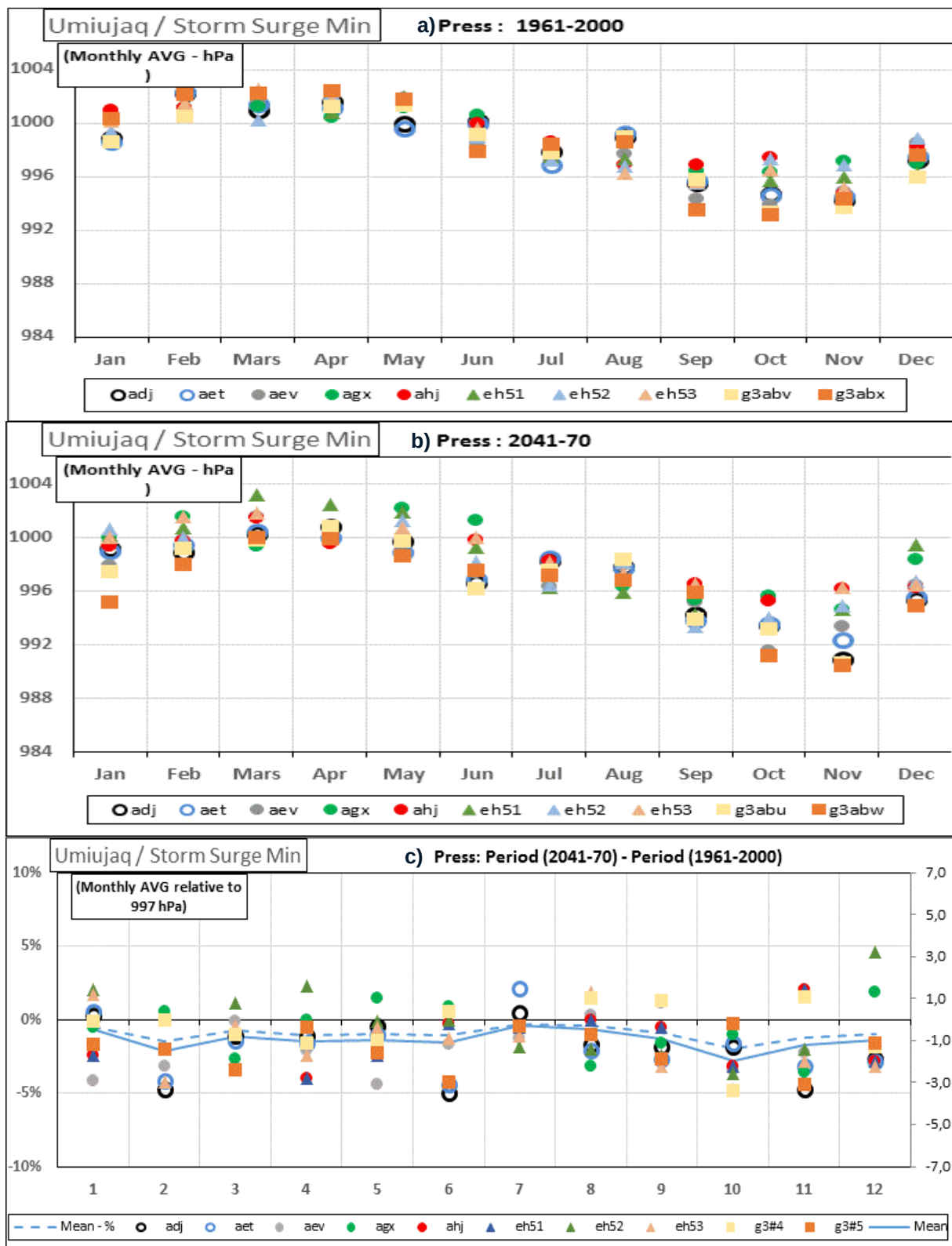


Figure 79 Pression atmosphérique aux centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Umiujaq.

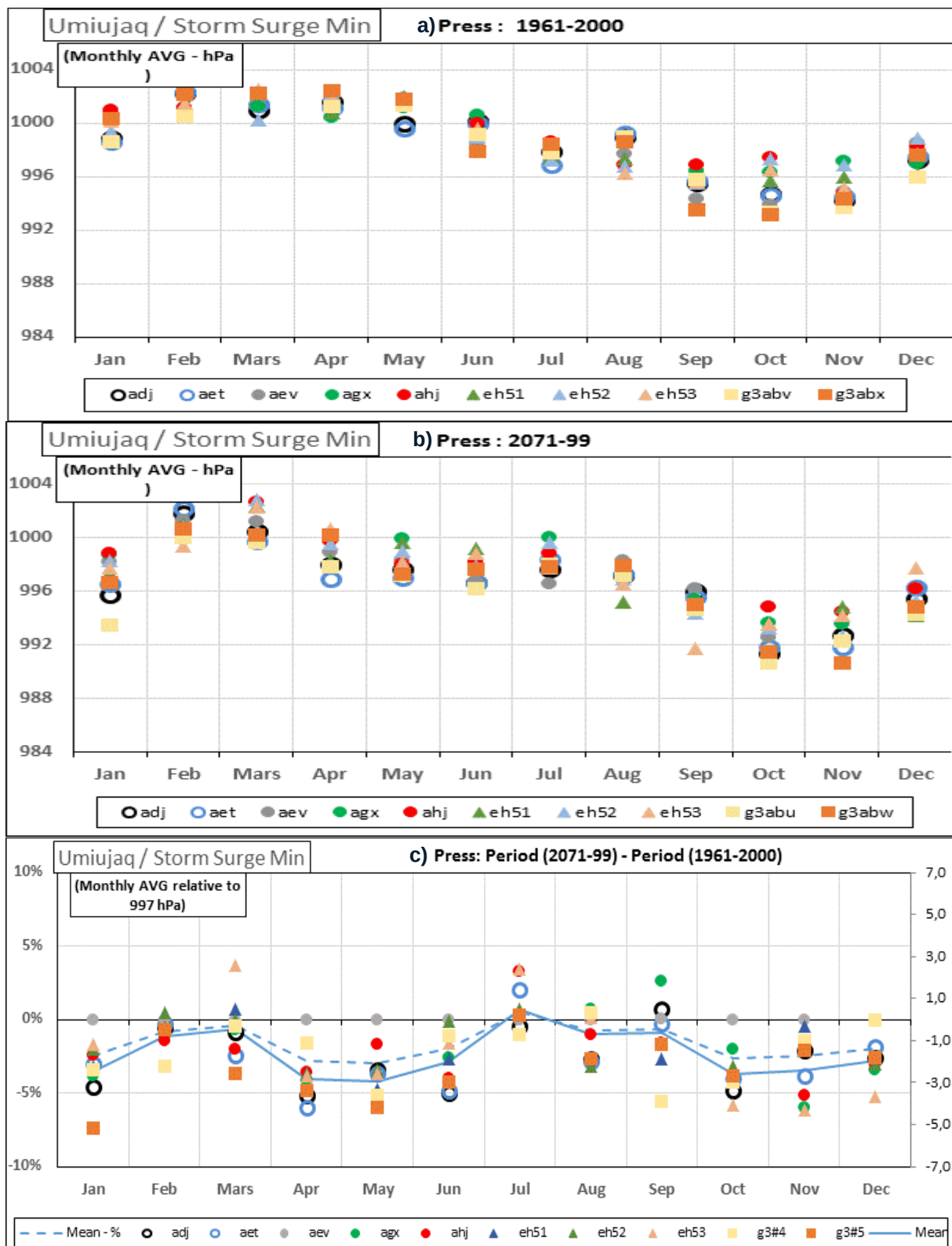


Figure 80 Pression atmosphérique aux centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Umiujaq.

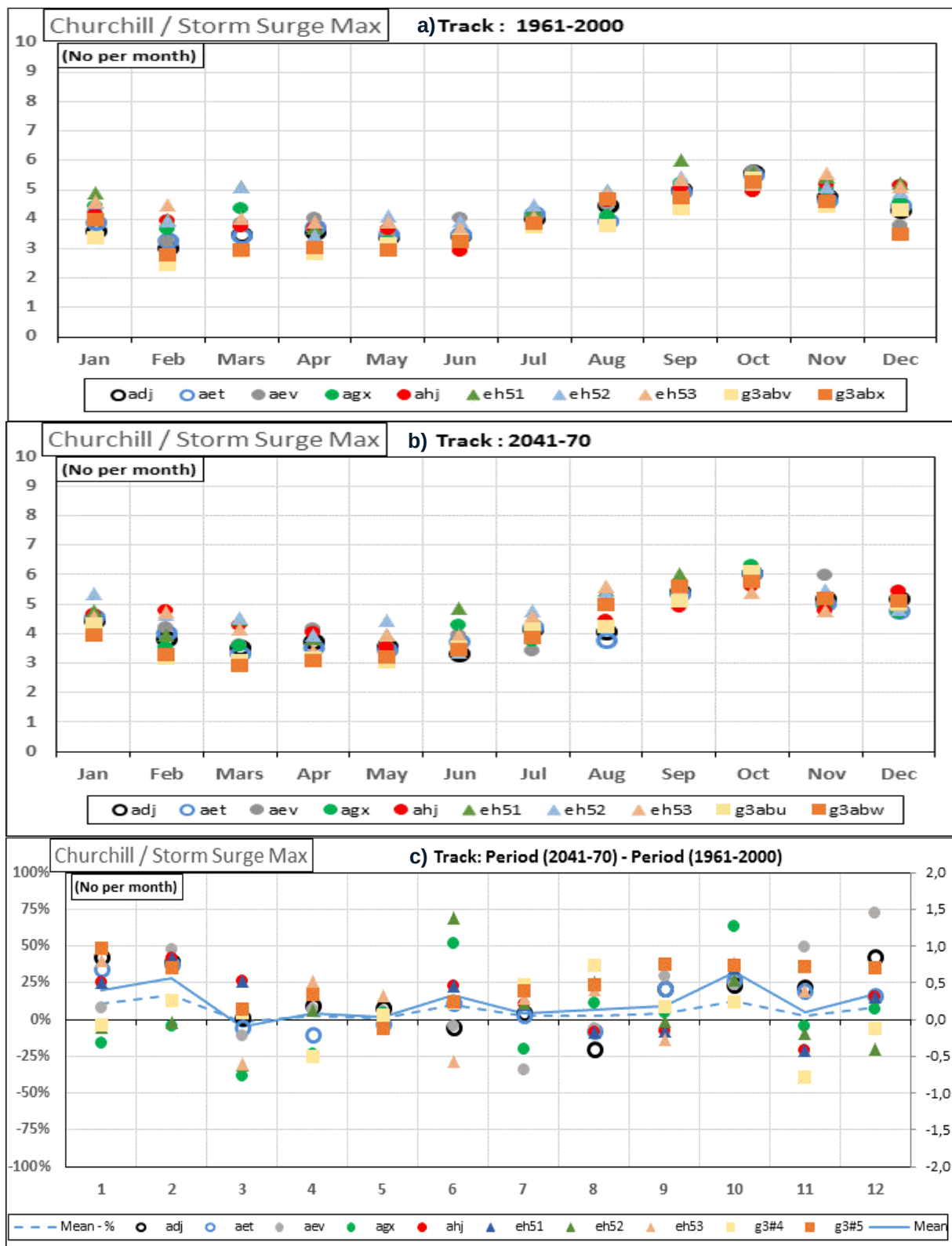


Figure 81 Trajectoires des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Churchill.

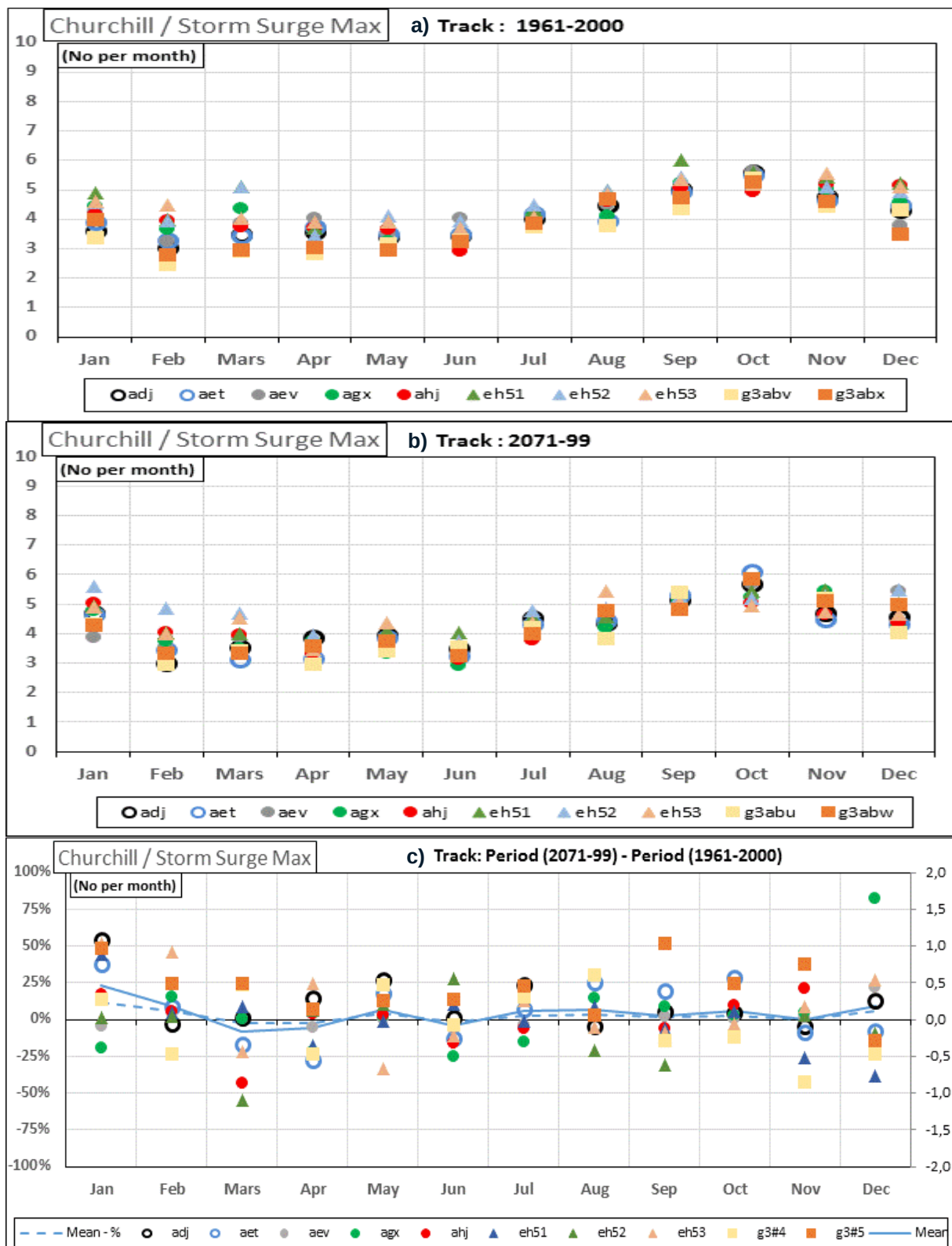


Figure 82 Trajectoires des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Churchill.

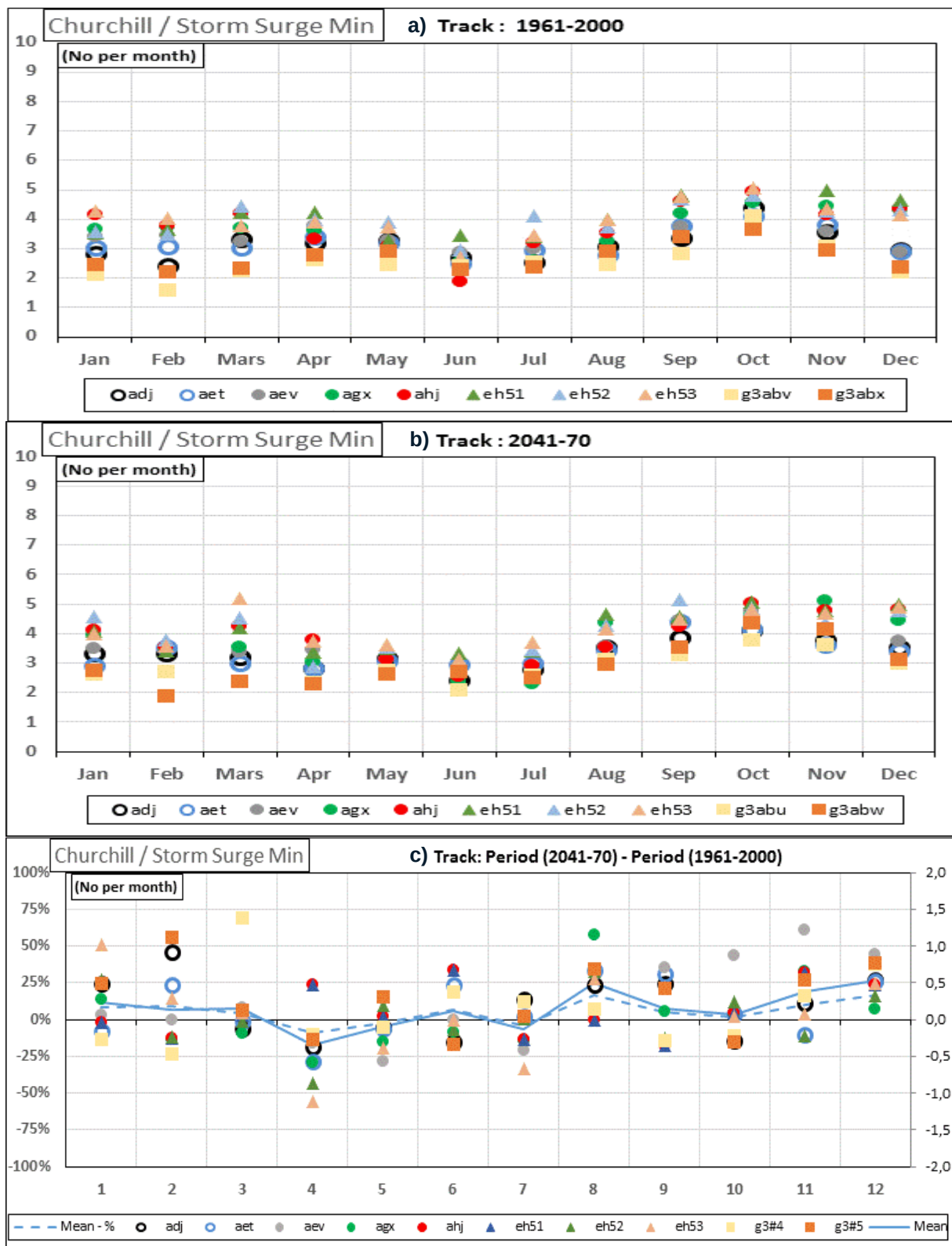


Figure 83 Trajectoires des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Churchill.

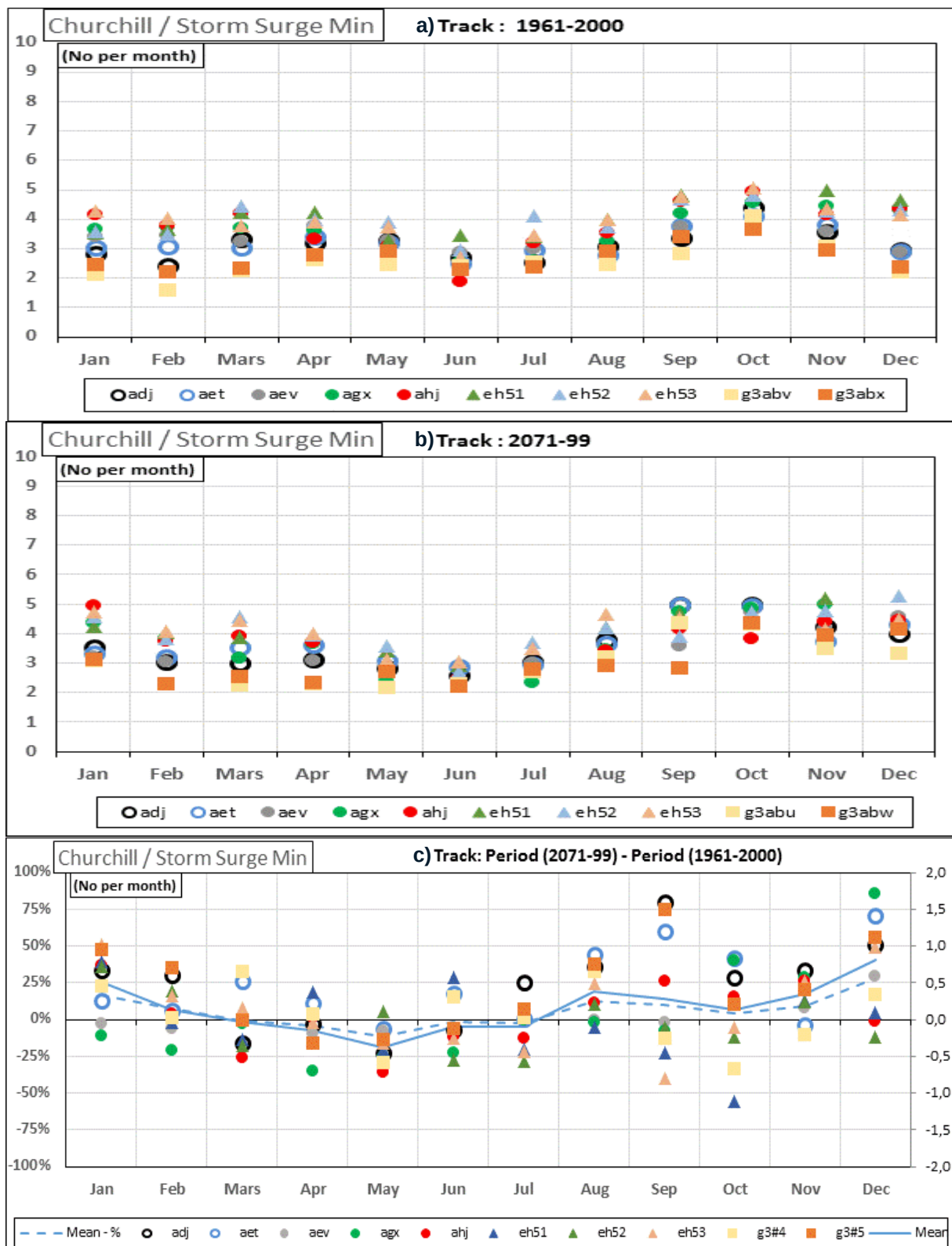


Figure 84 Trajectoires des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Churchill.

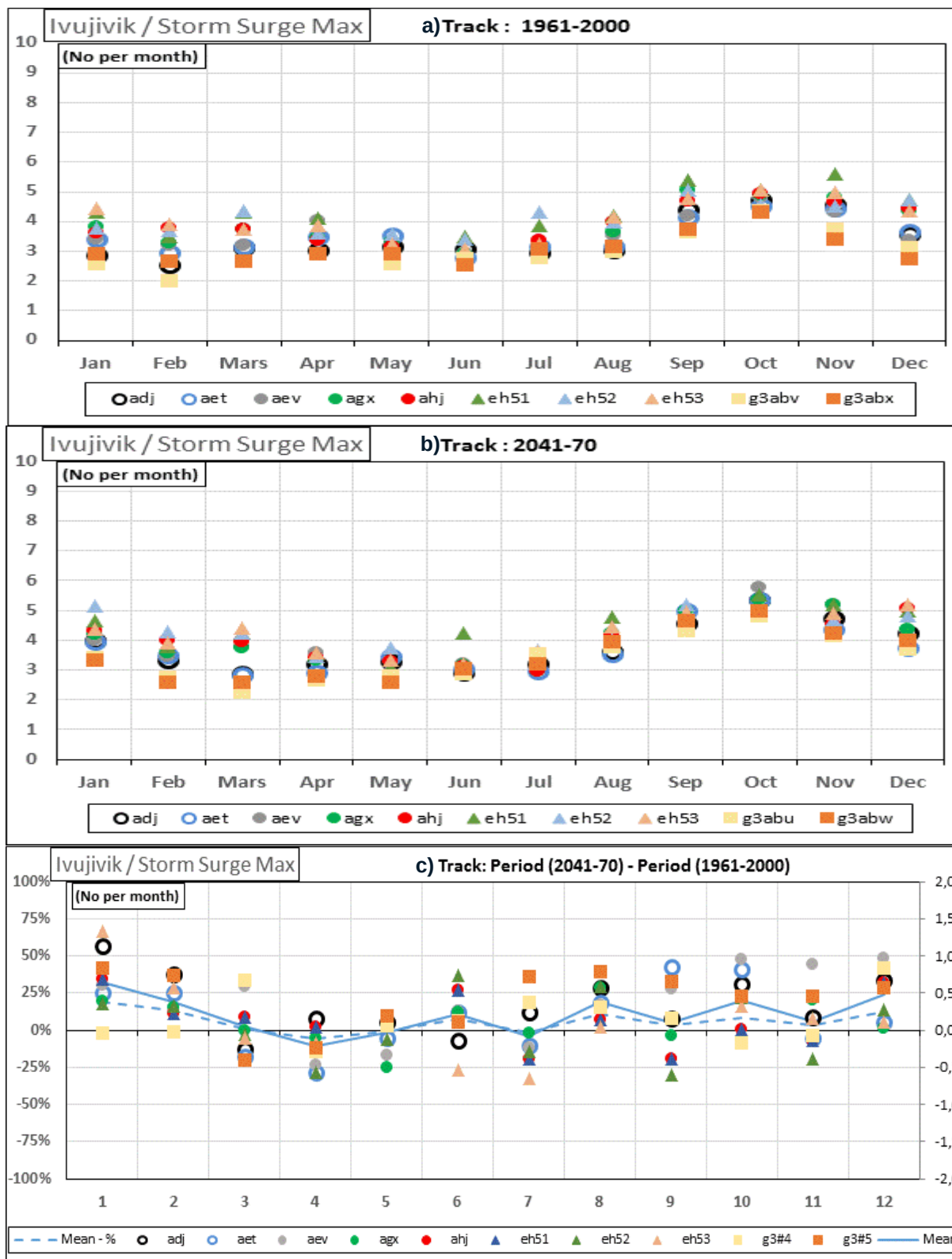


Figure 85 Trajectoires des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Ivujivik.

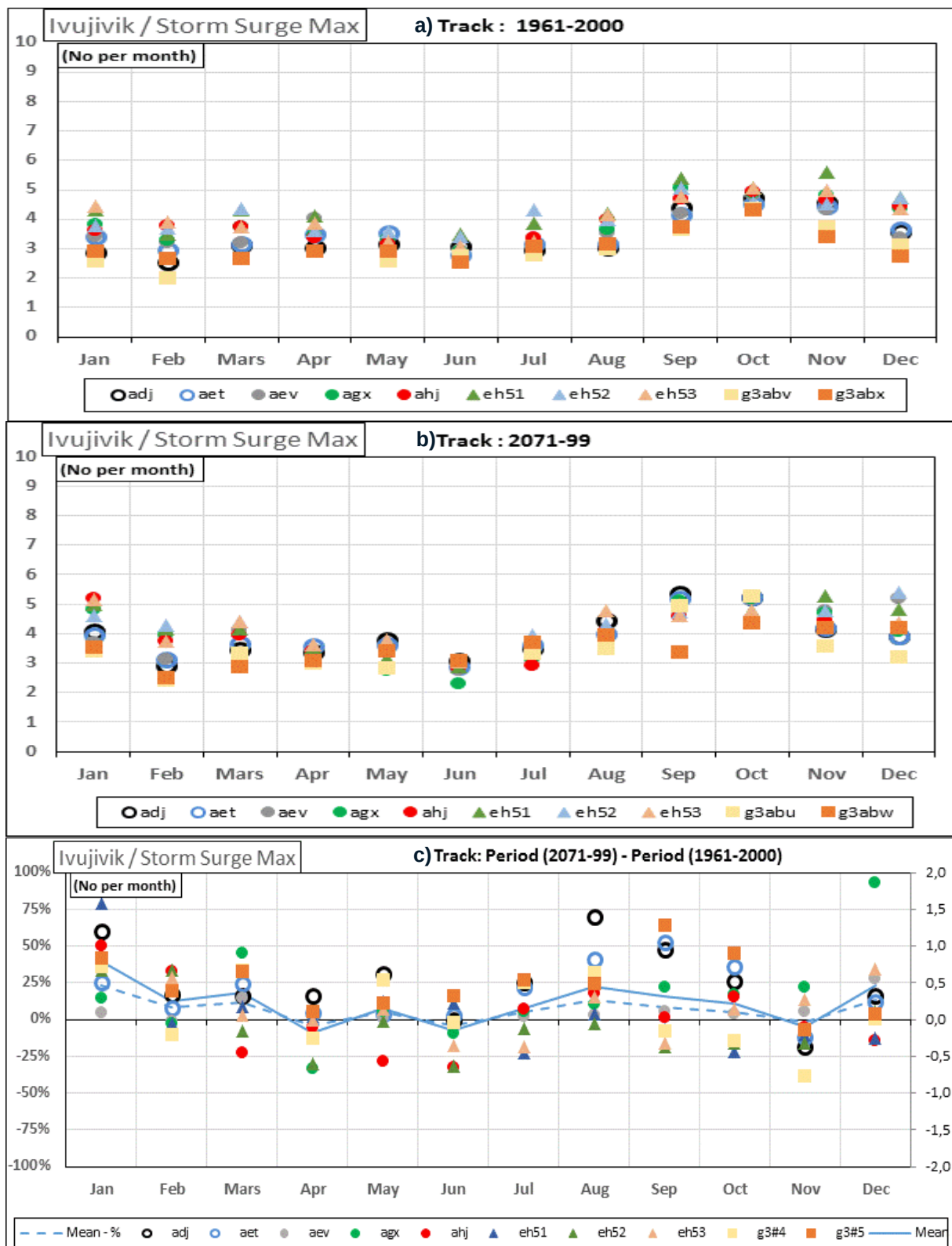


Figure 86 Trajectoires des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Ivujivik.

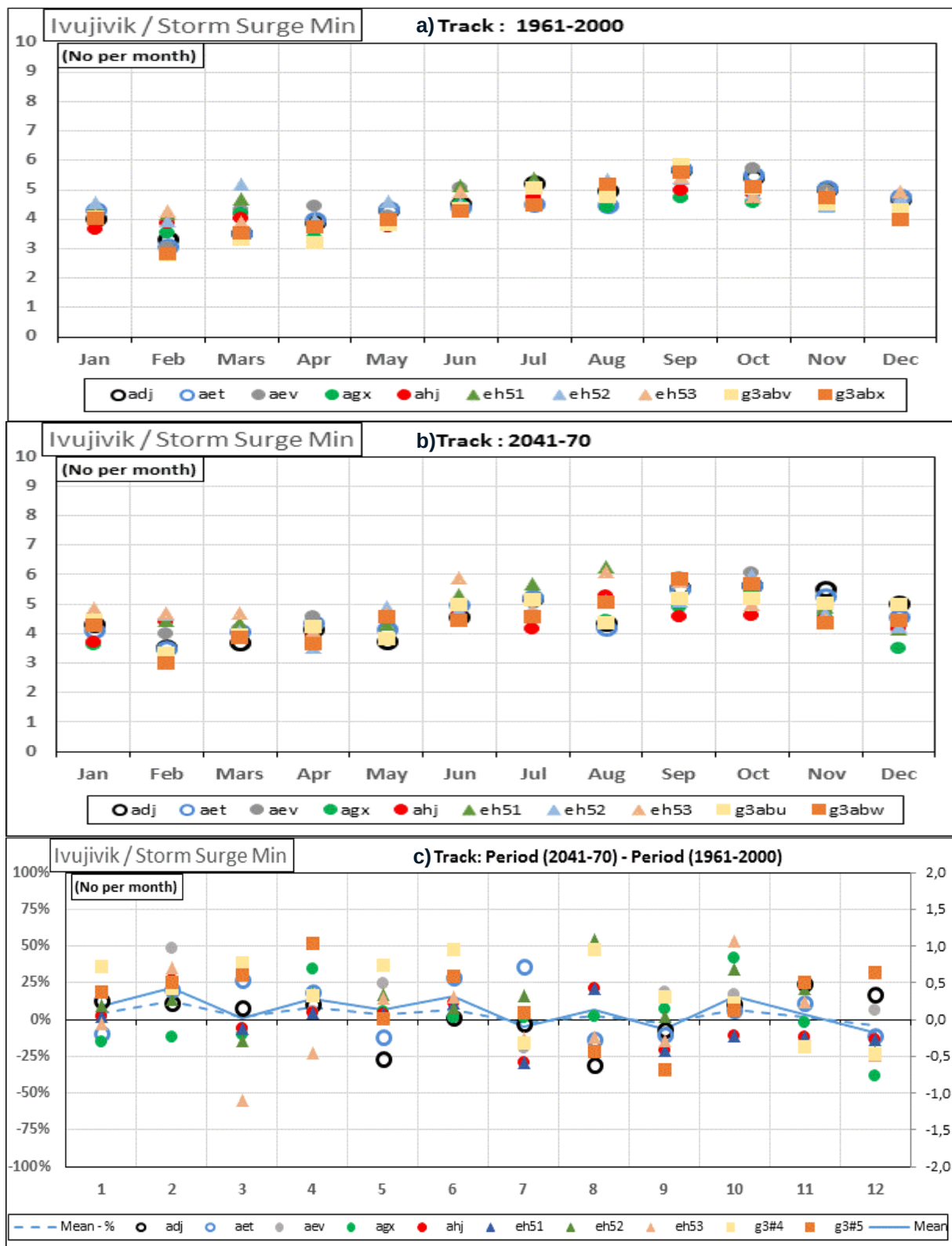


Figure 87 Trajectoires des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une decote importante à Ivujivik.

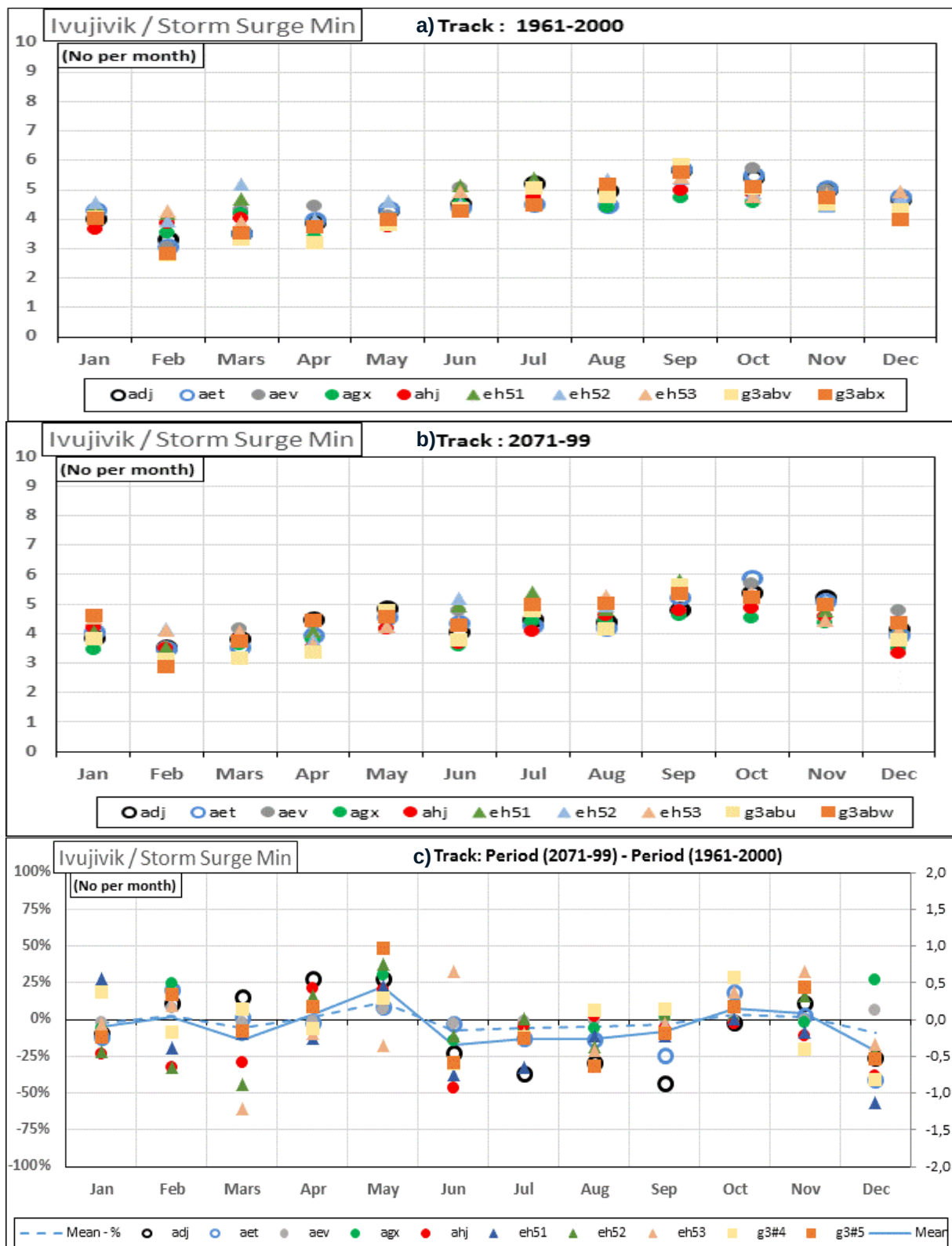


Figure 88 Trajectoires des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une decote importante à Ivujivik.

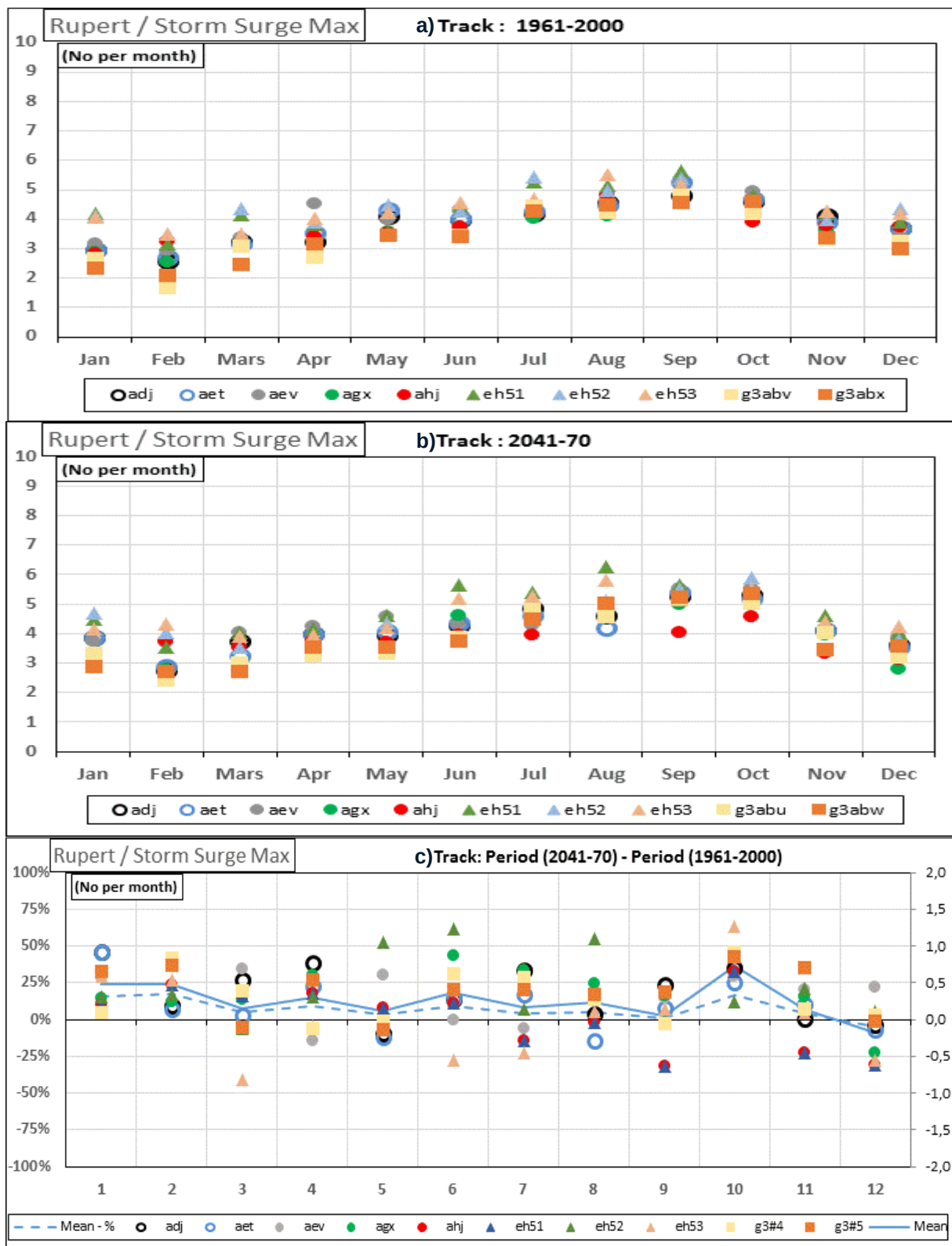


Figure 89 Trajectoires des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Rupert.

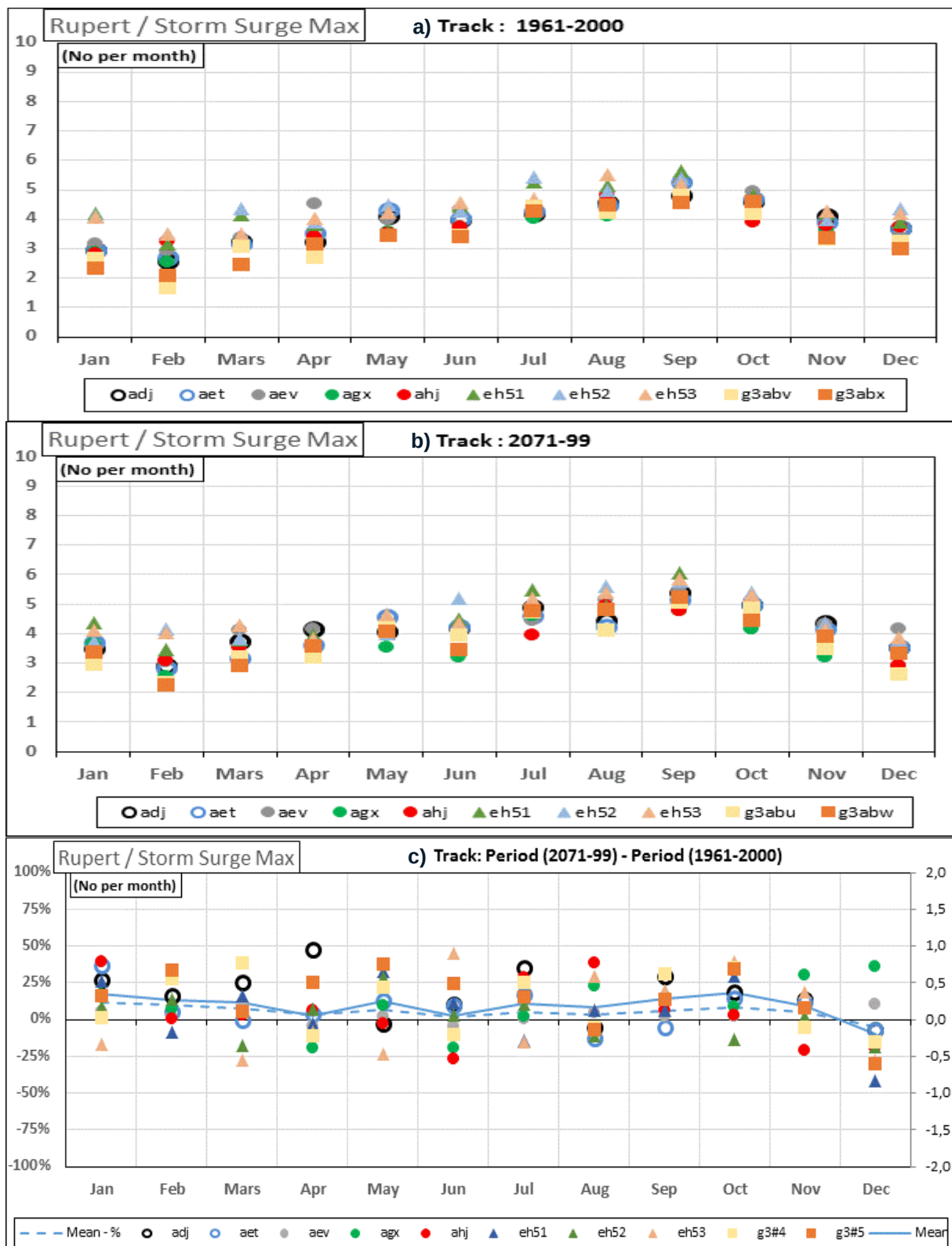


Figure 90 Trajectoires des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Rupert.

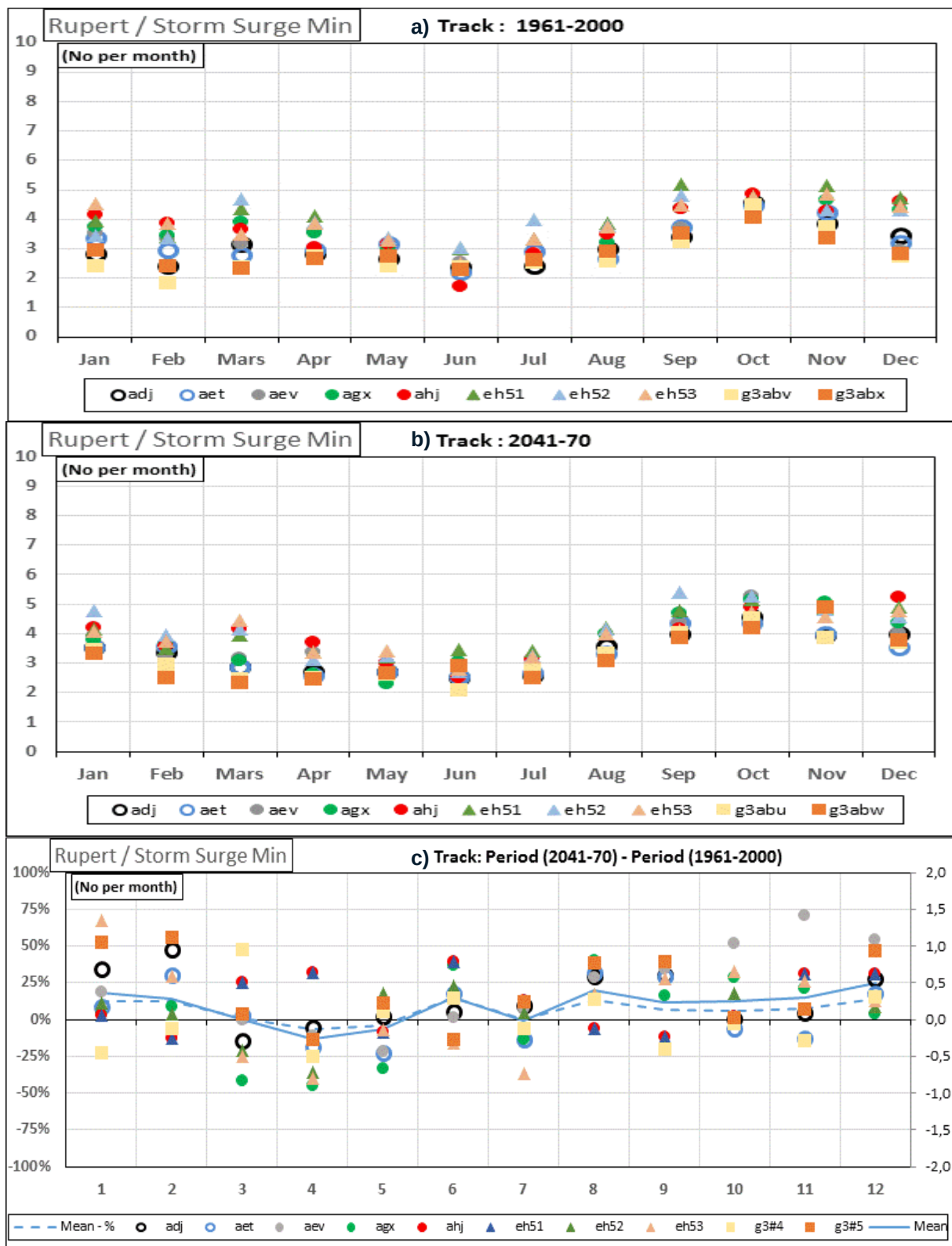


Figure 91 Trajectoires des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Rupert.

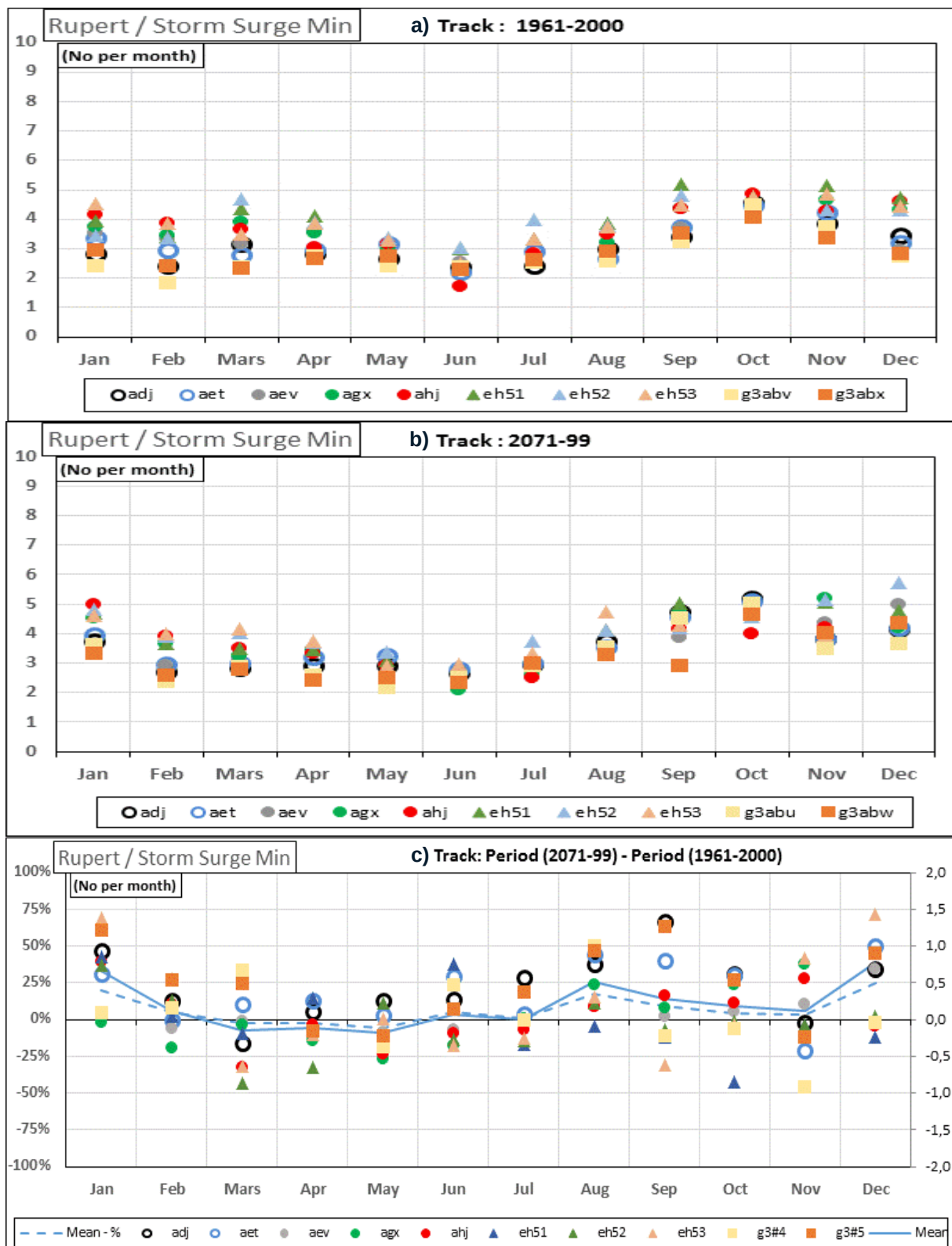


Figure 92 Trajectoires des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Rupert.

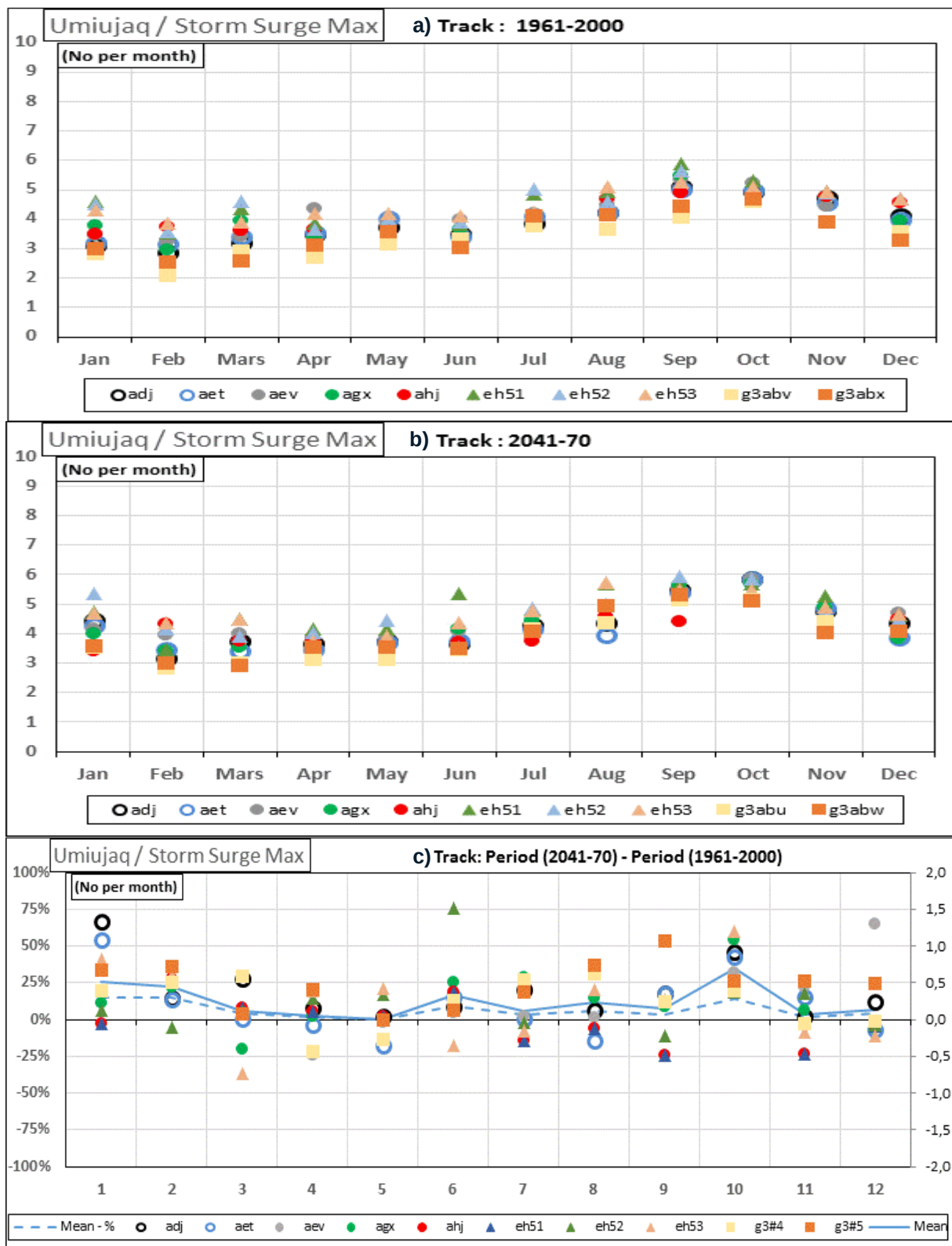


Figure 93 Trajectoires des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Umiujaq.

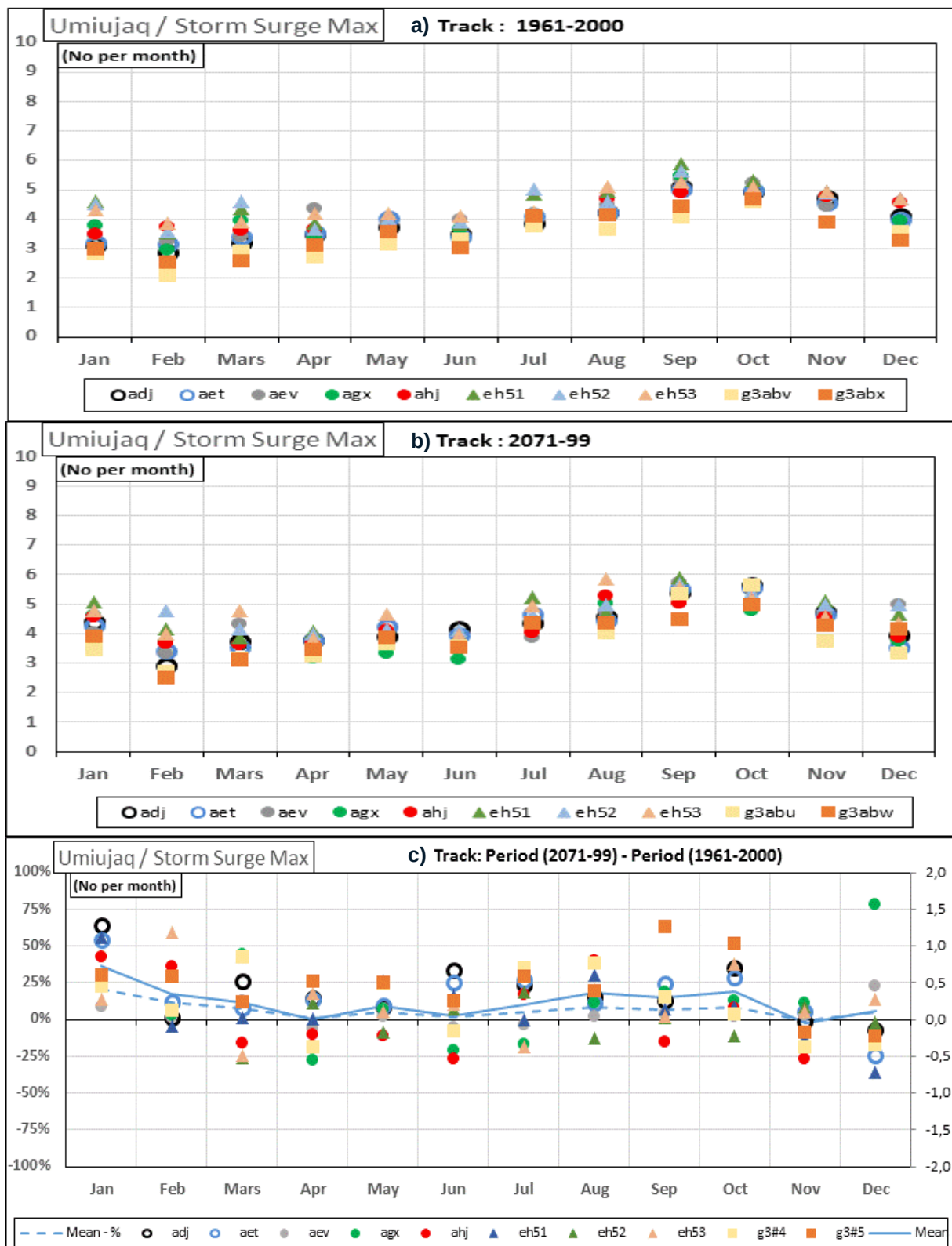


Figure 94 Trajectoires des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Umiujaq.

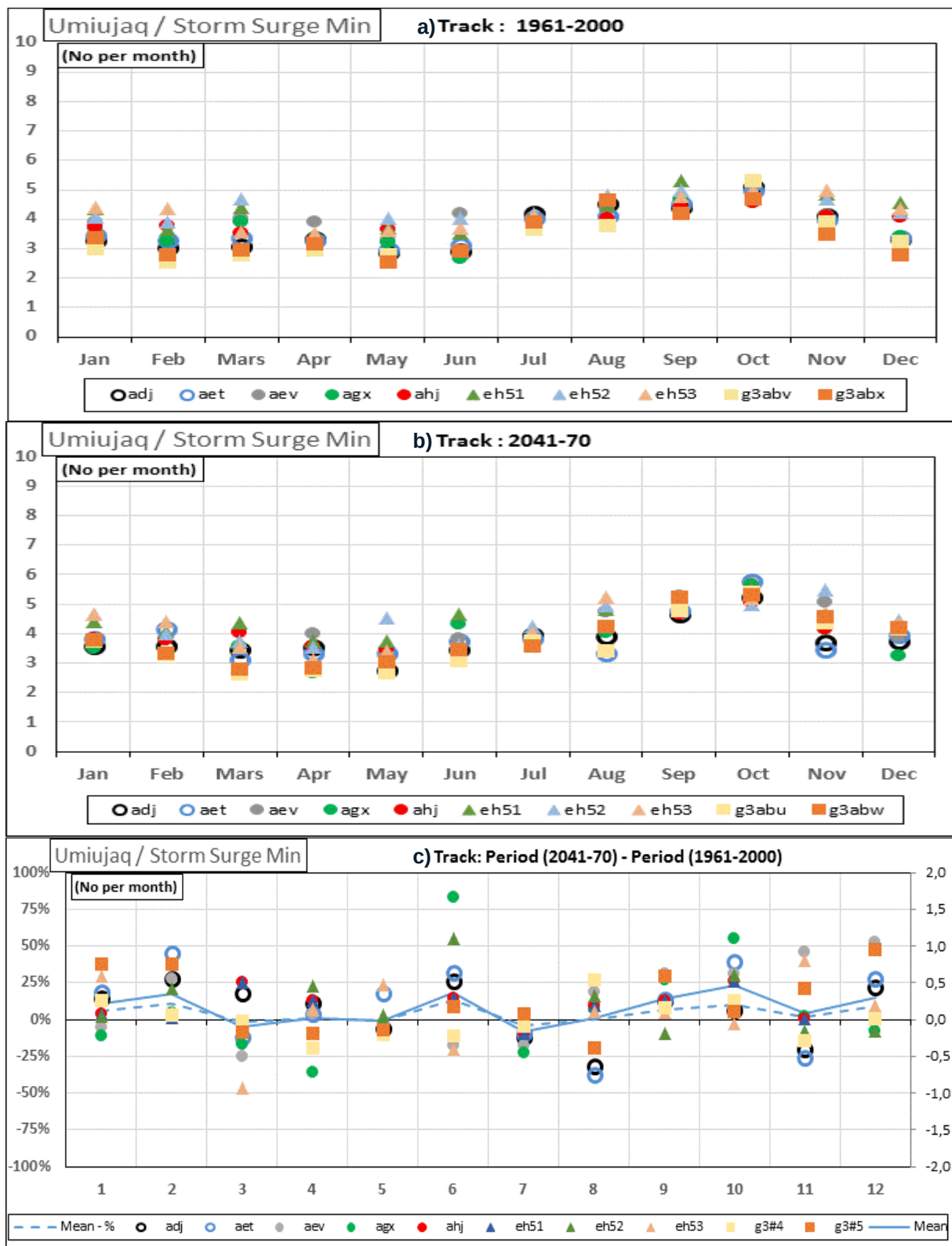


Figure 95 Trajectoires des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Umiujaq.

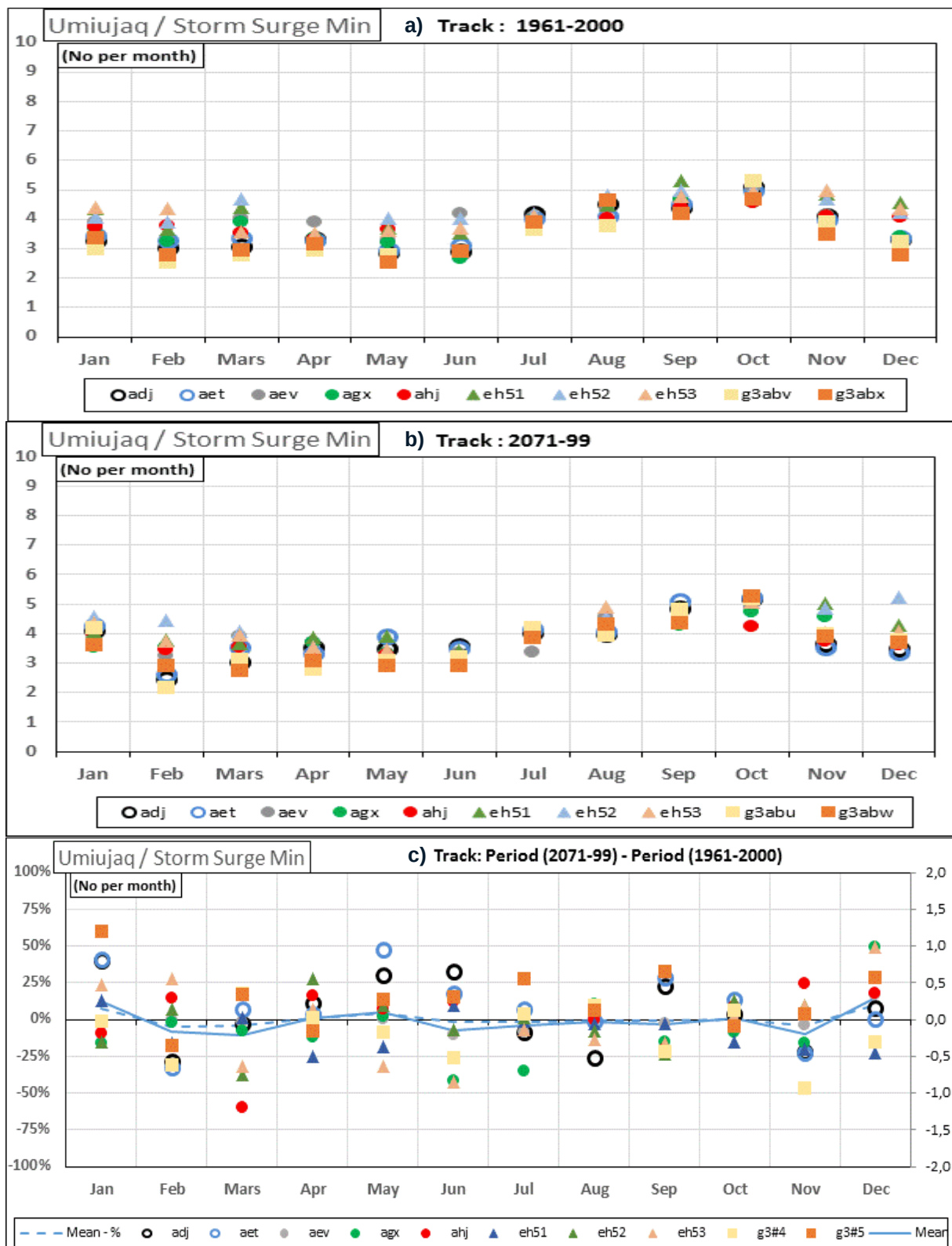


Figure 96 Trajectoires des centres cycloniques dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Umiujaq.

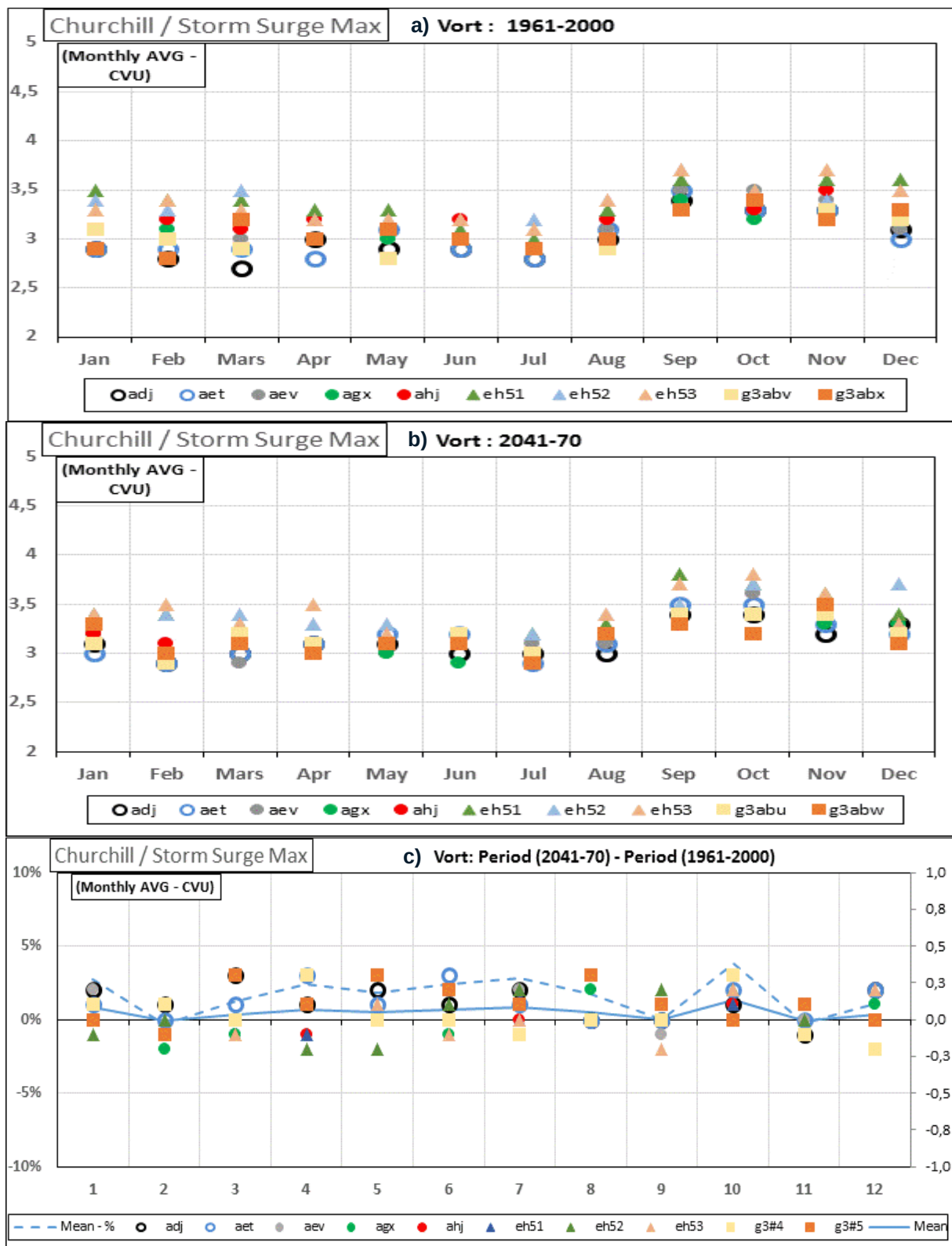


Figure 97 Fréquence du tourbillon moyenne des systèmes cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Churchill.

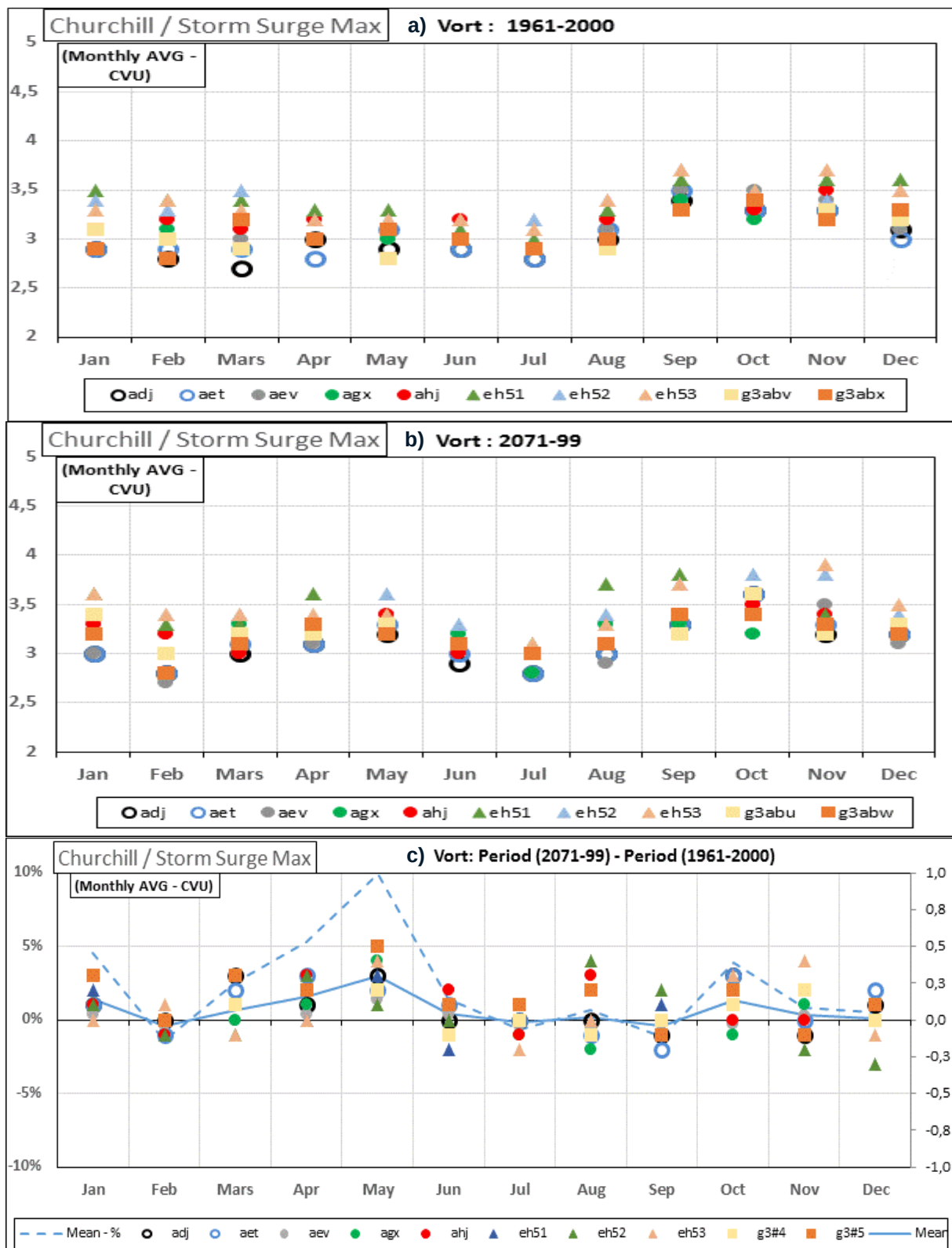


Figure 98 Fréquence du tourbillon moyenne des systèmes cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1 de l'annexe A. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Churchill.

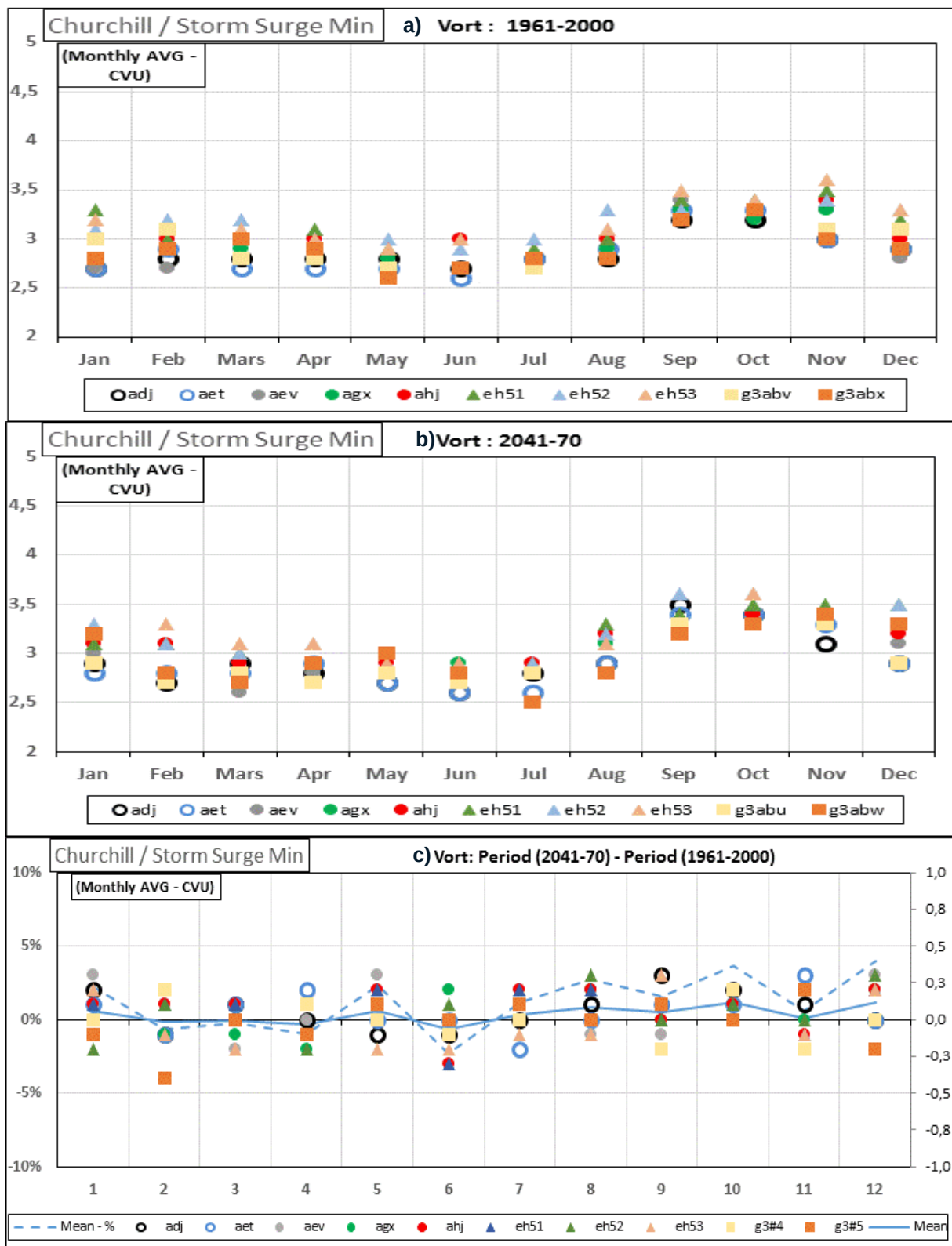


Figure 99 Fréquence du tourbillon moyenne des systèmes cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Churchill.

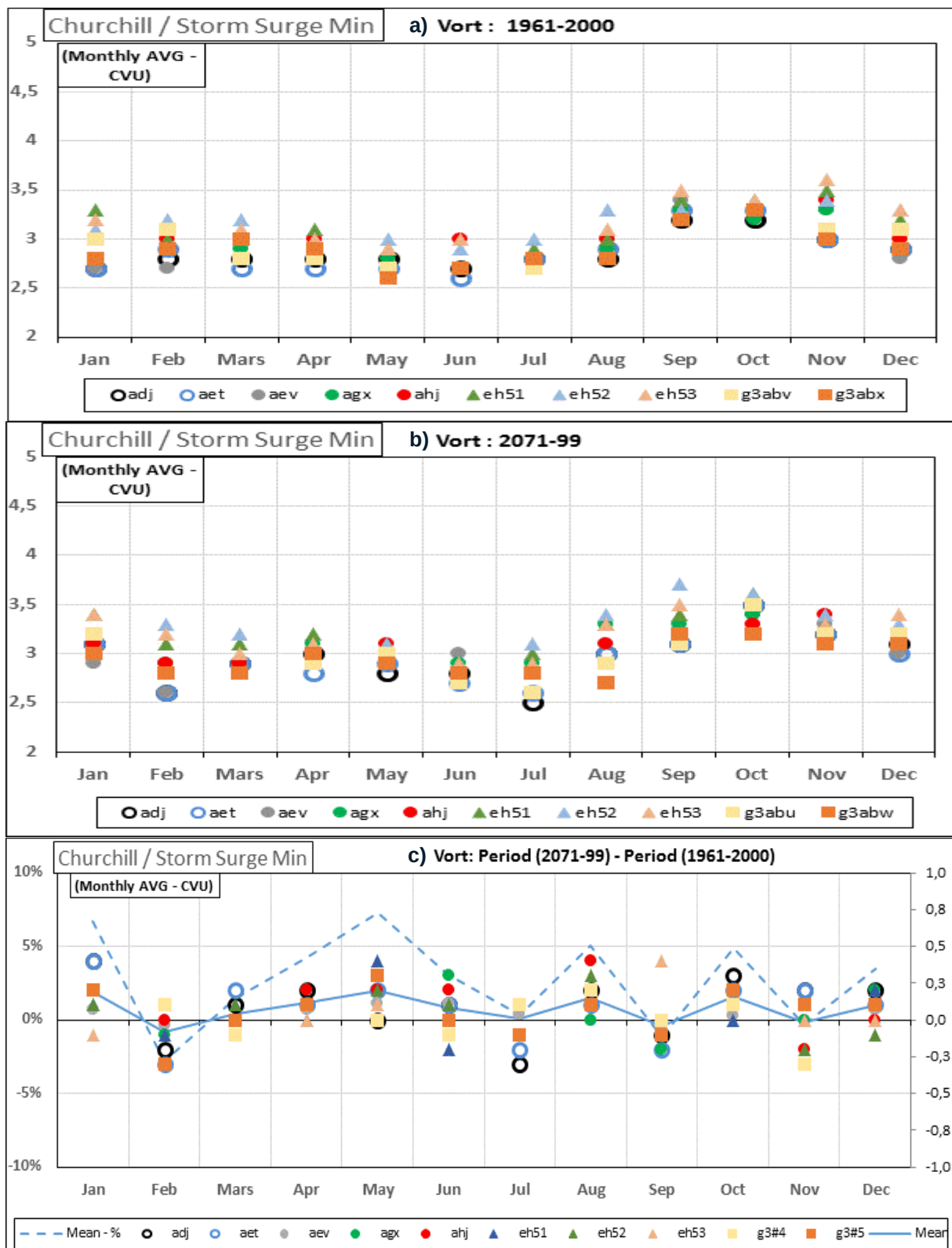


Figure 100 Fréquence du tourbillon moyenne des systèmes cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Churchill calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Churchill.

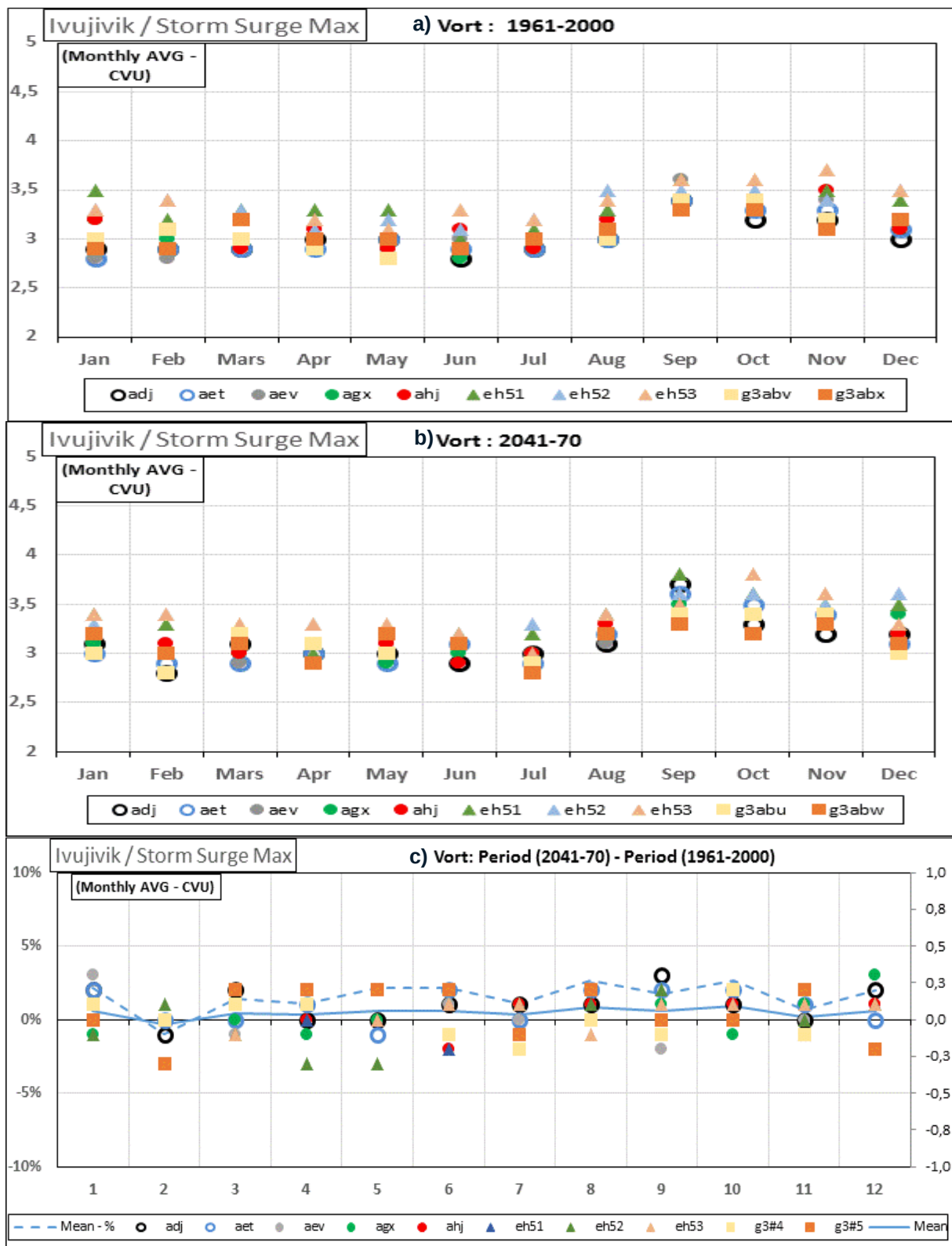


Figure 101 Fréquence du tourbillon moyenne des systèmes cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Iqviq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Iqviq.

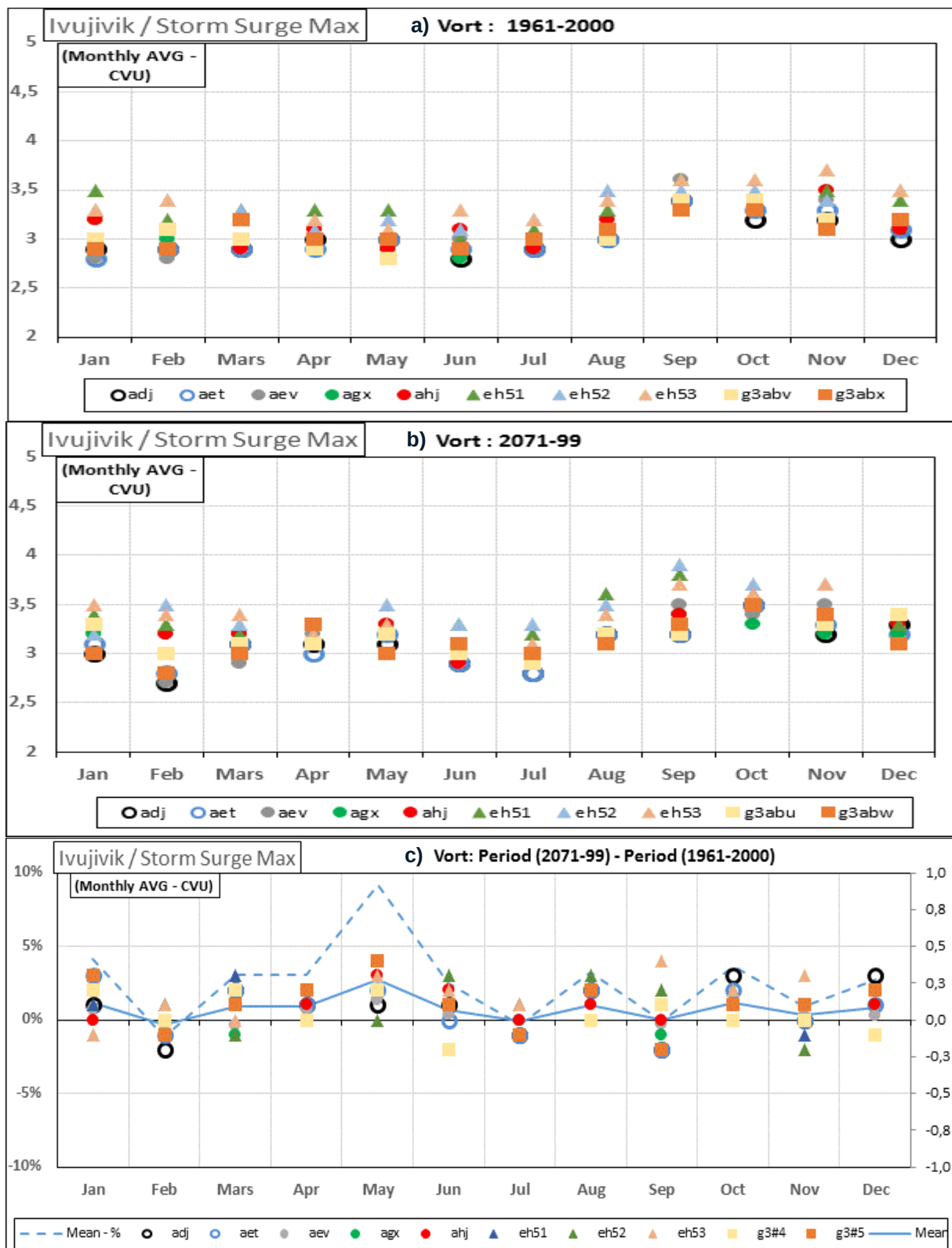


Figure 102 Fréquence du tourbillon moyenne des systèmes cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Ivujivik.

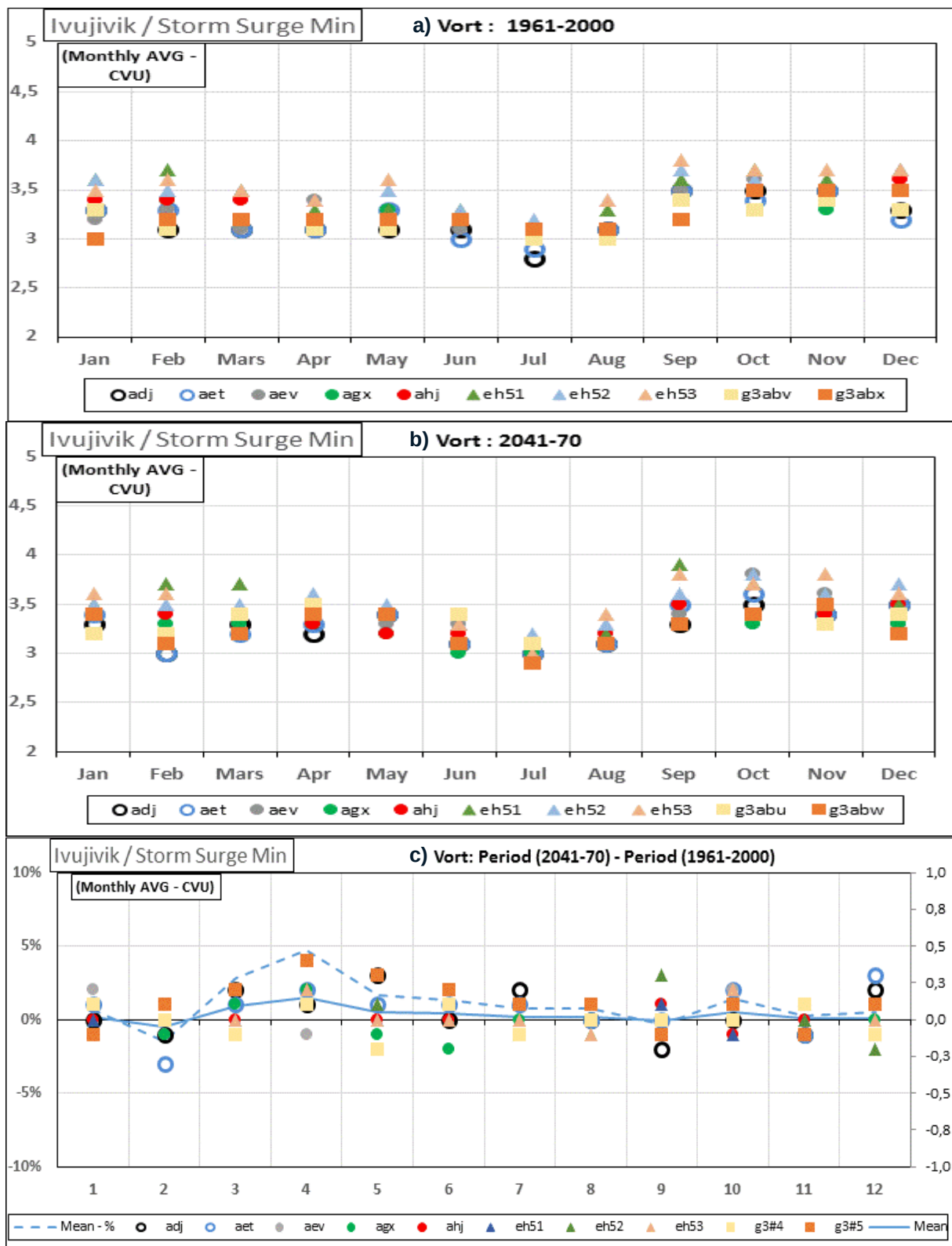


Figure 103 Fréquence du tourbillon moyenne des systèmes cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Ivujivik

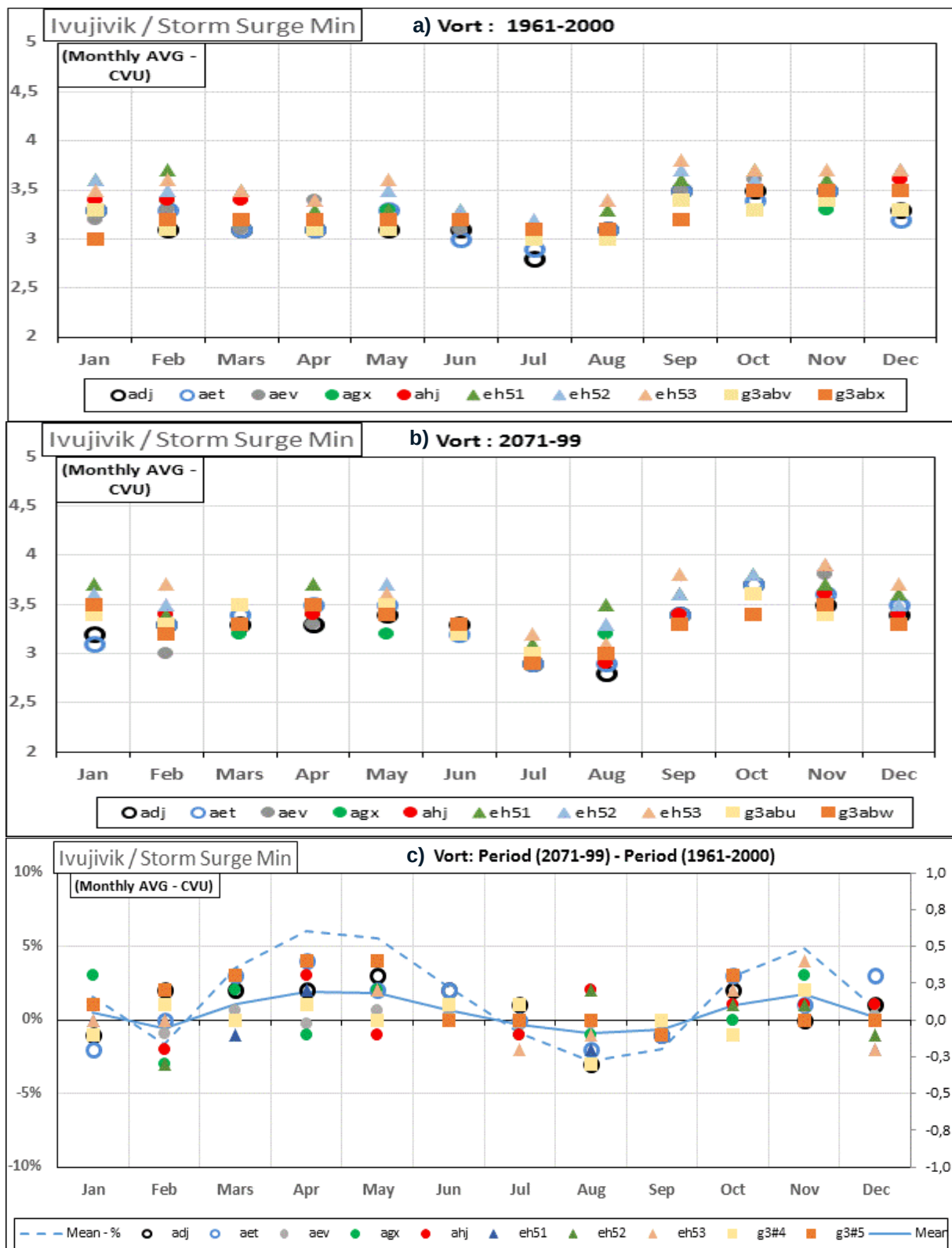


Figure 104 Fréquence du tourbillon moyenne des systèmes cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Ivujivik calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Ivujivik

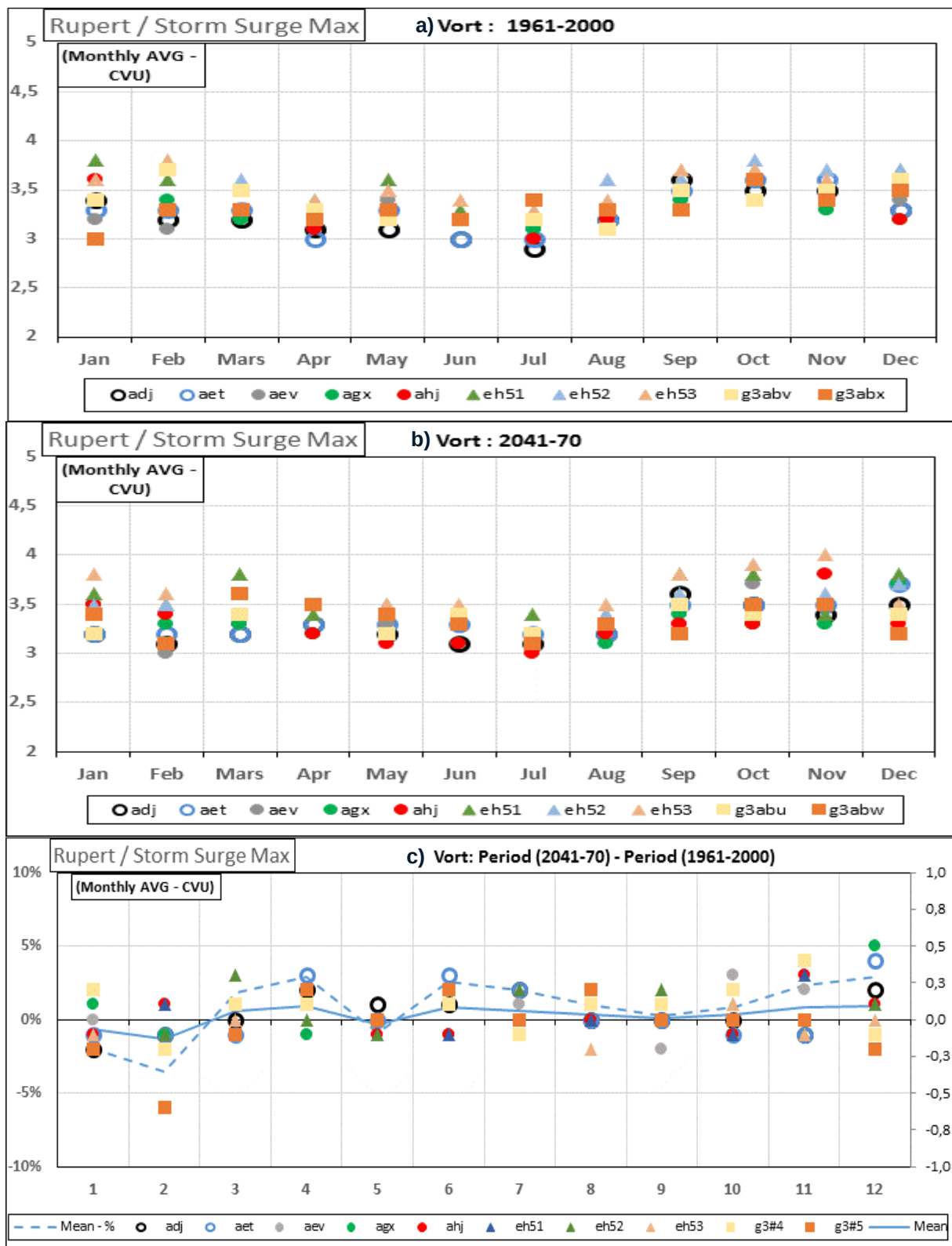


Figure 105 Fréquence du tourbillon moyenne des systèmes cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Rupert

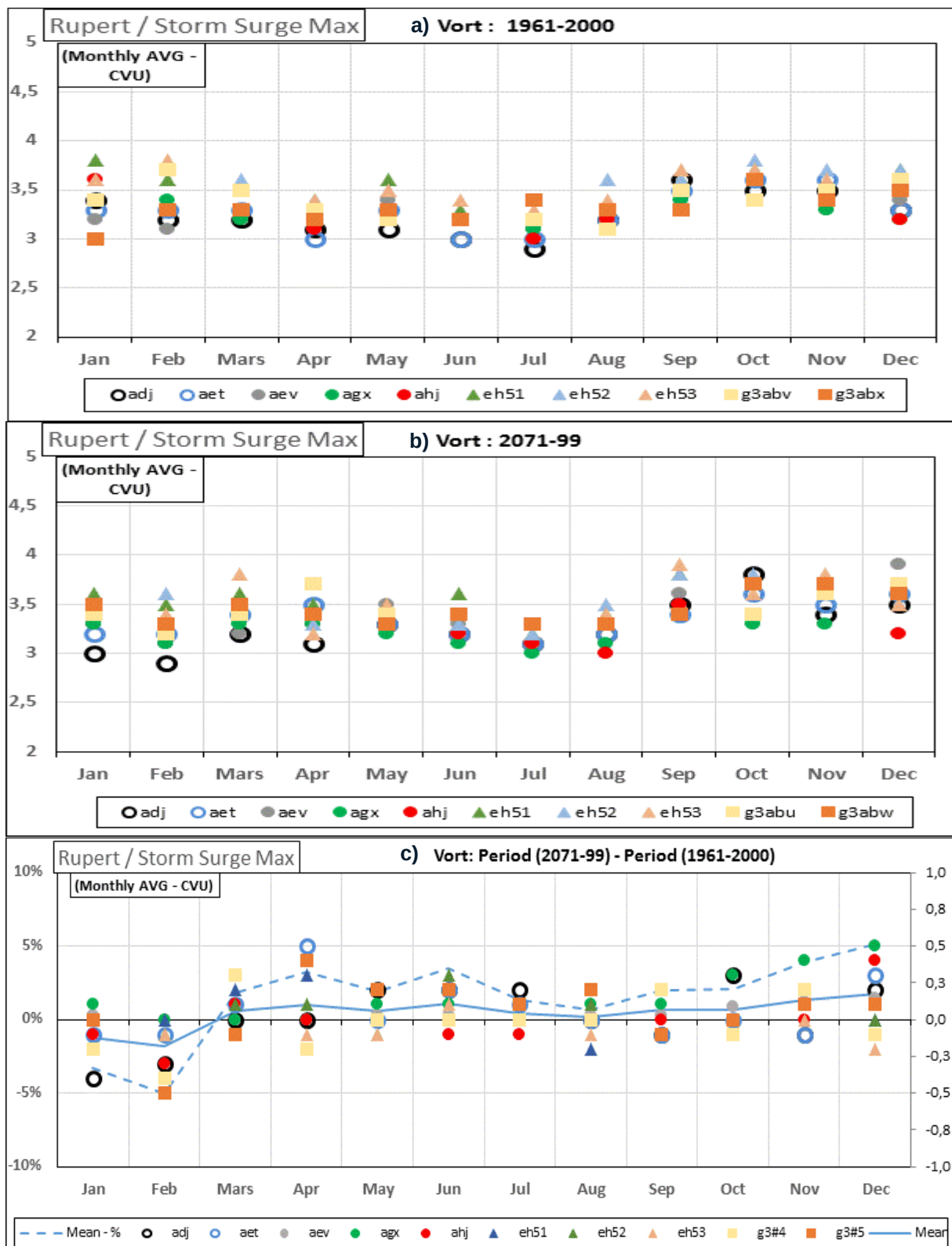


Figure 106 Fréquence du tourbillon moyenne des systèmes cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Rupert.

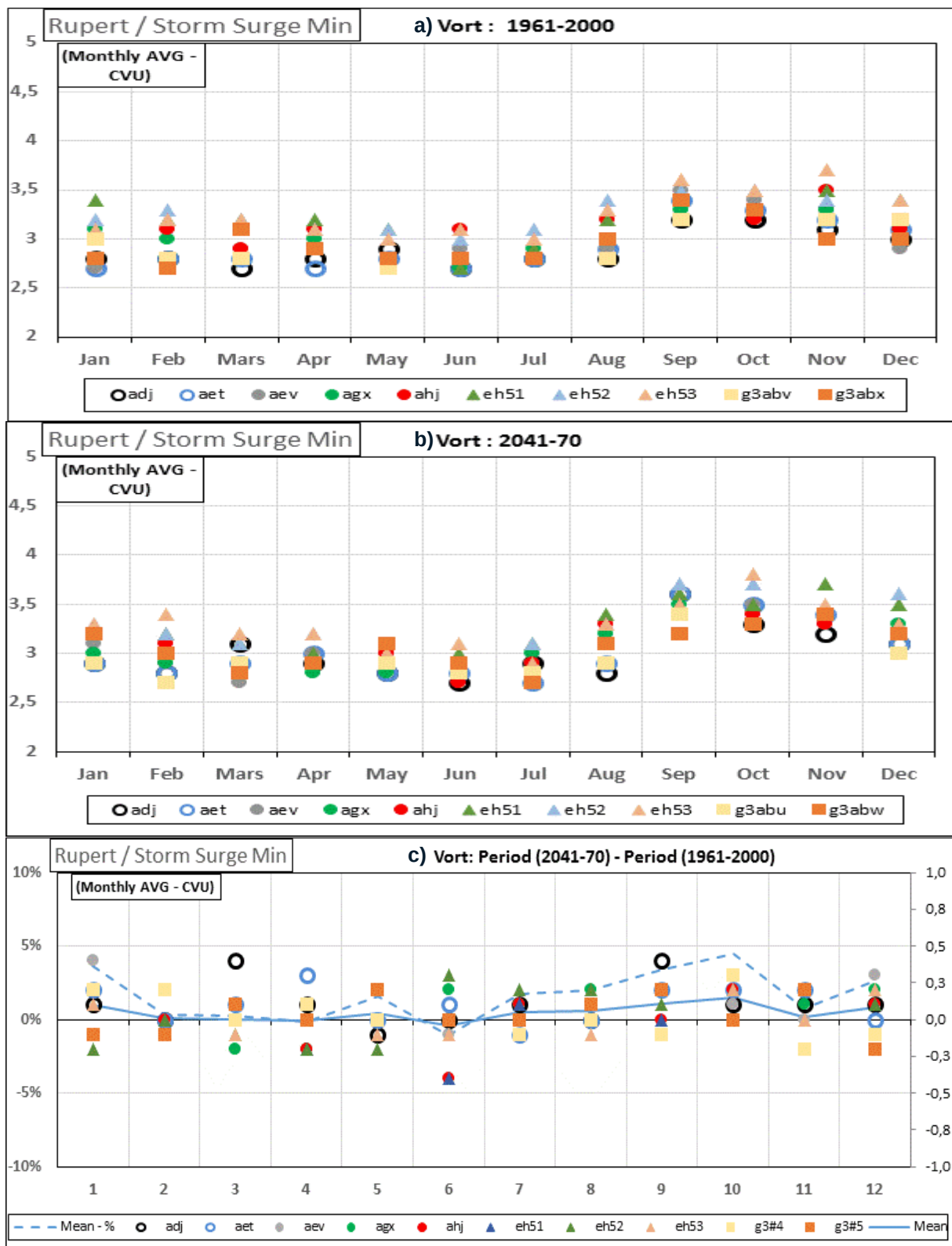


Figure 107 Fréquence du tourbillon moyenne des systèmes cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Rupert.

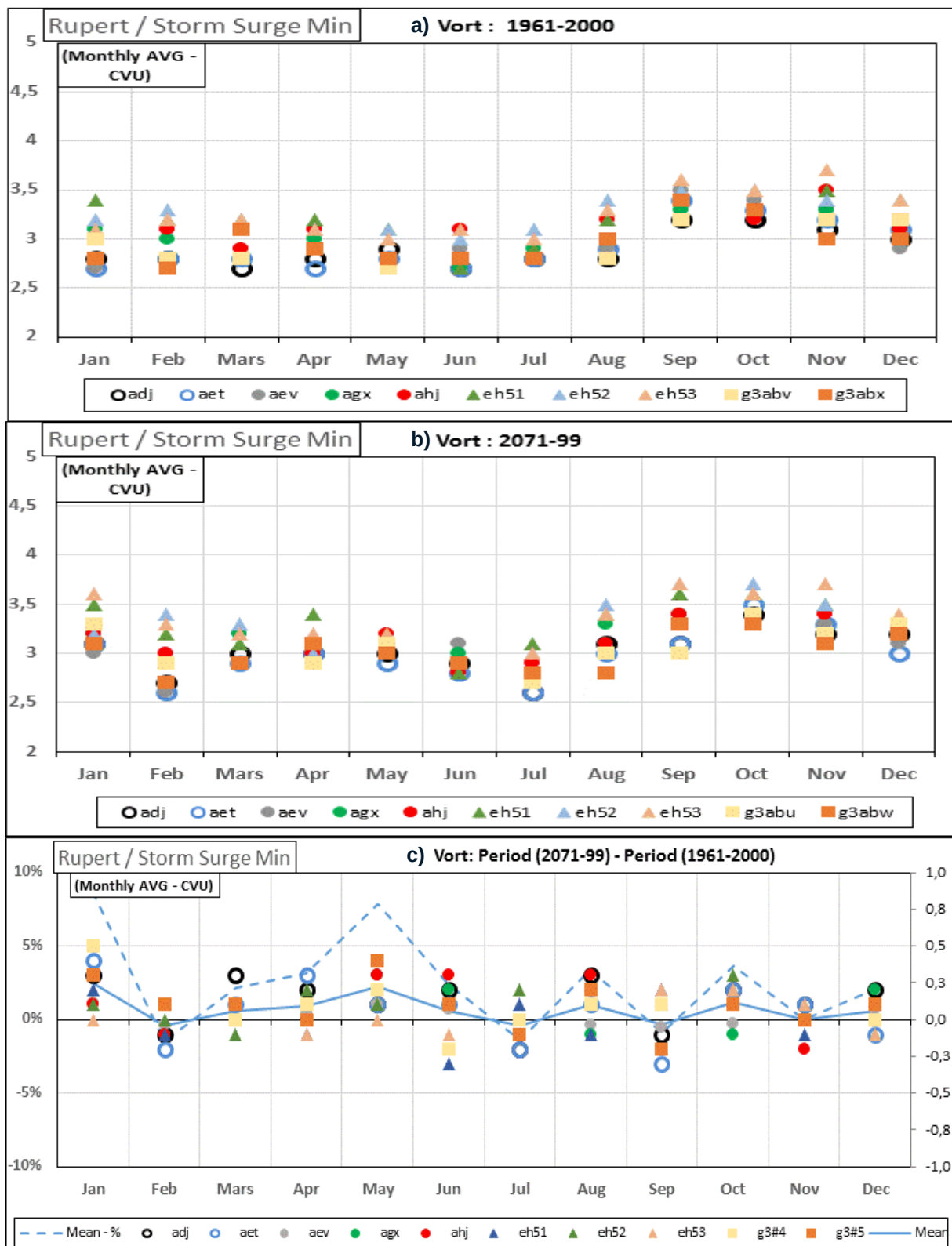


Figure 108 Fréquence du tourbillon moyenne des systèmes cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site de Rupert calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Rupert.

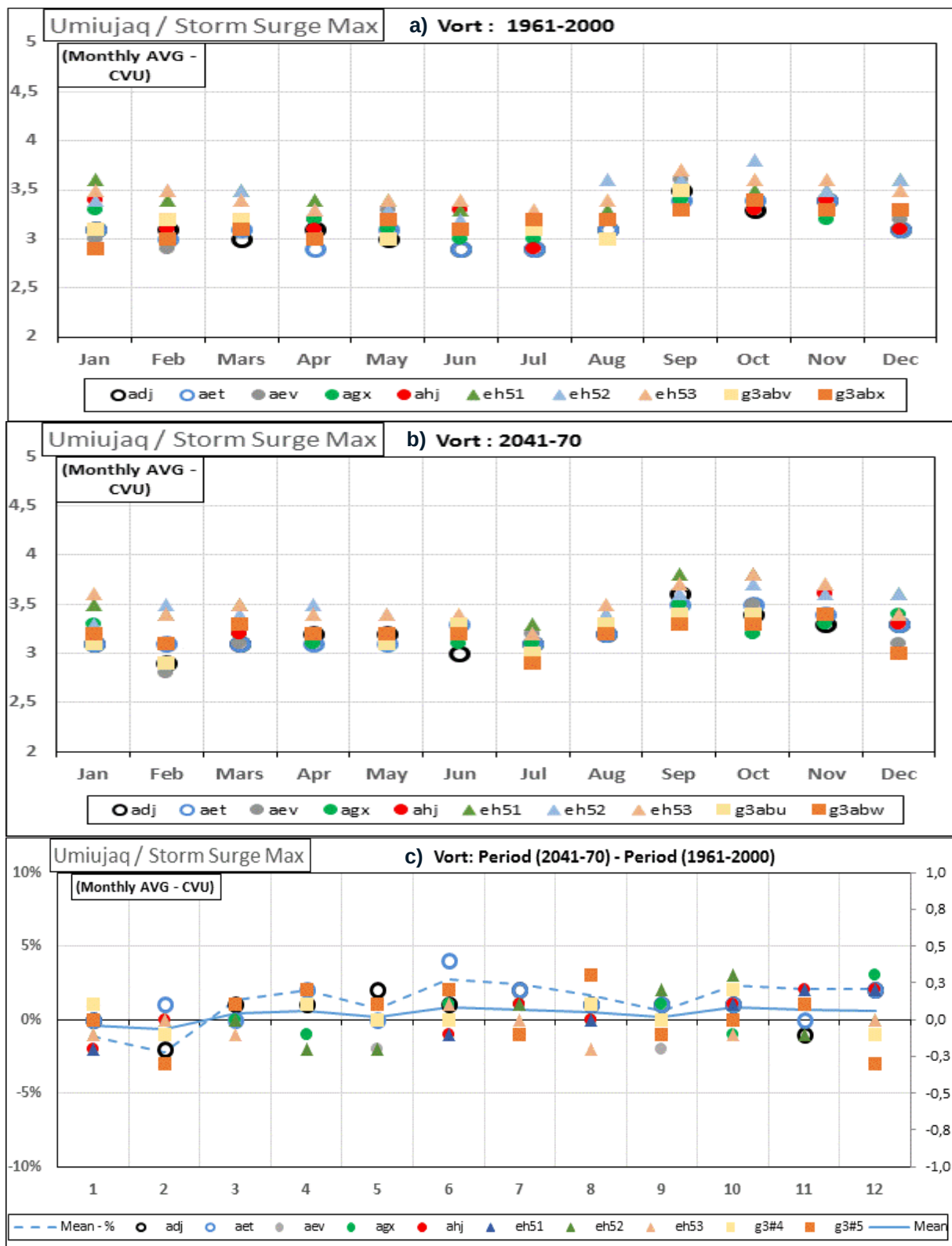


Figure 109 Fréquence du tourbillon moyenne des systèmes cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Umiujaq.

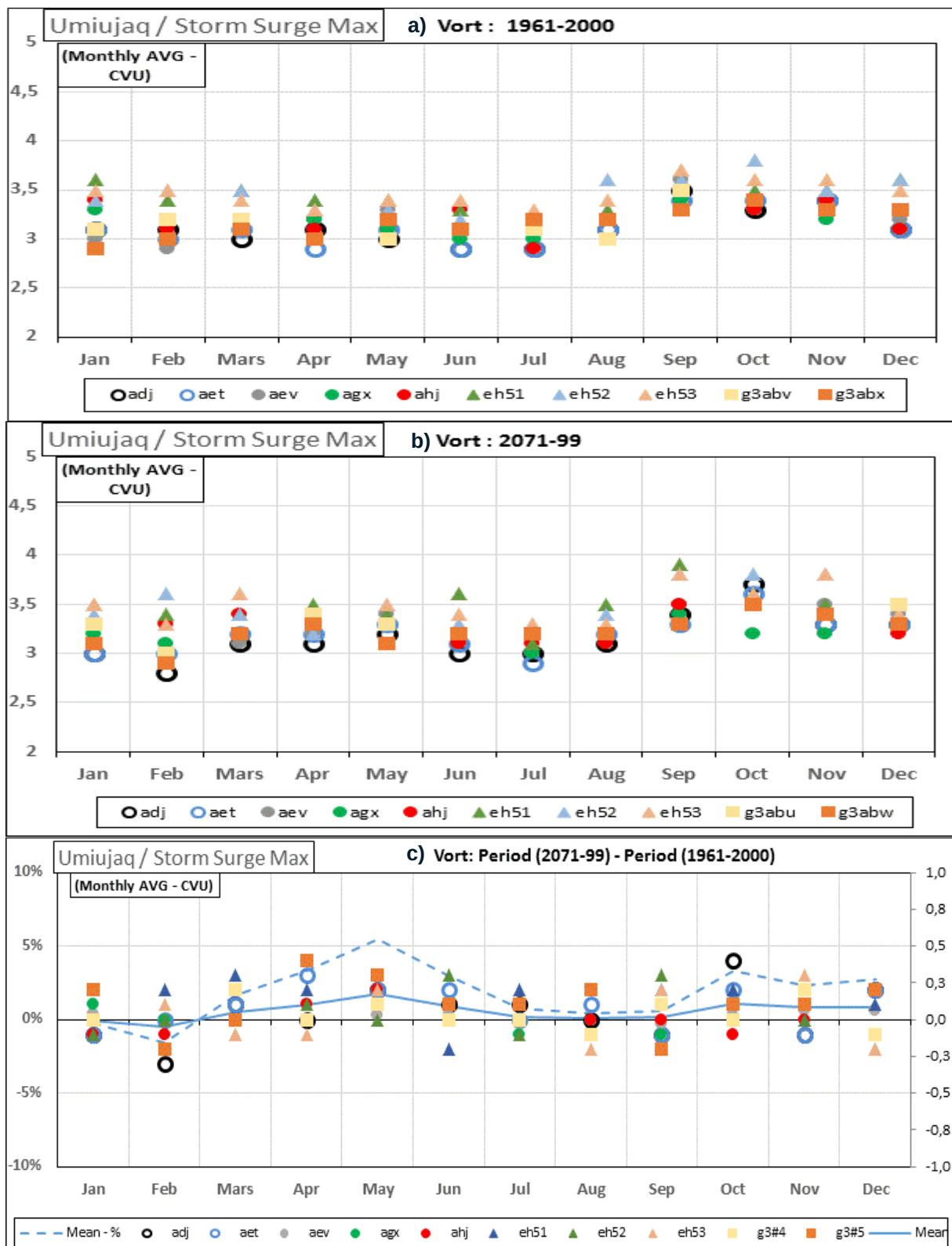


Figure 110 Fréquence du tourbillon moyenne des systèmes cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une surcote importante à Umiujaq

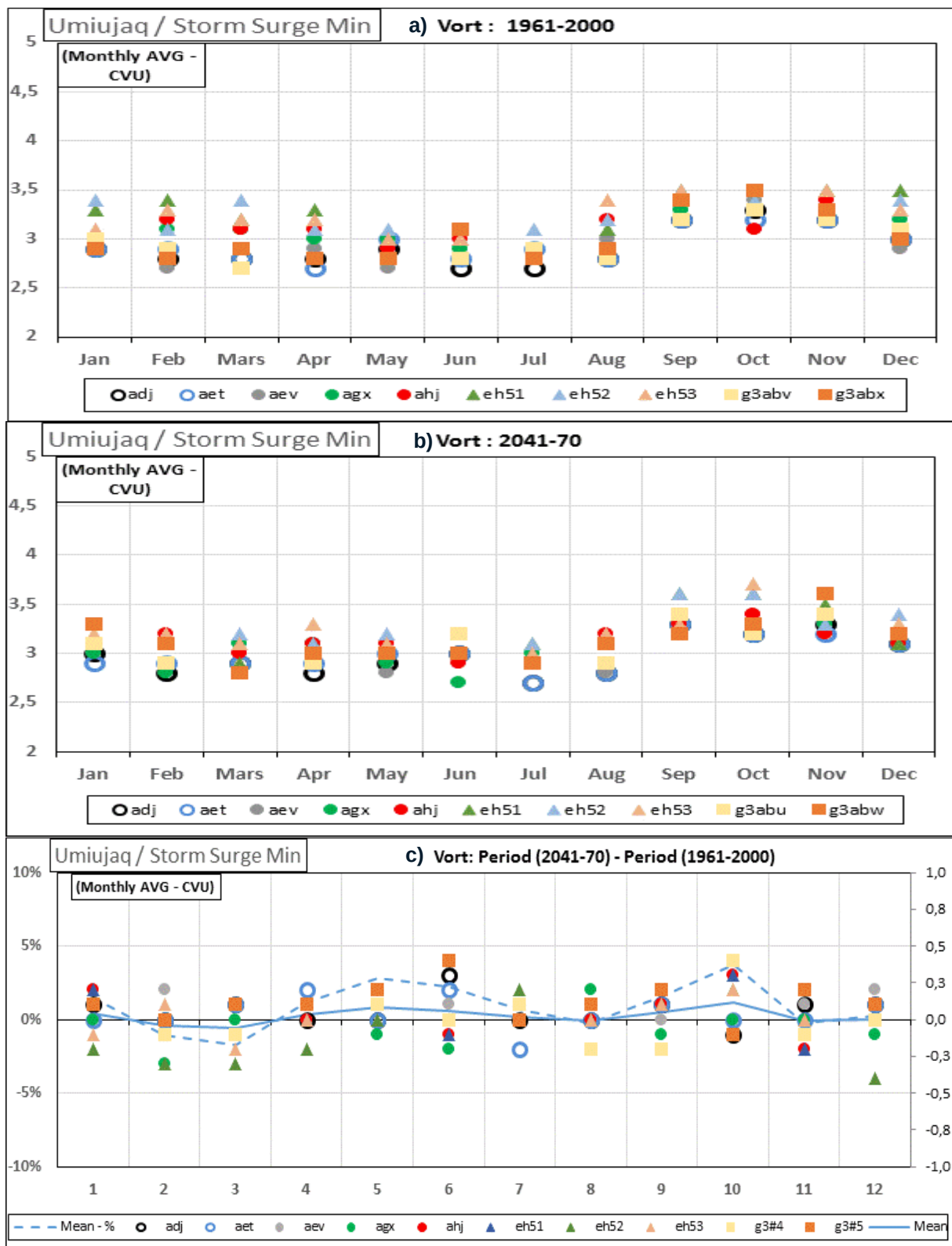


Figure 111 Fréquence du tourbillon moyenne des systèmes cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2041-2070; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Umiujaq

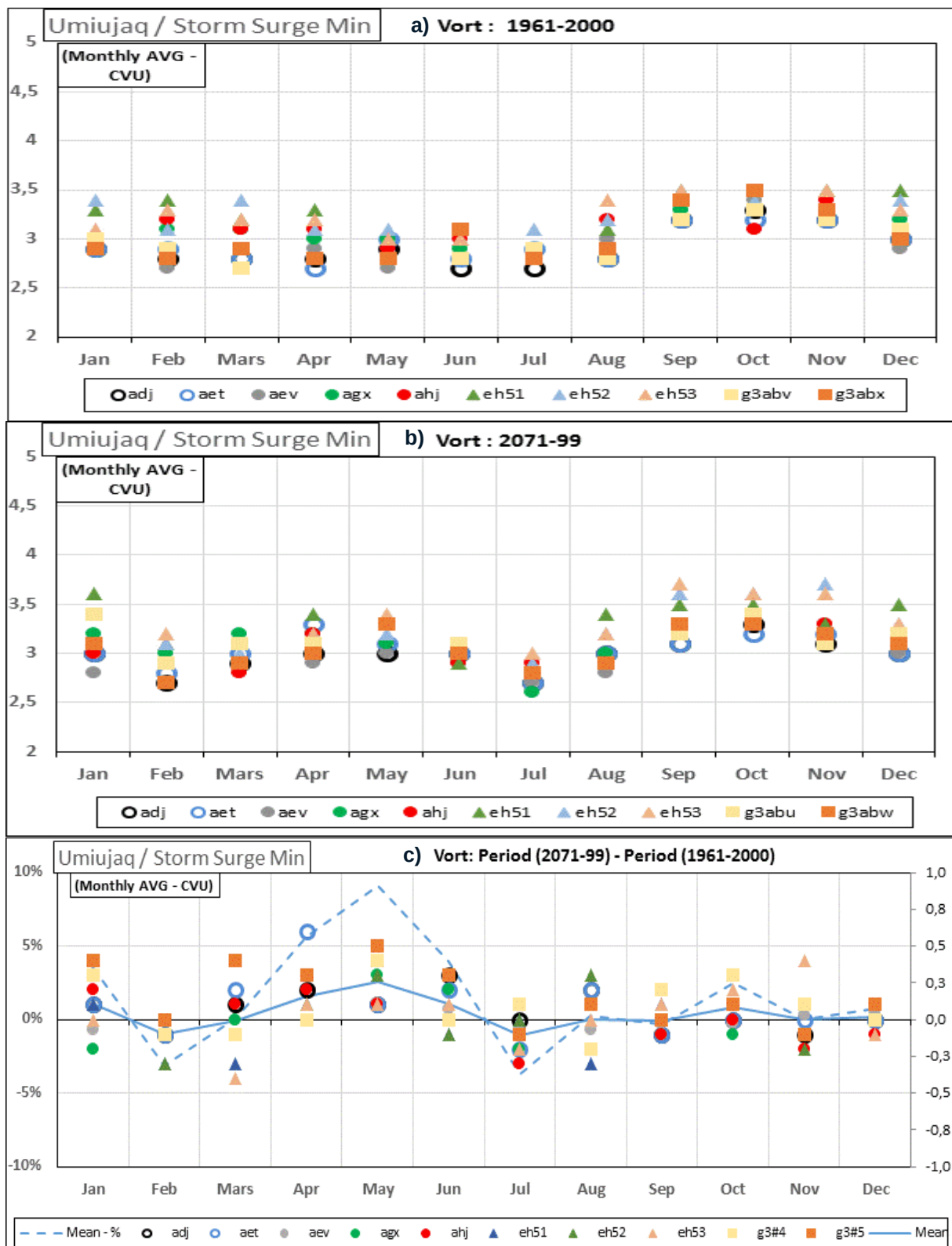


Figure 112 Fréquence du tourbillon moyenne des systèmes cycloniques présents dans le cercle de 1000 km de diamètre du site d'Umiujaq calculée sur une base annuelle pour a) la période 1961-2000; b) 2071-2099; c) différence entre (b) et (a) exprimé en nombre (trait plein) et en % (trait pointillé). Chaque point sur ces courbes représente les résultats d'une simulation réalisée à partir des modèles climatiques décrits au tableau 1. Le cercle représente la zone où les centres cycloniques sont généralement présents lors du développement d'une décote importante à Umiujaq



**550, rue Sherbrooke Ouest, 19^{ième} étage
Montréal, Québec H3A 1B9, Canada**

Tel : 514-282-6464

Fax : 514-282-7131

www.ouranos.ca

Ouranos est né de la vision commune du Gouvernement du Québec, d'Hydro-Québec et d'Environnement Canada, avec le soutien financier de Valorisation-Recherche-Québec en 2001. Intégrant un réseau de quelque 450 scientifiques et professionnels issus de différentes disciplines, le consortium se concentre sur deux grands thèmes : la science du climat et les vulnérabilités, les impacts et l'adaptation. Sa mission est l'acquisition et le développement de connaissances sur les changements climatiques et leurs impacts ainsi que sur les vulnérabilités socioéconomiques et environnementales, de façon à informer les décideurs sur l'évolution du climat et à les conseiller pour identifier, évaluer, promouvoir et mettre en œuvre des stratégies d'adaptation locales et régionales.