

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

**LA RÉPONSE D'UN MODÈLE RÉGIONAL DU CLIMAT AUX
ERREURS DU PILOTE**

**MÉMOIRE PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE**

**PAR
EMILIA PAULA DIACONESCU**

JUIN 2006

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

**THE RESPONSE OF A REGIONAL CLIMATE MODEL TO THE
ERRORS IN THE NESTING DATA**

**THESIS PRESENTED
AS PARTIAL REQUIREMENT
FOR MASTER'S DEGREE IN ATMOSPHERIC SCIENCE**

**BY
EMILIA PAULA DIACONESCU**

JUNE 2006

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 -Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Mes remerciements et sentiments de gratitude s'adressent à mon directeur Monsieur René Laprise, professeur au Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère à l'Université du Québec à Montréal qui m'a donné l'opportunité de réaliser ce projet. J'ai bénéficié de son support, de ses bons conseils scientifiques et de ses encouragements tout au long de ce projet. Je tiens également à le remercier pour le soutien financier qu'il m'a offert et qui m'a permis de me concentrer à temps plein à ce projet.

J'aimerais remercier le groupe du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) d'avoir mis à ma disposition tout ce dont j'avais besoin pour travailler, et les collègues et amis du Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère de l'Université du Québec à Montréal (UQAM) et le groupe MRCC qui étaient toujours disponibles pendant mes études pour corriger mes documents en langue française.

Je tiens à adresser ma gratitude à Cristina Lupu, qui m'a proposée de venir au Canada et à l'UQAM pour poursuivre mes études et qui m'a toujours encouragée : merci pour être toujours là pour m'écouter et m'aider.

Un remerciement particulier à ma famille qui, malgré la distance, m'a encouragée et donnée le support moral.

Au-delà des mots, MERCI à tous.

TABLE DE MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	xii
LISTE DES ACRONYMES	xiii
LISTE DES SYMBOLES.....	xv
RÉSUMÉ	xvi
ABSTRACT	xvii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
LA RÉPONSE D'UN MODÈLE RÉGIONAL DU CLIMAT AUX ERREURS DU PILOTE.....	10
The impact of lateral boundary data errors on the simulated climate of a nested Regional Climate Model.....	11
Abstract.....	12
1. Introduction	13
2. Methods.....	16
2.1. Model description	16
2.2. Experimental design and configuration	17
2.2.1. The Big-Brother Experiment	17
2.2.2. Generation of "Imperfect" lateral boundary conditions.....	18
2.2.3. The experimental configuration.....	19
2.3. Statistical analysis tools	20
3. Results.....	23
3.1. Mean sea level pressure	24
3.2. 850-hPa temperature	28
3.3. Precipitation rate.....	31
4. Discussions and conclusions	37
Acknowledgements	41
Appendix.....	42

CONCLUSION	69
ANNEXE A	
ANALYSE DU CHAMP DE TAUX DE PRECIPITATION TOTALE SUR LA REGION DE 60x60 POINTS DE GRILLE.....	74
ANNEXE B	
L'UTILISATION DU FILTRE SPECTRAL BASÉ SUR DES TRANSFORMÉES DE FOURIER DISCRÈTES EN COSINUS (TDC)	83
RÉFÉRENCES	90

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1	Schematic of the Imperfect Big-Brother Experimental protocol. The initial conditions (IC) and lateral boundary conditions (LBC) for nesting the large-domain BB are obtained from NCEP Reanalyses, while those for nesting small-domain LB are obtained by filtering the small scales of the Big-Brother simulations. Errors analyses are performed over the Little-Brother domain, excluding the lateral nesting zone.....	45
2	The computational domains for Perfect Big Brother (PBB), Imperfect Big Brother (IBB1, IBB2 and IBB3) and Little Brother (LB). Topographic height is also shown for LB domain.....	46
3	Summary Taylor diagrams showing the errors induced in the IBB and LB for the <i>mslp</i> fields, for the stationary (left panels) and transient (right panels) parts of the large-scale (top panel) and small-scale (bottom panel) components of the field. The squares correspond to BB fields and circles to LB fields.....	47
4	Time average large-scale <i>mslp</i> (hPa) field for PBB and IBBs are shown on the left-side panels and that for the LBs on the right-side panels. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between PBB (fig. a) and IBBs are given in the subtitles. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panel.....	48
5	Time average small-scale <i>mslp</i> (hPa) field for PBB and IBBs are shown on the left-side panels and that for the LBs on the right-side panels. Negative contours are shown dotted. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between PBB (fig. a) and IBBs are given in the subtitles. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.....	49

- 6 Transient standard deviations of the large-scale *mlsp* (hPa). Spatial correlation coefficients and the ratio of spatial variances between IBB/LB transient standard deviations and PBB transient standard deviations are given in the subtitles. The corresponding statistical coefficients between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels..... 50
- 7 Transient standard deviations of the small-scale *mlsp* (hPa). Spatial correlation coefficients and the ratio of spatial variances between IBB/LB transient standard deviations and PBB transient standard deviations are given in the subtitles. The corresponding statistical coefficients between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels..... 51
- 8 Summary Taylor diagrams showing the errors induced in the IBB and LB for the 850hPa-level temperature fields, for the stationary (left panels) and transient (right panels) parts of the large-scale (top panel) and small-scale (bottom panel) components of the field. The squares correspond to BB fields and circles to LB fields..... 52
- 9 Time average large-scale for 850hPa-level temperature ($^{\circ}$ C) field for PBB and IBBs are shown on the left-side panels and that for the LBs on the right-side panels. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between PBB (fig. a) and IBBs are given in the subtitles. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels..... 53
- 10 Time average small-scale for 850hPa-level temperature ($^{\circ}$ C) field for PBB and IBBs are shown on the left-side panels and that for the LBs on the right-side panels. Negative contours are shown dotted. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between PBB (fig. a) and IBBs are given in the subtitles. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.... 54
- 11 Transient standard deviations of the large-scale for 850hPa-level temperature ($^{\circ}$ C). Spatial correlation coefficients and the ratio of spatial variances between IBB/LB transient standard deviations and PBB transient standard deviations are given in the subtitles. The corresponding statistical coefficients between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.... 55

- 12 Transient standard deviations of the small-scale for 850hPa-level temperature ($^{\circ}$ C). Spatial correlation coefficients and the ratio of spatial variances between IBB/LB transient standard deviations and PBB transient standard deviations are given in the subtitles. The corresponding statistical coefficients between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.... 56
- 13 Summary Taylor diagrams showing the errors induced in the IBB and LB for precipitation rate fields, for the stationary (left panels) and transient (right panels) parts of the large-scale (top panel) and small-scale (bottom panel) components of the field. The squares correspond to BB fields and circles to LB fields..... 57
- 14 Time average large-scale for precipitation rate fields (mm/day) for PBB and IBBs are shown on the left-side panels and that for the LBs on the right-side panels. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between PBB (fig. a) and IBBs are given in the subtitles. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels..... 58
- 15 Time average small-scale for precipitation rate fields (mm/day) for PBB and IBBs are shown on the left-side panels and that for the LBs on the right-side panels. Negative contours are shown dotted. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between PBB (fig. a) and IBBs are given in the subtitles. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.... 59
- 16 Transient standard deviations of the large-scale for precipitation rate fields (mm/day). Spatial correlation coefficients and the ratio of spatial variances between IBB/LB transient standard deviations and PBB transient standard deviations are given in the subtitles. The corresponding statistical coefficients between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.... 60

- 17 Transient standard deviations of the small-scale for precipitation rate fields (mm/day). Spatial correlation coefficients and the ratio of spatial variances between IBB/LB transient standard deviations and PBB transient standard deviations are given in the subtitles. The corresponding statistical coefficients between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.... 61
- 18 LB domain with the region of reduced stationary small-scale errors in precipitation shown highlighted..... 62
- 19 Taylor diagram showing the correction of IBB errors for the stationary small-scale precipitation rate fields over the region presented in Fig. 18. The squares correspond to BB fields and circles to LB fields..... 63
- 20 LB errors (on y-axis) vs. IBB errors (on x-axis) for the large-scale, (a) and (c), and small-scale, (b) and (d), components of the fields. The stationary errors, (a) and (b), are represented by the relative mean square difference $\frac{d_{AB}^{*2}}{\sigma_B^{*2}}$. The transient errors, (c) and (d), are represented by the relative mean square difference $\frac{\langle d_{AB}^2 \rangle}{\langle \sigma_B^2 \rangle}$ 64
- 21 LB errors (on y-axis) vs. IBB errors (on x-axis) for large-scale, (a) and (c), and small-scale, (b) and (d), components of the fields. The stationary errors, (a) and (b), are represented by $(1-R^*)\%$. The transient errors, (c) and (d), are represented by $(1-R^{*c})\%$ 65
- 22 LB errors (on y-axis) vs. IBB errors (on x-axis) for the large-scale, (a) and (c), and small-scale, (b) and (d), components of the fields. The stationary errors, (a) and (b), are represented by $(100-\Gamma^*)\%$. The transient errors, (c) and (d), are represented by $(100-\Gamma^{*c})\%$ 66

23 LB errors (on y-axis) vs. IBB errors (on x-axis) for the stationary small-scale components of the precipitation rate fields over the region presented in Fig. 18. The errors are represented by the relative mean square difference $\frac{d_{AB}^{*2}}{\sigma_B^{*2}}$ 67

App1 The Taylor diagram as used in this paper. The radial distance c from the origin O of the abscissa is proportional to the relative mean square difference. The ratio of variance is shown as the radial distance b from lower-right corner, and the correlation is given by the azimuthal position (φ)..... 68

A1 Les diagrammes de Taylor pour le champ du taux de précipitation totale, pour les composantes stationnaires (à gauche) et les composantes transitoires (à droite), les grandes échelles (en haut) et les petites échelles (en bas). Le symbole < > représente la moyenne spatiale sur le domaine réduit d'analyse de 60 par 60 points de grille..... 78

A2 Les composantes stationnaires des grandes échelles pour le taux de précipitation totale en mm/jour pour l'ensemble Grand Frère (à gauche) et l'ensemble Petit Frère (à droite) sur la région restreinte d'analyse de 60 par 60 points de grille..... 79

A3 Les composantes stationnaires des petites échelles pour le taux de précipitation totale en mm/jour pour l'ensemble Grand Frère (à gauche) et l'ensemble Petit Frère (à droite) sur la région restreinte d'analyse de 60 par 60 points de grille..... 80

A4 L'écart type temporel du champ des grandes échelles pour le taux de précipitation totale en mm/jour pour l'ensemble Grand Frère (à gauche) et l'ensemble Petit Frère (à droite) sur la région restreinte d'analyse de 60 par 60 points de grille..... 81

A5 L'écart type temporel du champ des petites échelles pour le taux de précipitation totale en mm/jour pour l'ensemble Grand Frère (à gauche) et l'ensemble Petit Frère (à droite) sur la région restreinte d'analyse de 60 par 60 points de grille..... 82

B1 La moyenne temporelle pour un mois de février pour le champ de pression au niveau moyen de la mer en hPa. Avant de l'application du filtre spectral, le champ original (figure a) est modifié de la façon suivante :

- a) Un lissage est appliqué sur 3 points de grille à partir de la frontière.
- b) 7 points de grille sont enlevés et le 7-ième point est copié pour revenir au domaine de 100x100 points de grille. Ensuite un lissage est appliqué sur 10 points à partir de la frontière.
- c) Le champ est modifié de même manière que dans le cas b) mais le lissage est appliqué deux fois sur les 10 points.

Le carré noir délimite la zone des 10 points sur lesquels le champ total est modifié.....

LISTE DES TABLEAUX

		Page
Tableau		
1	List of simulations performed and discussed in this work.....	93

LISTE DES ACRONYMES

AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
BB	Big Brother
BBE	Big-Brother Experiment
CAS/JSC	Commission for Atmospheric Sciences / Joint Scientific Committee
CCM	Community Climate Model
CGCM	Coupled General Circulation Model
CFCAS	Canadian Foundation for Climate and Atmospheric Sciences
CFL	Conditions aux Frontières Latérales
CRCM	Canadian Regional Climate Model
DCT	Discrete Cosine Transform
EGF	Expérience "Grand Frère"
GCM	General Circulation Model
GF	Grand Frère
GFI	Grand Frère Imparfait
GFP	Grand Frère Parfait
IBB	Imperfect Big Brother
IC	Initial Conditions
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LB	Little Brother
LBC	Lateral Boundary Conditions
MCG	Modèle de Circulation Générale
MCGC	Modèle de Circulation Générale Couplé
MRC	Modèle Régional de Climat
MRCC	Modèle Régional Canadien du Climat
<i>Mslp</i>	Mean Sea Level Pressure

NCAR	The National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
PBB	Perfect Big Brother
PF	Petit Frère
PIRCS	Program to Intercompare Regional Climate Simulations
PLB	Perfect Little Brother
PRUDENCE	Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects
RCM	Regional Climate Model
SST	Sea Surface Temperatures
TDC	Transformées Discrètes en Cosinus
UQAM	Université du Québec à Montréal
WCRP	World Climate Research Programme
WGNE	Working Group in Numerical Experimentation

LISTE DES SYMBOLES

2-D Bidimensionnel

BB Big Brother

IBB Imperfect Big Brother

L longueur du domaine

LB Little Brother

n nombre adimensionnel des longueurs d'onde

N nombre de points de grille

PBB Perfect Big Brother

R^* Coefficient de corrélation spatiale

R'^e Coefficient équivalent de corrélation temporelle

x, y Coordonnées cartésiennes *x, y*

w Vitesse verticale

σ Écart-type

Γ^* Rapport des variances spatiales

Γ' Rapport des moyennes spatiales des variances temporelles

φ Variable

φ_{ls} Variable : incluant les phénomènes de grande échelle

φ_{ss} Variable : incluant les phénomènes de fine échelle

λ longueur d'onde

Δx distance entre deux points de grille voisines

RÉSUMÉ

Un Modèle Régional du Climat (MRC) est un important outil d'analyse pour les projections sur les changements climatiques et les implications engendrées à l'échelle régionale. Dans ce cas, le MRC est piloté à ses frontières par des données qui proviennent d'un Modèle de Circulation Générale Couplé (MCGC) qui, évidemment, contiennent des erreurs. Nous cherchons à savoir si le MRC amplifie ou atténue ces erreurs, et quelles répercussions ces erreurs à grande échelle ont sur les petites échelles générées par le MRC.

Cette étude analyse la réponse d'un MRC aux erreurs contenues dans les données de pilotage en utilisant le protocole expérimental appelé « Grand Frère ». Elle permet de séparer les erreurs dues au pilotage des autres erreurs du modèle et d'évaluer les petites échelles développées par un MRC. Un climat de référence est établi comme le résultat d'une simulation d'un MRC à haute résolution effectuée sur un grand domaine : il est nommé le Grand Frère Parfait (GFP). Pour introduire d'une manière contrôlée des erreurs dans les données du pilote, un ensemble de simulations d'un MRC a été réalisé sur des domaines de plus en plus grands et avec une résolution plus faible : ces simulations sont nommées les Grands Frères Imparfaites (GFI). Les données de sorties du GFI sont utilisées, après le filtrage de petites échelles, pour piloter un autre ensemble de simulations du MRC sur un domaine plus petit, nommées Petits Frères (PF). Les différences entre les statistiques climatiques des simulations du GFI et celles du GFP illustrent les erreurs contenues dans les données de pilotage. La comparaison entre les statistiques climatiques des simulations du PF et celles du GFP permet d'évaluer les erreurs du MRC imputables au pilotage avec des données imparfaites.

Les résultats d'expériences effectuées sur un domaine de l'est de l'Amérique du Nord pour la saison d'hiver montrent que le PF reproduit les erreurs des grandes échelles de son GFI et corrige partiellement les erreurs de petites échelles causées par la résolution grossière du pilote. Donc, pour la période et les domaines utilisés dans cette étude, le MRC est fortement dépendant de la qualité des données de pilotage.

Mots clés: Modèle Régional du Climat, données de pilotage, Expérience Grand Frère, petites échelles, conditions aux frontières latérales

ABSTRACT

Important tools to study anticipated climate changes at regional scale are represented by high-resolution Regional Climate Models (RCMs). The RCM is nested at lateral boundaries by the large-scale information from Coupled General Circulation Models (CGCMs), which are not perfect. The main objective of this work is to investigate if RCMs amplify/attenuate these errors, and the effect of these large-scale errors on the small scales generated by RCM.

In this study, the response of an RCM to errors in lateral boundary conditions (LBCs) is investigated using a perfect-model framework nicknamed the « Big-Brother Experiment » (BBE). The BBE permits to evaluate the errors due to the nesting process excluding other model errors. First, a high-resolution RCM simulation is made over a large domain. This simulation, called the Perfect Big Brother (PBB), serves as reference virtual-reality climate. Errors of adjustable magnitude are introduced by performing RCM simulations with increasingly larger domains at lower horizontal resolution. Such simulations are called the Imperfect Big Brother (IBB) simulations, and after removing small scales, they are used as LBCs for smaller domain high-resolution RCM runs, named Little Brother (LB) simulations. The climate statistics of the LB are compared to those of the PBB in order to estimate the errors resulting solely from nesting with imperfect LBCs, while the difference between the climate statistics of the IBB and those of PBB simulations mimic errors of the nesting model.

The simulations are performed over the East Coast of North America for five consecutive February months. It is found that the LB reproduces the errors contained in the large scales of the IBB nesting model. The small scales are seen to improve slightly in regions with important orographic forcing due to the finer resolution of the RCM. In conclusion, the study indicates that for the period and the domains used in this study, the RCM is strongly dependent on the quality of lateral boundary data.

Key words: Regional Climate Model, nesting data, Big-Brother Experiment, small scales, lateral boundary conditions

INTRODUCTION

Les Modèles de Circulation Générale (MCG) couplés à des Modèles Océaniques et les Modèles Régionaux du Climat (MRC) représentent des importants outils pour les projections sur les changements climatiques. Étant donné la résolution spatiale typique grossière d'un MCGC, de 250 à 600 Km, ces modèles offrent une image à grande échelle pour les projections climatiques. Mais, la majorité des études sur les impacts et les implications engendrées à l'échelle régionale par les changements climatiques demandent une résolution spatiale de 10 à 100 Km ou plus fine encore. L'information à cette échelle peut être obtenue en réalisant des simulations avec un MRC à haute résolution pilotées par les données de faible résolution provenant d'un MCGC. L'application de ce modèle uniquement sur la région d'intérêt lui permet d'utiliser une résolution spatiale beaucoup plus fine que le MCGC sans augmenter les coûts d'exécution. La fine résolution du MRC lui permet une meilleure représentation des forçages de surface comme la topographie, les contrastes terre - mer, de la glace, de la distribution des lacs, et des caractéristiques de la surface de terre. En conclusion, toutes ces caractéristiques lui apportent l'habileté de résoudre les processus de petite échelle.

Les premières études avec les MRC ont été réalisées par Dickinson et al. (1989) et par Giorgi et Bates (1989). À partir de là, les MRC ont beaucoup évolué. Une bonne analyse sur l'état actuel des MRC est fournie par IPCC Third Assessment Report et par les projets d'intercomparaison sur le domaine Nord Américain (PIRCS – Program to Intercompare Regional Climate Simulations) et sur l'Europe (PRUDENCE – Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects). Dans le dernier temps, plusieurs études ont eu comme objectif d'investiguer l'habileté du MRC de simuler avec précision les

processus de petite échelle quand il est piloté uniquement avec des données de faible résolution. Il est difficile d'évaluer objectivement cette capacité à cause de manque d'une base des données adéquates qui contiennent des informations uniformes à cette échelle pour plusieurs variables d'internes: les Ré - analyses mondiales du National Centers for Environmental Prediction (NCEP) ne contiennent pas d'information de petites échelle et les stations météorologiques sont peu nombreuses au-dessus de l'océan et sur certaines régions terrestres, les mesures étant limitées à un certain nombre de variables. Le « World Climate Research Programme » (WCRP) dans son rapport annuel (CAS/JSC WGNE, 2000) a souligné l'importance de développer une méthode adéquate pour valider si un MRC est capable de simuler correctement les petites échelles.

En réponse à cette demande, Denis et al. (2002b) ont développé un protocole expérimental nommé « l'Expérience Grand Frère » (EGF). Cette expérience a permis d'évaluer l'habileté de raffinement d'un MRC piloté unidirectionnel et de mettre en évidence quelles sont les erreurs dues uniquement à ce processus de pilotage. L'expérience propose comme climat de référence un climat virtuel: il est le résultat d'une simulation d'un MRC à haute résolution effectuée sur un grand domaine. Cette simulation est appelée « Grand Frère » (GF). Les données de sorties du GF sont ensuite dégradées, à l'aide d'un filtre, vers une résolution similaire à celle des analyses objectives mondiales et des sorties d'un MCGC. Ces données de faible résolution sont utilisées pour piloter une autre simulation MRC, à la même haute résolution que celle du GF, mais sur un domaine plus petit. La simulation sur le petit domaine est appelée « Petit Frère » (PF). Les statistiques climatiques du PF sont comparées à celles du GF. Comme les deux simulations (la référence et le PF) ont la même haute résolution et utilisent le même modèle, les différences entre les deux climats sont attribuables aux erreurs associées à la technique de pilotage et non à

autres erreurs du modèle, et la méthode permet donc d'évaluer l'habileté de raffinement du MRC.

En utilisant des simulations pour quatre mois de février sur un domaine centré sur la Côte Est de l'Amérique de Nord, Denis et al. (2003) ont conclu que les petites échelles dans les bas niveaux, absentes dans les conditions aux frontières latérales et dans les conditions initiales, sont complètement régénérées par le MRC après la première journée d'intégration et présentent des hauts coefficients de corrélation spatiale et temporelle avec le champ de référence pour toutes les variables analysées (pression au niveau de la mer, température, taux de précipitation totale, humidité spécifique, vitesse et géopotentiel).

Afin d'analyser l'influence de forçage orographique sur l'habileté du MRC de simuler les petites échelles, Antic et al. (2005) et Dimitrijevic et Laprise (2005) ont répété l'expérience sur un autre domaine centré sur la Côte Ouest de l'Amérique du Nord, pour quatre mois de février et cinq mois de juillet, respectivement. Les résultats montrent que les champs gouvernés par la circulation de grande échelle, pression au niveau moyenne de la mer et température à 975 hPa, sont régénérés en hiver de même qu'en été avec un haut degré de fidélité. En ce qui concerne les petites échelles, les coefficients de corrélation présentent de très bonnes valeurs pour l'hiver et satisfaisantes pour l'été. La différence entre le résultat obtenu en hiver et le résultat obtenu en été est expliquée par le fait que les forçages latéraux sont plus faibles pendant l'été. La différence est plus prononcée pour la partie transitoire que pour la partie stationnaire des champs, surtout pour le champ de précipitation, et elle est due à la variabilité temporelle plus élevée pendant l'été en raison de la présence des phénomènes convectifs.

La séparation de l'analyse sur trois régions, avec différents types de la surface (océan, montagne et terrain plat) a permis d'évaluer les petites échelles en fonction de divers forçages topographiques. Les meilleures valeurs pour les coefficients de corrélations sont enregistrées pour la région des montagnes et ils mettent en évidence le rôle important des forçages orographiques dans le développement des petites échelles.

En conclusion, les précédentes études ont montré que, pour la configuration « opérationnelle » des conditions aux frontières latérales (CFL) (T30-résolution spatiale et six heures d'intervalle temporel des mises à jours des CFL), le MRC est capable de reproduire les phénomènes de petites échelles avec de très bons résultats pour l'hiver et avec des résultats satisfaisants pour l'été. Plus de fidélité caractérise les régions avec un forçage orographique important.

En général, les CFL du MRC doivent être suffisantes pour définir l'état instantanément de l'atmosphère aux frontières ainsi que les flux qui traversent les frontières pour les variables pronostiques primaires du MRC. Donc, il est nécessaire de spécifier aux frontières du MRC les valeurs pour la température, l'humidité, le vent, la hauteur du géopotential et la pression en surface. Ces valeurs à grande échelle sont interpolées horizontalement et verticalement de la grille du MCG vers celle du MRC. Les données aux frontières du MRC doivent être spécifiées à toutes les 12 heures ou, préférablement, à toutes les 6 heures parce qu'il est important que le MRC soit capable de simuler la variabilité diurne. Les études d'Antic et al. (2005) et de Dimitrijevic et Laprise (2005), sur la sensibilité du MRCC à la fréquence de la mise à jour des données aux frontières latérales, ont montré des meilleurs résultats pour un intervalle de temps de 6 heures que pour 12 heures et qu'il n'y a pas d'amélioration significative en diminuant l'intervalle de temps de 6 à 3 heures.

Pour les conditions aux frontières en surface, il est nécessaire pour MRC d'avoir une période de relaxation (« spin - up » en anglais), période dans laquelle le modèle peut atteindre l'équilibre dynamique entre l'information fournie par les CFL et la physique et la dynamique internes du MRC, c'est-à-dire de stabiliser son état initial. Cet intervalle de temps lui permet de développer les petites échelles caractéristiques à un MRC. Denis et al. (2002b) ont trouvé que les petites échelles étaient complètement régénérées par le MRC après 24h et ils ont conclu que, pour une simulation climatique correspondant à une intégration d'un mois, une période de relaxation de cinq jours était suffisante.

Dans ces études, les données qui réalisent le pilotage du PF proviennent du champ de référence GF, et représentent donc un ensemble « parfait » de données de pilotage pour un MRC. Mais, pour réaliser des projections sur les changements climatiques, le MRC doit être piloté à ses frontières par des données qui proviennent d'un MCGC, et ces données ne sont pas parfaites. Elles contiennent des erreurs dues aux imperfections du modèle MCGC.

La faible résolution spatiale du MCGC ne permet pas une bonne représentation de la topographie et de bien paramétriser les processus de sous-grille. Donc, le modèle est incapable de simuler les perturbations de petite échelle et la variabilité interne. Duffy et al. (2003) montrent que la faible résolution typique à un MCG affecte non seulement les petites échelles, qui ne peuvent pas être résolues par le modèle, mais aussi la solution de grande échelle. Aussi, Risbey et Stone (1996) notent des différences majeures existant entre les moyennes et les variations interannuelles des ondes stationnaires simulées par différentes simulations avec NCAR Community Climate Model (CCM) ainsi que entre les positions du courant jet et les trajectoires des perturbations synoptiques dans la région du Pacifique du Nord et de l'Amérique

du Nord. Ces caractéristiques sont importantes pour définir les flux qui traversent les frontières latérales du MRC, et donc leurs erreurs peuvent biaiser le résultat du MRC.

En conclusion, si les données qui réalisent le pilotage du MRC contiennent des erreurs, il est possible que le climat simulé par le MRC soit contaminé par ces erreurs. Jones et al. (1995) ont montré que la circulation atmosphérique de grande échelle simulée par un MRC suit celle du MCG utilisé comme pilote. Ce sont les aspects de grande échelle du pilote qui réalisent le contrôle de la circulation de grande échelle du MRC. Donc, les erreurs de circulation du MRC peuvent être le résultat de la propagation des erreurs du MCG à travers les frontières du MRC vers l'intérieur de son domaine.

Noguer et al. (1998) ont estimé la contribution de la circulation du MCG et de la physique interne du MRC aux erreurs totales du MRC. Ils ont comparé une simulation MRC pilotée par un MCG standard avec une autre simulation pilotée par un MCG qui a été relaxé vers une série temporelle des analyses opérationnelles en utilisant une technique d'assimilation. Les erreurs de la première simulation peuvent être dues à la physique interne du MRC ou aux erreurs existant dans les données de pilotage. Les erreurs de la deuxième simulation ont été dues uniquement à la physique interne du MRC et non à celles de la circulation du pilote. Les simulations sont intégrées sur un domaine qui couvre l'ouest et le centre de l'Europe. Leurs résultats indiquent que les erreurs trouvées dans le champ de la pression au niveau moyen de la mer simulé par MRC ont été dues presque en totalité à celles des données de pilotage. Par contre, les champs de la température en surface et de la précipitation, pour la saison d'été, ont été influencés plus par la physique interne du MRC que par les erreurs des données de pilotage.

Dans une comparaison similaire, entre des simulations réalisées avec le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) pilotées par les Ré - analyses NCEP et par le Canadian General Circulation Model v2 (CGCM2), de Elía et al. (2006) ont trouvé que, en été, CRCM est peu influencé par les erreurs des données de pilotage. Cependant, pour la période d'hiver, ils ont trouvé des grandes différences entre les champs de la température pour les deux simulations. Leurs résultats suggèrent que les données de pilotage exercent une grande influence sur le climat du CRCM en hiver.

Les études présentées ci-dessus suggèrent la nécessité d'une investigation plus en détail sur la sensibilité du MRC aux erreurs contenues dans les CFL. Donc, l'objectif de cette étude est d'évaluer la réponse d'un MRC aux erreurs contenues dans les données de pilotage. Nous cherchons à savoir si le MRC amplifie ou atténue ces erreurs, et quelles répercussions ces erreurs à grande échelle ont sur les petites échelles générées par le MRC. Il est important de savoir dans quelle mesure l'information supplémentaire apportée par le MRC est affectée par les erreurs du pilote, et d'identifier l'erreur maximale contenue dans les données de pilotage qui détermine une erreur tolérable pour le climat simulé par MRC.

La méthodologie adoptée utilise une variante du protocole expérimental Grand Frère. Cette variante nous permet d'introduire d'une manière contrôlée des erreurs dans les données de pilotage, de séparer les erreurs dues au pilotage avec des données « imparfaites » des autres erreurs du modèle et d'évaluer leurs impacts sur les petites échelles développées par le MRC. Dans ce cas, le climat de référence est représenté par une simulation MRCC à haute résolution effectuée sur un grand domaine et il a pris le nom de Grand Frère Parfait (GFP). Un ensemble de données imparfaites est obtenu par un ensemble de simulations MRCC intégrées sur des domaines de plus en plus grands et avec une résolution plus faible: ces simulations sont nommées les Grands Frères Imparfais (GFI). Les données de sortie du GFI sont utilisées après le

filtrage des petites échelles pour piloter un autre ensemble de simulations du MRC sur un domaine plus petit, simulations nommées Petits Frères (PF). Les différences entre les statistiques climatiques des simulations GFI et celles du GFP illustrent les erreurs contenues dans les données de pilotage. La comparaison entre les statistiques climatiques des simulations PF et celles du GFP permet d'évaluer les erreurs du MRC imputables au pilotage avec des données imparfaites.

Les simulations couvrent la Côte Est de l'Amérique du Nord pour cinq mois de février (de 1990 à 1994) et sont réalisées avec le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC). Dans cette étude, nous avons opté pour la configuration « opérationnelle »: données de pilotage à toutes les 6h avec T30-résolution spatiale. Les études antérieures réalisées par Denis et al. (2002b et 2003) ont montré que, pour cette période hivernale et sur ce domaine, le climat développé par MRCC, quand il est piloté avec des données qui proviennent du champ de référence, donc avec des données « parfaites », est très proche du climat de référence.

Pour évaluer quelle est l'influence des erreurs du pilote uniquement sur les petites échelles développées par le MRCC, une décomposition spatiale des champs a été effectuée en utilisant des transformées de Fourier discrètes en cosinus. Cette technique est souhaitable pour des champs 2-D définis sur des domaines à aire limitée (Denis et al. 2002a). Cette technique est employée aussi pour dégrader la résolution spatiale des données de pilotage. Plus de détails sur le filtrage des petites échelles sont présentés dans l'Annexe B. Les statistiques utilisées pour évaluer le climat sont représentées à l'aide des diagrammes du Taylor, pour les composantes stationnaires de même que pour les composantes transitoires du champ (Denis et al. 2003, Taylor 2001).

Le travail est présenté sous la forme d'un article en anglais soumis à la revue scientifique *Climate Dynamics* constituant l'unique chapitre de ce mémoire. Il est suivi par une conclusion. L'Annexe A complète les analyses présentées dans le Chapitre I avec une analyse pour le champ de taux de précipitation totale réalisée sur une région restreinte du domaine avec le but de diminuer l'effet sur ce champ de la mise à zéro de la vitesse verticale ($w=0$) aux frontières latérales du MRCC. L'Annexe B apporte des informations sur la technique de filtrage utilisée pour séparer les petites échelles des grandes échelles.

CHAPITRE I

LA RÉPONSE D'UN MODÈLE RÉGIONAL DU CLIMAT AUX ERREURS DU PILOTE

Le présent chapitre présente une courte description du Modèle Régional Canadien du Climat utilisé dans cette étude, ensuite sont présentées la configuration expérimentale et la méthodologie de l'Expérience Grand Frère Imparfait, ainsi que les statistiques climatiques et le diagramme de Taylor. L'analyse des résultats obtenus pour les champs de la pression au niveau moyen de la mer, de la température au niveau 850 hPa et du taux de précipitation totale représentent la partie centrale de ce chapitre. Une discussion dans laquelle sont synthétisés les résultats obtenus et une conclusion finiront le chapitre.

Comme mentionné dans l'introduction, ce chapitre est présenté sous forme d'un article rédigé en anglais qui a été soumis à la revue scientifique *Climate Dynamics*. La section Référence se trouve à la fin, la Liste des Figures et la Liste des Tableaux au début de ce mémoire.

**The impact of lateral boundary data errors on the simulated climate
of a nested Regional Climate Model**

Emilia Paula Diaconescu,

René Laprise,

and

Laxmi Sushama

*Département des sciences de la Terre et de l'Atmosphère,
Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada*

Submitted to *Climate Dynamics*

Corresponding author address:

Emilia Paula Diaconescu
Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, UQAM-Ouranos
550 rue Sherbrooke Ouest, 19e étage, Tour Ouest
Montréal, Québec
Canada H3A 1B9
Tel.: +1 (514) 282-6464 ext. 259
Fax: +1 (514) 282-7173
e-mail: diacones@sca.uqam.ca

Abstract

In this study, we investigate the response of a Regional Climate Model (RCM) to errors in the atmospheric data used as lateral boundary conditions (LBCs) using a perfect-model framework nick-named the "Big-Brother Experiment" (BBE). The BBE has been designed to evaluate the errors due to the nesting process excluding other model errors. First, a high-resolution (45 km) RCM simulation is made over a large domain. This simulation, called the Perfect Big Brother (PBB), is driven by the National Centres for Environmental Prediction (NCEP) reanalyses; it serves as reference virtual-reality climate to which other RCM runs will be compared. Errors of adjustable magnitude are introduced by performing RCM simulations with increasingly larger domains at lower horizontal resolution (90 km). Such simulations, with realistic errors, are called the Imperfect Big-Brother (IBB) simulations and, after removing small scales in order to achieve low-resolution typical of today's Coupled General Circulation Models (CGCM), they are used as LBCs for smaller domain high-resolution RCM runs. These small-domain high-resolution simulations are called Little Brother (LB) simulations. The climate statistics of the LB are compared to those of the PBB in order to estimate the errors resulting solely from nesting with imperfect LBCs, while the difference between the climate statistics of the IBB and those of PBB simulations mimic errors of the nesting model.

The simulations are performed over the East Coast of North America using the Canadian RCM (CRCM), for five consecutive February months (from 1990 to 1994). It is found that the LB reproduces the errors contained in the large scales of the IBB nesting model. The small scales are seen to improve slightly in regions with important orographic forcing due to the finer resolution of the RCM. However, in general, the LB restores a great part of the driving-model small-scale errors, even if they do not take part in the nesting process. When the large scales of the driving model have errors, the small scales developed by the LB have errors as well, suggesting that the large scales precondition the small scales. In order to obtain correct small scales, it is necessary to provide the accurate large-scale circulation at the lateral boundary of the RCM.

1. Introduction

The primary tools to study anticipated climate changes are coupled global and nested regional climate models. Coupled General Circulation Models (CGCMs) provide a global-scale view of projected climate at typically coarse horizontal resolution (between 250 and 600 km) and hence cannot be used directly by most impact studies that require grid scales of 10 to 100 km or finer. Information at regional scales can be simulated with limited-area, high-resolution Regional Climate Models (RCMs) driven by the large-scale information from a CGCM. The RCM's finer resolution enables better representation of the surface forcings such as topography, coastlines, inland water and land-surface characteristics compared to CGCM, showing its ability to resolve small-scale processes.

Several earlier studies have investigated the ability of nested RCMs to accurately simulate fine-scale climate features when driven only by large-scale information. Jones et al. (1995) showed that the RCM-simulated large-scale atmospheric circulation, in general, follows that of the driving GCM. It is the large-scale aspects of the driving GCM that are the controls of RCM circulation, suggesting that circulation errors in the RCM are the result of propagation of the GCM errors from the RCM boundaries to the interior of the domain. Noguer et al. (1998) estimated the contribution of the driving GCM circulation and the internal RCM physics to the total RCM errors. They compared an RCM simulation driven by a standard GCM with another RCM simulation driven by a GCM that was relaxed towards a time series of operational analyses using a data assimilation technique. The errors in the first simulation can be due to internal RCM physics or from errors in the driving data, while the errors in the second simulation are entirely due to the internal RCM physics and not from the driving circulation. Their results indicate that the errors in the RCM-simulated mean sea level pressure were almost entirely due to the driving data.

However, the surface air temperature and precipitation over western and central Europe, for the summer season, were more influenced by the RCM internal physics than by the errors in the driving data. In a similar comparison between CRCM simulations driven by the NCEP reanalysis and by the Canadian General Circulation Model v2 (CGCM2), de Elía et al. (2006) concluded that, during summer, CRCM is only weakly dependent on the driving fields, while during winter however, they found large differences between the temperature fields of the two CRCM simulations, suggesting that the nesting fields have a greater influence over the CRCM simulation in this season.

Denis et al. (2002b) designed an experimental framework, called the Big-Brother Experiment (BBE), to validate the downscaling ability of a one-way nested RCM. This experimental framework was constructed to address the uncertainties regarding the ability of the RCM to reproduce accurate fine-scale features; this is an important issue that has been raised in the reports of the Working Group on Numerical Experimentation (WGNE) of the World Climate Research Programme (WCRP)(CAS WGNE 1999, 2000). Using the BBE framework, Denis et al. (2002b, 2003), Antic et al. (2005) and Dimitrijevic and Laprise (2005) showed that an RCM is able to reproduce well the small-scale climate statistics for the winter and summer seasons over two regions with widely different orographic forcing, the East and West Coast of North America. They found that a nested RCM has a remarkable skill in capturing small-scale processes over regions where local surface forcing is important. The BBE framework was used by Herceg et al. (2006) to validate the downscaling ability of NCEP RSM nested regional climate model, for a tropical region in April and a mid-latitude region in February. This study shows that the dynamical downscaling is much more demanding in the presence of free physics dominance (such as moist convection) and weak dynamical forcing through the lateral boundaries.

In the above studies, the BBE provided so-called perfect lateral boundary data for driving the RCM. However, to make climate-change projections, RCMs must be driven by CGCM outputs, which are not perfect. They contain errors due to model imperfections such as inability to accurately represent fine-scale topography and eddy processes, imperfection in capturing internal variability and difficulty in parameterizing subgrid-scale processes. According to Duffy et al. (2003), the coarse resolution of GCMs even has an impact on the quality of the large-scale solution. Risbey and Stone (1996) while validating the NCAR Community Climate Model (CCM) simulations noted major differences in the mean and interannual variations of the stationary waves, jet streams and storm tracks in the North Pacific-North American region, features that are important in defining the fluxes across RCM lateral boundary; hence these errors could bias the results of nested RCM.

The studies presented above suggest the necessity for a detailed investigation of the sensitivity of RCM to the driving data errors. This paper is an extension of the previous studies using the BBE protocol with the aim of evaluating the impact of errors in the lateral boundary conditions (LBC) on the simulated fields of the CRCM. The BBE framework allows us to isolate the RCM errors, due to the imperfect driving data, from the errors due to the rest of the model formulation. Varying the magnitude of LBC errors will help identify the maximum allowable error in the driving data that will produce a tolerable error in the RCM-simulated climate.

The paper is organized as follows: Section 2 outlines the RCM description, the experimental configuration and the statistical tools. In Section 3 the impact of errors in the LBC on the RCM-simulated mean sea level pressure, 850-hPa temperature and precipitation rate fields are presented. The paper ends with a discussion of the results and conclusions in section 4.

2. Methods

2.1. Model description

The model used in this study is the Canadian Regional Climate Model v3.6.1 (CRCM 3.6.1) (Laprise et al. 1998, Caya and Laprise 1999). CRCM is a limited-area nested model, based on the fully elastic non-hydrostatic equations solved by a semi-implicit, semi-Lagrangian, three-time level marching scheme (Bergeron et al. 1994, Laprise et al. 1997). The atmospheric fields are disposed on an Arakawa C-type staggered grid projected onto polar-stereographic coordinates in the horizontal and Gal-Chen terrain-following scaled-height coordinates in the vertical (Gal-Chen and Somerville 1975). The model uses most of the physical parameterization package of the second-generation CGCM (GCMii, McFarlane et al. 1992), except for the Bechtold-Kain-Fritsch deep and shallow convective parameterization (Kain and Fritsch 1990, Bechtold et al. 2001). LBC are implemented following the one-way nesting method of Davies (1976) (see also Robert and Yakimiw 1986, Yakimiw and Robert 1990). The CRCM is forced at the boundary of the domain by the following nesting fields: horizontal velocity, temperature, geopotential height, surface pressure and specific humidity. There is also a buffer zone of nine grid-points near the lateral boundary called the sponge zone, where the CRCM-simulated horizontal winds are relaxed toward the values of the driving data, with a strength varying as a cosine square of the distance from the boundary. The nesting data are timely, horizontally and vertically interpolated to the CRCM time step and spatial grid. The simulations used 18 Gal-Chen unequally spaced vertical levels. The lowest thermodynamic level was about 110m above the surface, and the rigid lid was located near 29 km. The Big Brother (BB) lateral boundaries were updated every 6h with the NCEP reanalysis

fields (Kalnay et al. 1996) represented on pressure levels on a $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ grid. The simulated fields of BB are interpolated on a non-staggered grid in pressure levels and stored at 6h intervals. The initial conditions (IC) for the land surface (ground temperature, snow depth, solid and liquid soil water fractions) are taken from a monthly mean climatology data-base, and the sea surface temperatures (SST) and the sea-ice cover are prescribed from the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) monthly data (Fiorino 1997). The lower boundary conditions over land are only specified at initial time and they evolve during the simulation according to the model formulation for land-surface processes. Owing to the simple bucket land-surface scheme used in CRCM, a 5-day spin-up period is found sufficient for the system to attain a reasonable equilibrium between lateral boundary and internal model forcings; the spin-up period is left out of the analysis.

2.2. Experimental design and configuration

2.2.1. The Big-Brother Experiment

The BBE framework developed by Denis et al. (2002b) used in this study is briefly summarized here. A high-resolution large-domain RCM simulation, nested by the NCEP reanalysis, serves as the reference climate: the Perfect Big Brother (PBB). The large scales of the PBB are then used to drive the same RCM, integrated at the same high resolution but over a smaller domain centered in the PBB domain: the Little Brother (LB). Since the two models (PBB and LB) have the same resolution and use the same approximations, the differences between the two simulations represent the errors due to the nesting process. Denis et al. (2002b, 2003), de Elía et al. (2002), Antic et al. (2005) and Dimitrijevic and Laprise (2005) used the above

approach where the large-scale data for driving the LB simulation came from a reference run filtered for small scales, and hence represent “perfect” large-scale driving data.

2.2.2. Generation of “Imperfect” lateral boundary conditions

Rather than adding arbitrary and potentially unphysical or dynamically unbalanced errors to the LBCs, the BBE framework is expanded in order to generate realistic errors of controllable magnitude in LBCs. In this study, in addition to driving the LB with “perfect” BB driving data as in earlier BBE, the LB is also driven by a set of BB simulations integrated at lower resolution over increasingly larger domains in order to mimic some of the typical CGCM errors. As the domain size increases, the lateral boundaries put less constraint on the RCM solution and hence, this tends to diverge from its reference solution. The use of a lower horizontal resolution permits to simulate the CGCM inability to accurately represent fine-scale topography and makes it more difficult to parameterize the subgrid-scale processes. This setup permits to obtain a set of driving data that contain some controllable level of errors. These simulations are named the Imperfect Big Brother (IBB). After filtering of the small scales, the resulting large scales are used to drive a set of LB simulations at high resolution (45 km) over a smaller domain centered on the BB domain.

Thus the PBB provides the reference virtual climate, the IBB provides a set of imperfect LBCs data for nesting, and the LB simulations are driven by perfect and imperfect LBCs. The schematic of the adopted simulation framework is shown in Fig. 1. The comparison between the statistics of the IBB climate and that of the PBB climate will highlight the nesting-data errors, and the comparison between the

statistics of the IBB-driven LB and PBB climates will inform on the errors of the RCM due to its nesting with imperfect LBCs.

2.2.3. The experimental configuration

The PBB has a large domain of 194 x 194 grid points, with a 45-km horizontal resolution true at 60°, covering eastern North America and part of the Atlantic Ocean. IBB simulations are performed over three domains (106 x 106, 150 x 150 and 194 x 194 grid points) at 90-km horizontal resolution; these three simulations will be referred to as IBB1, IBB2 and IBB3 respectively. The LB simulations nested with Perfect and Imperfect Big-Brother simulations were performed with a 45-km grid-size mesh, on a 100 x 100 grid-point computational domain centered in the PBB domain. Fig. 2 presents the domains and topography used for the simulations and Table 1 summarizes the characteristics of the simulations. The simulations were performed for five February months from 1990 to 1994. Each BB experiment was initialized at 00:00 UTC 22 January ending 28th February. Each LB experiment was initialized at 00:00 UTC 27 January ending 28th February. The 5-day difference in the initialization time is used as spin-up period; the analysis period is from 1 to 28 February.

In order to retain only the large scales in the BB simulation, a low-pass Fourier filter is applied to remove disturbances with length scales smaller than 1225 km and leave unaffected those greater than 2250 km. The filter is performed in spectral space using a 2-D discrete cosine transform (DCT); this filtering technique is suitable for non-periodic data and is described in Denis et al. (2002a).

2.3. Statistical analysis tools

To facilitate calculation, display and intercomparison between the fields, the simulations are interpolated onto a common 45-km resolution 100 x 100 polar stereographic grid, excluding the sponge zone for the statistical analysis. The purpose of the analysis is to evaluate the impact of large-scale errors in the IBB simulations on the LB-simulated climate over the common domain, excluding the sponge zone. A spatial decomposition is applied to separate fields (φ) into their large-scale (φ_{ls}) and small-scale (φ_{ss}) components using the same DCT filter mentioned in the previous section:

$$\varphi = \varphi_{ls} + \varphi_{ss} \quad (1)$$

A temporal decomposition of fields is also performed to separate stationary ($\overline{\varphi}$) and transient (φ') components:

$$\varphi_{ls} = \overline{\varphi_{ls}} + \varphi'_{ls} \quad (2)$$

$$\varphi_{ss} = \overline{\varphi_{ss}} + \varphi'_{ss} \quad (3)$$

The overbar represents the time mean over all five February months (excluding the spin-up period) and is related to the stationary part of a field. The prime denotes the time deviation thereof and is related to the transient part of a field, including the inter-annual and the intra-monthly variability. Thus, the climate of the IBB and the LB simulations are compared with the PBB simulations in terms of four fields:

$\overline{\varphi}_{ls}$: the large-scale component of the stationary part of a field,

$\overline{\varphi}_{ss}$: the small-scale component of the stationary part of a field,

$\sqrt{\overline{\varphi'_{ls}{}^2}}$: the transient-eddy standard deviation of the large-scale component of a field,

$\sqrt{\overline{\varphi'_{ss}{}^2}}$: the transient-eddy standard deviation of the small-scale component of a field.

The spatial correlation coefficient ($R_{\overline{X}\overline{Y}}^*$) and the ratio of spatial variances (Γ^*) are used to quantify the IBB-PBB and LB-PBB differences in the stationary components of the fields:

$$R_{\overline{X}\overline{Y}}^* = \frac{\langle (\overline{X} - \langle \overline{X} \rangle) (\overline{Y} - \langle \overline{Y} \rangle) \rangle}{\sigma_{\overline{X}}^* \sigma_{\overline{Y}}^*}, \quad (4)$$

$$\Gamma^* = \frac{(\sigma_{\overline{X}}^*)^2}{(\sigma_{\overline{Y}}^*)^2}. \quad (5)$$

The angular brackets represent the horizontal average over the grid points of the LB domain excluding the nesting zone, \overline{X} represents the stationary components of the large- or small-scale components of the IBB/LB field, \overline{Y} represents the corresponding components of PBB field, and $(\sigma_{\overline{X}}^*)^2$ is the spatial variance of \overline{X} given by

$$(\sigma_{\bar{x}}^*)^2 = \left\langle (\bar{X} - \langle \bar{X} \rangle)^2 \right\rangle. \quad (6)$$

The spatial variance normalized with respect to the reference field spatial variance (Γ^*) reflects the differences in the amplitude of the spatial variations of the fields, while the spatial correlation coefficient describes how well the pattern of the field is reproduced.

The differences between the transient components of IBB/LB and PBB are quantified by the spatial correlation coefficients ($R_{IBB,PBB}^*$, $R_{LB,PBB}^*$) between the transient-eddy standard deviation of the large- and small-scale components of IBB/LB and PBB fields, the ratio of spatially averaged temporal variances ($\Gamma' = \frac{\langle \sigma_X'^2 \rangle}{\langle \sigma_Y'^2 \rangle}$) of the large- and small-scales components of IBB/LB (X) and PBB (Y) fields and an equivalent temporal correlation coefficient

$$R_{XY}' = \frac{\langle \overline{X'Y'} \rangle}{\sqrt{\langle X'^2 \rangle} \sqrt{\langle Y'^2 \rangle}}. \quad (7)$$

A visual perspective of the errors in the IBB and LB fields, relative to the PBB reference field is achieved using Taylor diagrams (Taylor 2001). The Taylor diagram provides a statistical comparison between model-simulated and reference fields by plotting the mean square difference, the variance and the correlation coefficient, on the same 2-D graph, allowing to estimate the fraction of errors that come from poor pattern correlation and that from a difference in variance. There are several versions of Taylor diagram (see for example Taylor 2001 and Boer and Lambert 2001); in this

study we use a Taylor diagram adapted to an RCM case, which permits separate analysis of the stationary and transient components of a field. This method was used by Denis et al. (2002b) and is summarized in the Appendix. Thus, for both large- and small-scale components of the field, two Taylor diagrams are plotted:

- one for the differences between the stationary components of the IBB/LB and PBB, with the x and y axis corresponding to the mean square difference relative to the spatial variance of the stationary component of PBB, and the ratio of spatial variances (Γ^*) of the stationary fields respectively, and the spatial correlation coefficient (R_{xy}^*) between the stationary components of IBB/LB and PBB as the azimuthal position.

- other for the differences between the transient components of IBB/LB and PBB, with the x and y axis corresponding to the mean square difference relative to the spatially averaged temporal variance of the PBB field, and the ratio of spatially averaged temporal variances (Γ') of fields respectively, and equivalent temporal correlation coefficient ($R_{xy}'^e$) between IBB/LB and PBB as the azimuthal position.

By design the PBB fields fall at the origin. The IBB and LB fields are denoted by squares and circles symbols respectively (see Fig. 3 for an example).

3. Results

In this section, the impact of LBC errors on mean sea level pressure, 850-hPa temperature and precipitation rate are presented. As mentioned earlier, the analysis is performed over the LB domain, excluding the sponge zone, for five February months, from 1990 to 1994.

3.1. Mean sea level pressure

The first field analyzed is the mean sea level pressure (*mslp*). Taylor diagrams are used to synthesise the results. Fig. 3 shows the errors in the stationary and transient components of the large- and small-scale IBB and LB fields. The PBB is taken as the reference field against which all IBBs and LBs are compared.

The errors are present in both stationary and transient parts for the IBB simulations, but the transient components of the field exhibit the largest errors due to rather weak temporal correlation. The IBB stationary large-scale errors are introduced principally in the magnitude of spatial variability (Fig. 3a): IBB1 and IBB3 have greater spatial variability than PBB, while IBB2 has a weaker spatial variability. This difference in spatial variability is associated with different positions and magnitudes of high-pressure area situated in the Atlantic Ocean, and of the North American trough (Figs. 4a–d). For IBB1 the ridge on the east coast is more pronounced. In the IBB3 case, the anticyclone is more intense and extended, and the Icelandic low-pressure region in the north of the domain is also seen extended. In the IBB2 case, the anticyclone goes out of the study domain and the low-pressure region in the north has disappeared too; however, the North American trough is more pronounced than in the previous cases. The stationary components of the IBB simulations resemble those of a CGCM, having similar errors over the study region.

Fig. 3c shows the errors contained in the small-scale stationary component of IBBs fields (small spatial correlation coefficients and small spatial variances) and Figs. 5a–d show the stationary small-scale component of *mslp* field. The presence of an anticyclone over the Labrador region and another one over the North Atlantic, and of a low-pressure area over the Great Lakes and another weaker one over the St-

Lawrence Estuary can be noticed for PBB. For IBB1, the Labrador anticyclone is more intense and the Great Lakes low-pressure and North-Atlantic anticyclone are weaker. For IBB2 and IBB3 the Labrador anticyclone is split into two weaker anticyclones. In general, the small scales of IBB2 and IBB3 have smaller amplitude or spatial extension than those of PBB because of the coarser IBB resolutions.

The errors introduced in the transient components of the IBB *mslp* fields (Figs. 3b and 3d) are characterized by very small temporal correlation coefficients for the large-scale fields ($R'_{IBB31PBB} = 35\%$) as for the small-scale fields ($R'_{IBB31PBB} = 3\%$). As discussed in Boer and Lambert (2001), complete loss of temporal correlation is a characteristic of CGCM simulations. In the case of a nested model, the LBC provide some control on the evolution of the solution, and as a result some time correlation is retained, particularly for large scales that are contained in the LBCs. Surprisingly some time correlation (though weak one) is also noted for small scales despite the fact that these do not take part in the nesting process. It is possible that the large-scale information contained in the LBCs might pre-condition the atmosphere to exhibit increased or decreased small-scale variability with some correlation with the LBC evolution. Complementary information on the errors introduced in the transient components of *mslp* fields is presented in Figs. 6a–d and Figs. 7a–d as the transient standard deviations and the spatial correlation coefficients between the transient standard deviations of IBBs and of PBB. For the large scales of PBB (Fig. 6a), the maximum transient activity situated in the north-western part of the domain marks the corridor where cyclones and anticyclones pass one after the other. This corridor is extended further north in the cases of IBBs. So, the errors in the large scales of IBB introduced by the weakly temporal correlation, reflected by the temporal correlation coefficients of Taylor diagram, are complemented by the different positions of the maximum transient activity (e. g., Estuary of St-Lawrence River for IBB3 and Labrador region for IBB2). For the small scales (Figs. 7a–d), the transient standard

deviations of IBB simulations look fairly similar ($R_{IBB/PBB}^* \cong 97\%$), reflecting the same mean preferred location for small-scale transient activity. In this case, the errors are associated only with the low temporal correlation coefficients, which show that the small scales are weakly correlated in time, as discussed earlier. In conclusion, the *mssl* fields of IBB simulations present increasing errors in all four components.

The LB errors in *mssl* due to the imperfect LBCs are illustrated in the same Taylor diagrams (Figs. 3a–d). The first striking evidence from the Taylor diagrams is that the LB-PBB differences are in general similar to those of IBB-PBB, and this is observed for all four components. The large scales of LB simulations are characterised by the same spatial and temporal correlation coefficients and approximately the same ratio of variances as those corresponding to IBB simulations. Fig. 4 shows very good agreement between the stationary components of LB large scales and their driving BBs corresponding fields. The LB-IBB spatial correlation coefficients (indicated on Fig. 4) are 100% in all three cases. Thus, the *mssl* fields of LB reproduce the stationary large-scale errors of the IBB. A similar behaviour is noted in the transient large-scale parts of *mssl* fields. Fig. 6 points out the great similarity between the transient activity of the LB *mssl* and the corresponding IBB *mssl*. Their perfect correspondence is indicated by the near perfect spatial correlation coefficients between the corresponding transient standard deviation fields ($R^* = 100\%$). In conclusion, the BB large-scale *mssl* errors are reproduced in the LB fields. The LB's large scales stay close to that of the corresponding IBB, indicating that the LBCs play a dominant role in RCM variability.

For the stationary small scales (Fig. 3c), LBs have a slightly smaller spatial correlation than the corresponding IBB. A look at the stationary components of small scales presented in Fig. 5 shows very good agreement between the LB and its nesting IBB; the LB reproduces approximately the same small scales of corresponding IBB,

and therefore the same errors. The spatial correlation coefficients between LB and its IBB have large values for all three cases ($R_{LB1/IBB1}^* = 97\%$, $R_{LB2/IBB2}^* = 95\%$ and $R_{LB3/IBB3}^* = 97\%$) and similar to the spatial correlation coefficient between PLB and PBB ($R_{PLB/PBB}^* = 97\%$). The 3-5% loss in the spatial correlation is due to the weak reproduction of the field in the western boundary of the study domain. The spatial correlation coefficients between the LBs and its IBB are bigger than the spatial correlation coefficients with the reference field. For the transient components of the small scales, Fig. 3d shows that all the LBs present almost the same temporary correlation coefficient with respect to the reference field as the corresponding IBBs, and a spatial-average temporal variance somewhat smaller than that of the corresponding IBB. This indicates that LBs are not very well temporally correlated with the reference field PBB, in almost the same way as the corresponding IBBs with the PBB. The weaker temporal variance of the LBs can be analysed in Fig. 7, which shows the transient standard deviation for the small-scale *mslp* fields. In all four cases, the region of maximum temporal variability is smaller for the LB field compared with the corresponding BB field.

It should be noted that only the large scales of BB participate in the nesting process. As a consequence, the errors contained in the large scales of the BBs *mslp* are entirely reproduced by the LB. The IBB small scales, which do not take part in the nesting process, are reproduced by LB with slightly smaller temporal variance and spatial correlation coefficient. This indicates that the LB reproduces approximately the same small scales of corresponding IBB, and therefore a great part of the errors characteristic of the IBB small scales too. There is a connection between the large scales and the small scales: if the large scales of the *mslp* field of the driving-model contain errors, the small scales developed by the RCM have apparently similar errors too. Thus, in this study we notice that the large scales precondition the small scales.

3.2. 850-hPa temperature

The second field of interest is the temperature field at 850-hPa. Fig. 8 presents the IBB and LB errors, for the stationary and transient components of the large and small scales. The four components of the temperature field have varying degrees of errors. For the stationary components of the large scales, the IBB errors are mainly due to spatial variance errors. In general, all IBBs have good spatial correlation coefficient with the reference field ($R_{IBB/PBB}^* > 98\%$), which indicates that all IBBs have approximately the same pattern for the stationary components of the large scales. Figs. 9a–d illustrate these components. These fields are characterised by a strong north-south gradient. The errors are introduced by a weaker gradient, caused by an increase in the temperature for the northern region by 4° for IBB3 and 8° for IBB2, leading to a ratio of spatial variances of 88% for IBB3 and 66% for IBB2, which may be considered typical of CGCM errors. The presence of errors in the small-scale stationary components of IBBs is clear from Fig. 8c, with small spatial variances and spatial correlation coefficients ($R^* = 78\%, \Gamma^* = 53\%$ for IBB2). Fig. 10 shows the stationary small-scale components of temperature at 850-hPa level. The PBB is characterised by two minima in the temperature field over the Labrador region (associated with a high-pressure centre in Fig. 5a) and over South St-Lawrence River region, and three maxima over the warm water regions (Estuary of St-Lawrence, Great Lakes and south-east part of Hudson Bay). The amplitudes of these small-scale features are found reduced in all IBBs.

As in the case of the *mslp* field, large errors are present in the transient components of the fields and they are reflected in the small temporal correlation coefficients of the large scales (Fig. 8b). Complementary information of errors contained in the transient large-scale fields is presented in Figs. 11a–d as the transient

standard deviation of the large-scale fields. The PBB has maximum transient activity of temperature over a region covering Great Lakes and the St-Lawrence valley. While IBB1 has a more restricted zone of maximum, IBB3 has a region of maximum more pronounced but shifted to the Labrador region, and IBB2 presents a very different picture with the maximum situated further north of the Labrador region with temperature value higher by 1° C than the reference field. In the case of small-scale fields, the IBBs have very small values of temporal correlation coefficients (Fig. 8d). For IBB3 it is almost zero. The very small temporal correlation coefficient of IBB2 is accompanied by a smaller temporal variance too ($\Gamma' = 86\%$). The maximum of the transient activity for the small scales of PBB is situated in the northern part of the domain (Fig. 12a). The maximum is better restrained in IBB1 and IBB2 compared with PBB, and IBB3 has bigger amplitude compared with PBB (Figs.12 b–d).

The errors of LB with respect to PBB are plotted in the same Taylor diagrams used for the IBBs (Fig. 8). As in the case of the *mslp* field discussed above, the LB points fall close to their corresponding IBBs, especially for the large-scale components where the LBs have the same spatial and temporal correlation coefficients and almost the same ratio of spatial (spatial-averaged temporal) variances as their corresponding IBBs. The stationary large-scale 850 hPa-level temperature fields are shown in Fig. 9. The figure shows perfect agreement between the LB fields and their IBBs for all four cases ($R^* = 100\%, \Gamma^* \cong 100\%$). There is good concordance in the temporal variance, too (Fig. 11). The transient standard deviation of IBBs is reproduced by LBs with a 100% spatial correlation coefficient and the ratio of spatial variance $\Gamma^* \cong 97\%$. As mentioned above, the transient standard deviation of IBB2 differs most from the PBB compared to other IBBs. The LB2 reproduces this ($R_{LB2/IBB2}^* = 100\%, \Gamma_{LB2/IBB2}^* = 97\%$). The similarity of the temporal correlation coefficients of LBs vs. PBB and their corresponding IBBs vs. PBB indicates that the LBs have very weak temporal correlation with respect to the reference field, as do the

corresponding driving fields. Therefore, the BB large-scale errors are almost entirely reproduced in the LB temperature fields for the stationary case as for the transient components of the field, for the domain and period studied here.

For the small-scales, the LB fields have better spatial correlation coefficients and spatial variances with respect to PBB, than the corresponding IBBs (Fig. 8c), which implies that an RCM can correct some of the LBC errors. Fig. 10 shows the stationary small-scale components of 850-hPa temperature. The LB series reproduce its IBB small-scale features with very good spatial correlation coefficient (98% for LB1, and 96% for LB2 and LB3), similar to spatial correlation coefficient between PLB and PBB ($R_{PLB/PBB}^* = 98\%$). The 2-4% loss in the spatial correlation coefficient between LB and the corresponding IBB can be explained by the fact that LB corrects its IBB's small-scale features: the minimum and maximum situated in the northern part of the domain are more extended in the LB2 and LB3 fields than in the IBB2 and IBB3 fields, and therefore are closer to the reference field than the corresponding fields of the IBBs. This correction can be explained by the finer resolution of the LB, which permits better representation of the topography and the land-sea contrast. But these corrections are very small compared to the large part of the IBBs errors reproduced by LBs, for this domain of study and for this period.

The small-scale transient components of the LB fields are characterised by approximately the same temporal correlation coefficients as the corresponding IBBs, but weaker spatial-average temporal variances (Fig. 8d) than their corresponding IBBs. The weaker LB small-scale spatial-averaged temporal variance is illustrated in Fig. 12, which displays the transient standard deviation for the 850-hPa temperature fields. In general, all LB fields resemble their corresponding IBB fields. However, all LBs have smaller area of maximum temporal variability as in the case of the *mslp* field (Fig. 7) and therefore slightly smaller spatial-averaged temporal variance. The

fact that LBs have weak temporary correlation coefficients similarly to their corresponding IBBs shows that the LBs are not strongly temporally correlated with the reference field, similarly to their driving IBBs.

Thus, in spite of the fact that only large scales of the temperature field take part in the nesting process of LB, almost all small-scale errors contained in the IBB fields are reproduced in the small scales of corresponding LBs, accompanied by a small correction in the northern region of the domain due to the finer resolution of the LB. This shows that there is a connection between the large and small scales of 850-hPa temperature fields. If the large scales have errors, the small scales produced by the RCM have errors too. However, for this domain of study, the IBB stationary small-scale errors that are caused by the IBB coarser resolution can be partly corrected by the LB; the rest of the IBB errors are reproduced by the LB. It is possible that the ratio of small-scale correction to IBB error reproduction be function of LB domain size. For another domain of LB, we can find more or less corrections.

3.3. Precipitation rate

The third field analysed is the precipitation rate. Unlike the fields of pressure and temperature that are nested at the lateral boundary, precipitation is a field not directly driven at the lateral boundaries; it is the result of several complex physical and dynamical processes in the RCM. Taylor diagrams for the stationary and transient parts of the large and small-scale components of the precipitation field are shown in Fig. 13. Errors are present in both the stationary and transient parts of the IBB series. However, the transient part of the field exhibits the largest errors due to very weak temporal correlation. For the stationary part of the large-scale fields, the errors are

reflected in the smaller spatial correlation coefficients (89% for IBB2) and in the incorrect spatial variance. The errors introduced in the IBB fields are presented in Figs. 14a-d, showing the stationary parts of the large-scale components of the precipitation rate fields. The PBB are characterised by a maximum of precipitation rate located in the western Atlantic Ocean. As mentioned before, the errors in the IBB fields are reflected by increase/decrease in the amplitude and shifted positions of the field (i.e., ratio of spatial variances greater/smaller than unity and smaller spatial correlation coefficients). Such errors are deemed typical of CGCMs.

For the stationary small scales (Fig. 13c), the IBBs are characterised by smaller spatial correlation coefficients (73% for IBB2) and spatial variances different from the reference PBB field. Fig. 15 shows the stationary small-scale parts of the precipitation rate field. PBB shows three patches of excess of precipitation rate in the Great Lakes region and a deficit on the eastern slope of the Appalachian Mountains and in the Northern part of the domain; the Maritimes region is associated with an excess of precipitation rate and the Labrador region with a deficit of precipitation rate. These are poorly represented in the IBBs with very much reduced amplitude and spatial extension. The IBB series do not capture them well due to their coarser resolution. The most part of the small scales are situated over the ocean region and they present different amplitudes, different positions and different spatial extensions in the IBB fields. This is caused by the fact that the corresponding stationary components of large scales present different amplitudes, positions and spatial extensions in the IBB cases too.

Fig. 13b shows the errors contained in the transient large-scale components of the precipitation rate fields. They are reflected in the smaller temporal correlation coefficients for all IBBs and smaller temporal variance for IBB2. Figs. 16a-d shows the transient standard deviation for PBB and all IBBs for the large scales. For the

PBB (Fig. 16a), the southward tongue situated in the western Atlantic Ocean represents the precipitation temporal variability and shows the trace of the storm tracks. In the IBB series this tongue is present but with different intensity. These are translated into a spatial-averaged temporal variance larger for IBB3 ($\Gamma' = 104\%$) and smaller for IBB2 ($\Gamma' = 66\%$), and into a smaller spatial correlation coefficient ($R^* = 92\%$) between the transient standard deviation of IBB2/IBB3 and PBB. The transient components of small-scale IBB fields (Fig. 13d) are characterised by very weak temporal correlation coefficients (almost zero for IBB2 and IBB3) and smaller temporal variances. The temporal variability of the small-scale precipitation rate can be visualised in Fig. 17, which shows the transient standard deviation of the small-scale precipitation rate fields. The principal maximum transient activity is situated in the western Atlantic Ocean, and there are some secondary maxima over the two lakes and Newfoundland. The IBBs are characterised by a deficit of temporal variability and the smallest value is specific to IBB2 small-scale field, which has modest amplitude over the ocean and no secondary maxima over the lakes. Thus, there are different errors introduced in the four components of the precipitation rate fields.

The LB precipitation errors caused by driving with imperfect LBC with respect to the PBB reference climate are shown in the Taylor diagrams (Fig. 13). As in the two previous cases analysed above, the points corresponding to the LB fields are close to those corresponding to the driving IBBs for all four components of the fields, indicating the presence of similar errors in the precipitation rate fields of LBs as those contained in the fields of corresponding IBBs. For the stationary components of large scales, LBs have almost the same ratio of spatial variances as the IBBs, and a slightly smaller spatial correlation coefficient. Fig. 14 presents the stationary components of the large-scale precipitation rate. In general, the LB reproduces the amplitude of its IBB precipitation rate and the shape of LB field is closer to that of the corresponding IBB than to the reference field. However, the spatial extent is found to be smaller for

all LBs. Significant differences can be noted in the south-west corner of the domain where all LBs have smaller precipitation rate, irrespective of the errors in the corresponding IBBs. With its smaller domain, the LB has difficulty in reproducing the precipitation field in this region where the weather systems enter the study domain. This feature is noted in the PLB too, and is due to the fact that, at the boundaries, the vertical velocity is set to zero in CRCM. This setting hinders the development of precipitation in the south-west part of the domain and delays the onset of precipitation, pushing the maximum further North. The differences in the ratio of spatial variances between the LB and the corresponding IBB fields are due to the different spatial gradients associated with the poor reproduction of the precipitation field in the southwest corner of the domain. In spite of this the correlation coefficient between the LB and its IBB are approximately the same for all LBs ($R^* = (98 \pm 1)\%$), irrespective of the errors of its corresponding IBBs. This suggests that, for the LB domain chosen for this study, the most part of stationary large-scale errors of the IBBs are reproduced by the corresponding LBs.

For the stationary small scales (Fig. 13c), the LB fields are characterised by spatial correlation coefficients that are similar to the corresponding IBB fields and there is a little increase in the LB spatial variability in comparison with corresponding IBBs, irrespective of the spatial variance of the IBB fields. Fig. 15 shows the stationary small-scale part of the precipitation rate fields. The LBs represent better the small-scale features over the Great Lakes and the Maritimes regions through its finer horizontal resolution, which permits better representation of the coastline, and the orographic features. Fig. 19 represents in the Taylor diagram the correlations between IBB/LB and PBB over this subregion (shown highlighted in Fig. 18). The LBs are characterised by a better spatial correlation with the reference field than the corresponding IBB, and all present a better ratio of spatial variance too, indicating that the LB corrects some of the IBB errors over this region with important surface

forcing. But for the ocean region, where the small scales are mostly located, LB develops small scales that are more close to those of the IBB that drives it than those of the reference field. The spatial correlation coefficient between LB and its IBB is almost the same for all four cases ($R^* = (89 \pm 2)\%$). Therefore, irrespective of LBC errors, LB reproduces a great part of the stationary small-scale field of its IBB. Regarding spatial variability, LB develops larger amplitude and/or broader extrema than the corresponding IBB: this is caused by LB's finer horizontal resolution.

For the transient large-scale components of the precipitation rate fields (Fig. 13b), in general the LBs have similar temporal correlation coefficients to those of the corresponding driving models. Therefore LBs are weakly temporally correlated with the reference field, as are the IBBs. It can also be noted that the temporal variability is underestimated in all LBs (with smaller variances than their IBBs), by almost the same percentage, and is explained below. Fig. 16 shows the transient standard deviation of the large-scale precipitation rate fields. The southward tongue representing the precipitation temporal variability for all LB fields is somewhat weaker and shorter than the corresponding IBB field, especially in the southwest region, where the weather systems enter the domain. As for the stationary large scales, this is due to the fact that at the boundaries, the vertical velocity is set to zero in CRCM. The spatial correlation coefficients between LB transient standard deviation and its corresponding IBB transient standard deviation are approximately the same ($R_{LB/IBB}^* = (97 \pm 1)\%$) for all three simulations, and generally, the transient standard deviation of LBs are closer to those of corresponding IBBs than to that of PBB. This suggests that the LBs reproduce the temporal variability of its IBBs in the same manner for all situations analysed here (with a slight reduction in the temporal variance).

Fig. 13d shows the errors contained in the transient parts of the small-scale components of the precipitation rate field. As in the previous cases, the LBs are characterised by temporal correlation coefficient and ratio of spatial-averaged temporal variance that are similar to their corresponding IBB. This indicates the existence of the same degree of errors in the transient small-scale components of LB fields as in the corresponding IBB fields with respect to the PBB field. Complementary information with respect to the similarity or difference between the temporal variability of LB and its IBB are presented by the transient standard deviation fields (Fig. 17). As in the IBB fields, the LBs transient standard deviation fields present a main maximum in the western Atlantic Ocean, with varying position and spatial extension. Generally, the patterns of transient standard deviation of LBs are similar to those of its IBBs. However, there are two differences. The field is somewhat reduced in the southwest region of the domain. As in the other three components of the fields analysed previously, the poor reproduction of the field in this region is related to the spatial spin-up from the inflow boundary condition. Also, the main maximum is more pronounced than in the IBB case; as in the stationary small-scale component case, this is due to the finer LB horizontal resolution. In spite of these two differences, the LB and IBB temporal variabilities are very similar. The spatial correlation coefficient between the LB and IBB small-scale transient standard deviation fields are also very similar ($R^* = (93 \pm 2)\%$).

Thus, all four components of the LB and IBB precipitation rate fields resemble a lot. Generally, LB reproduces almost the same large scale as its IBB, represents better the small-scale features over the regions with surface forcing, and produces more intense maxima than its corresponding IBB. Similar to *mslp* and 850-hPa temperature fields, if the large-scale LBCs have errors, the large scales of precipitation rate contain errors too and the small scales associated with them are more intense and generally are not well positioned. The only errors corrected in the LB precipitation-

rate field are the IBB stationary small-scale errors resulting from its coarser resolution that cannot capture fine-scale surface forcing.

4. Discussions and conclusions

The primary aim of this study was to investigate the sensitivity of a nested RCM to errors present in the driving data used as lateral boundary conditions. This is an important issue as CGCM-simulated data are used to nest RCMs for regional climate-change projections, and CGCMs are not perfect. The approach employed in this study follows the Big-Brother Experiment protocol, which enables to isolate the errors due to driving with imperfect data from the errors due to the rest of the RCM formulation. The method consists in first constructing a reference climate by integrating a high-resolution RCM over a big domain: the Perfect Big Brother (PBB). Controlled and dynamically coherent errors in the LBC are generated with other RCM simulations performed at coarser resolution over increasingly larger domains: the Imperfect Big Brother (IBB). The large scales of these simulations, obtained after filtering the small scales, provide the set of imperfect lateral boundary data for a second series of high-resolution RCM simulations integrated over a smaller domain: the Little Brother (LB). The *mslp*, 850-hPa temperature and precipitation rate fields for 5 February months are analyzed. The analysis of these variables is restricted to the LB-domain area excluding the nesting zone. The results of the analysis are summarized in Figs. 20 to 22.

Fig. 20 summarizes the effect of IBB errors on LB errors for the stationary and transient, large- and small-scale components for the three variables studied. The stationary errors are represented by the ratio of the mean square difference between the stationary components of IBB/LB and PBB to the spatial variance of the

stationary components of PBB ($\frac{d_{AB}^{*2}}{\sigma_B^{*2}}$), and the transient errors are represented by the

ratio of the transient mean square difference between IBB/LB and PBB fields to the spatial average of the temporal variance of the PBB field ($\frac{\langle d_{AB}^{\prime 2} \rangle}{\langle \sigma_B^{\prime 2} \rangle}$). The slopes of the

lines show the LB errors relative to the IBB errors. The black diagonal line corresponds to errors of equal magnitude. We can observe that for all four components and for all three variables studied, there is a nearly linear dependence between the LB and IBB errors, with the lines lying close to the equal errors line. For the large-scale case (Figs. 20a and 20c), the IBB large-scale errors are entirely reproduced by the LB for the 850-hPa temperature and *mslp* fields. The large scales of these variables take part directly in the driving process. The precipitation field has a bias due to the errors present in the PLB field, bias that is reproduced in all LB stationary components of the fields; the slightly increased LB stationary large-scale errors are associated with reduced spatial correlation caused by the difficulty of LB in reproducing the field in the inflow region where the weather systems enter the study domain. The bias disappears in the transient large-scale component, due to the smaller temporal variance of LB.

All three fields have a similar bias for the small-scale components (Figs. 20b and 20d). In the case of stationary small-scale *mslp* field, this bias is present in the LB1 and LB3 simulations as well. Therefore, for *mslp* field, LB reproduces the IBB stationary small-scale errors in the same way as that of PLB with respect to the PBB reference climate ($R^* = 97\%$). The 3% loss in the spatial correlation is due to the weak reproduction of the field in the western boundary of the study domain. However, for the precipitation rate and 850-hPa temperature fields, the initial biases decrease for stationary small-scale LB simulations. This reduction is believed to be

due to the finer resolution of LB simulations, which permits better representation of small-scale features over the land-sea contrast regions. For the precipitation field, the bias diminishes in the stationary small-scale LB nested by IBB, but still exists. There are some regions where the LB corrects the IBB errors, but generally most part of the errors of IBB are reproduced by LB, and as mentioned earlier, the stationary small-scale field of LB has larger extrema than its corresponding IBB. A more detailed analysis of the reduction of stationary small-scale errors in the precipitation rate field over the region presented in Fig. 18 is realised by Fig. 23. In this case the blue line corresponding to the precipitation field shows a smaller slope than the line of equal errors. For the 850-hPa temperature fields, there is an evident reduction of the IBB errors in the LB fields too (Fig. 20). In the case of transient small scales (Fig. 20d), all three variables have a slope smaller than that of the equal errors line. The segments below the equal-error line correspond to cases where the LB and BB fields are not temporally correlated with the reference PBB field. Therefore, we cannot conclude that there is a reduction of IBB transient small-scale errors: LB reproduces the IBB transient small-scale errors.

Fig. 21 (22) summarizes the effect of IBB stationary and transient errors, with respect to the correlation coefficient (ratio of variances), on the corresponding LB fields. As in the case of MSD errors, a linear dependence can be observed between the LB and IBB errors caused by weak correlation and increase/decrease in the variance. For all cases the lines are close to the equal errors line with slopes equal or slightly smaller to that of the equal-errors line. The bias exists, principally in the small-scale components, indicating the presence of errors in the PLB (LB driver with the reference data set, PBB) fields. This bias is reduced or retained in all other LB cases. This indicates that the LBs reproduce the climate of their corresponding IBBs (with the same high percentage), irrespective of the magnitude of errors introduced in the IBB fields.

In conclusion, the study indicates that the quality of lateral boundary data plays a critical role in regional climate modelling for the winter period, highlighting the need for good LBCs and hence the necessity for a credible CGCM. For the domain and period studied here, an almost perfectly linear dependence between the large-scale errors of the RCM and those of its driving data is noted. The results show no significant correction or amplification of the errors present in the large-scale data set used as LBCs. For the domain size used in this study, the RCM large-scale climate follows that of the driving model. Analysis of the precipitation rate, *mslp* and 850-hPa temperature large-scale fields suggests a transfer of the nesting-data errors to the RCM (approximately 98% for precipitation rate field, 100% for *mslp* and temperature fields). For the precipitation rate field, RCM reproduces 98% of the erroneous stationary large-scale climate of the driving data with a weaker representation of the field in the inflow region where the weather systems enter the study domain.

For the small scales, RCM only corrects the small-scale errors caused by the driving-model's coarser resolution in regions where there is important orographic forcing or land-sea contrast. The rest of the small-scale errors are by-and-large reproduced even though the small scales do not take part in the nesting process. For example, if the driving-model large scales are not well placed in space or time, they will be reproduced almost entirely by the RCM and the small scales will also be poorly placed. This result suggests that the large scales precondition the small scales and therefore it is necessary to provide the correct large-scale circulation at the lateral boundary of RCM in order to obtain the correct small scales too.

In this study, we focussed on the winter period over one region, the East coast of North America. It will be interesting to extend the study for other regions and seasons as well. For the summer season, we speculate that RCM will be less dependent on the

driving data and that LB simulations will be more similar to each other than to the IBBs. There are also several other interesting aspects that need to be further explored. For example, previous studies have shown that RCM-simulated climate is sensitive to the region modelled and to the size of the domain. It would therefore be particularly interesting to study regions with strong orographic forcing, where we speculate that a larger correction of small-scale errors will take place. A large domain simulation with increased resolution over regions with strong orographic forcing might also allow the RCM to correct some portion of the controlling large scales.

Acknowledgements

This research was done as a project within the Canadian Regional Climate Modeling Network (CRCM), financially supported by the Canadian Foundation for Climate and Atmospheric Sciences (CFCAS) and the Ouranos Consortium on Regional Climatology and Adaptation to Climate Change. The technical help of the Climate Simulations Team of Ouranos is greatly appreciated. We are also thankful to Mr. Claude Desrocher for maintaining a user-friendly computing environment.

Appendix

We present here a brief description of the Taylor diagram used by Denis et al. (2002b) to analyze separately the difference between the stationary and transient components of an RCM field. The space-time mean square difference $\langle \overline{d_{AB}^2} \rangle$ of two fields $A(x, y, t)$ and $B(x, y, t)$ can be split into three terms as

$$\langle \overline{d_{AB}^2} \rangle = d_{\langle \overline{A} \rangle \langle \overline{B} \rangle}^2 + d_{AB}^{*2} + \langle \overline{d_{AB}^{\prime 2}} \rangle. \quad (8)$$

The first term is associated with difference in the spatial average of the stationary terms and is normally small in RCM simulations. The second term on the right-hand side reflects differences in the stationary parts of the field and the last term reflects the differences in the transient parts of the field. The last two terms can be decomposed as

$$d_{AB}^{*2} = \sigma_A^{*2} + \sigma_B^{*2} + 2\sigma_A^* \sigma_B^* R_{AB}^* \quad (9)$$

and

$$\langle \overline{d_{AB}^{\prime 2}} \rangle = \langle \sigma_A^{\prime 2} \rangle + \langle \sigma_B^{\prime 2} \rangle + 2\langle \sigma_A^{\prime 2} \rangle^{1/2} \langle \sigma_B^{\prime 2} \rangle^{1/2} R_{AB}^{\prime e}, \quad (10)$$

where σ_A^{*2} is the spatial variance of the stationary part of the field A, R_{AB}^* represents the spatial correlation coefficient, $\sigma_A^{\prime 2}$ is the temporal variance of the simulated field A, and $R_{AB}^{\prime e}$ represent an equivalent temporal correlation coefficient,

$$R_{AB}'^e = \frac{\langle A'B' \rangle}{\sqrt{\langle A'^2 \rangle} \sqrt{\langle B'^2 \rangle}}. \quad (11)$$

Normalization of the two expressions (Eqs. 9 and 10) by the variance of the reference field (σ_B^{*2} and $\sigma_B'^2$) yields:

$$\frac{d_{AB}^{*2}}{\sigma_B^{*2}} = 1 + \frac{\sigma_A^{*2}}{\sigma_B^{*2}} + 2 \frac{\sigma_A^*}{\sigma_B^*} R_{AB}^* \quad (12)$$

and

$$\frac{\langle d_{AB}'^2 \rangle}{\langle \sigma_B'^2 \rangle} = 1 + \frac{\langle \sigma_A'^2 \rangle}{\langle \sigma_B'^2 \rangle} + 2 \frac{\langle \sigma_A'^2 \rangle^{1/2}}{\langle \sigma_B'^2 \rangle^{1/2}} R_{AB}'^e. \quad (13)$$

The analogy of Eqs. 12 and 13 with the law of cosines,

$$c^2 = a^2 + b^2 - 2ab \cos \varphi, \quad (14)$$

allows representation of these two equations in a Taylor diagram.

Fig. A1 shows a general case of a Taylor diagram. In this study, we use Taylor diagrams for the differences in the stationary (Eq. 12) and in the transient components (Eq. 13) of the fields. The x-axis correspond to the relative mean square difference

$\frac{d_{AB}^{*2}}{\sigma_B^{*2}} \left(\frac{\langle d_{AB}'^2 \rangle}{\langle \sigma_B'^2 \rangle} \right)$, the y-axis to the ratio of spatial (spatially averaged temporal)

variances of the stationary (total) part of fields $\frac{\sigma_A^{*2}}{\sigma_B^{*2}} \left(\frac{\langle \sigma_A'^2 \rangle}{\langle \sigma_B'^2 \rangle} \right)$, and the azimuthal

position of the point to the spatial (equivalent temporal) correlation coefficient between the stationary (total) parts of field $R_{AB}^* (R_{AB}'^e)$. A perfect simulation would be characterized by zero relative mean square difference, a ratio of variances of 100% and a correlation coefficient of 100 %, and would correspond to the origin of the diagram (O in Fig. App1). For more details see Denis et al. (2002b).

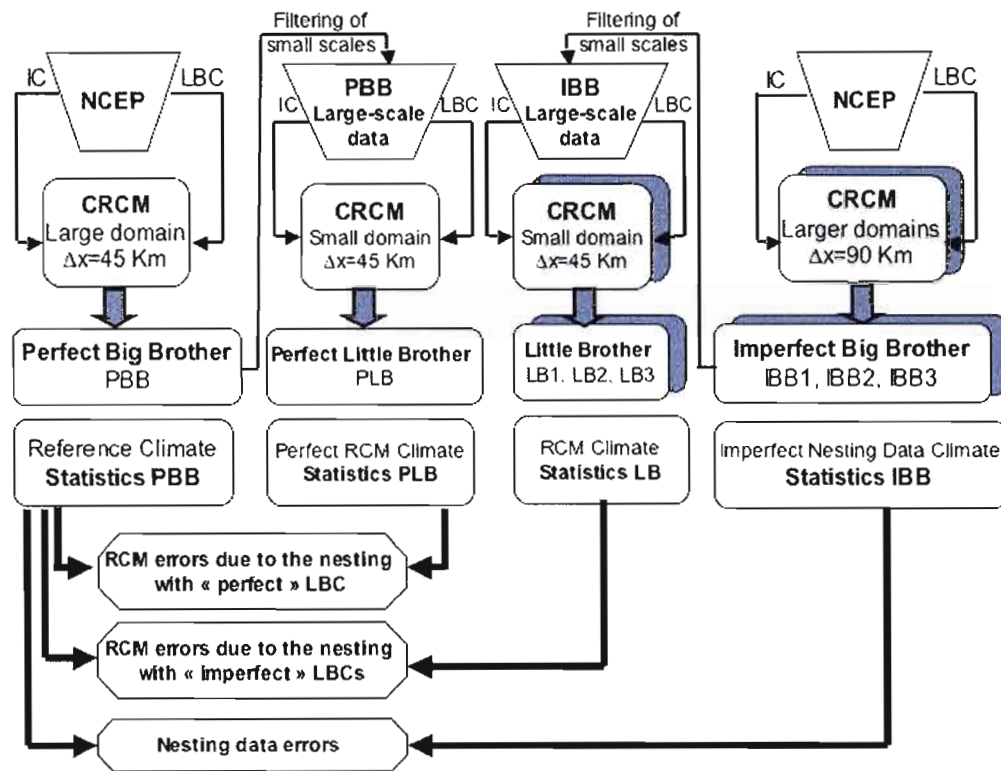


FIG. 1. Schematic of the Imperfect Big-Brother Experimental protocol. The initial conditions (IC) and lateral boundary conditions (LBC) for nesting the large-domain BB are obtained from NCEP Reanalyses, while those for nesting small-domain LB are obtained by filtering the small scales of the Big-Brother simulations. Errors analyses are performed over the Little-Brother domain, excluding the lateral nesting zone.

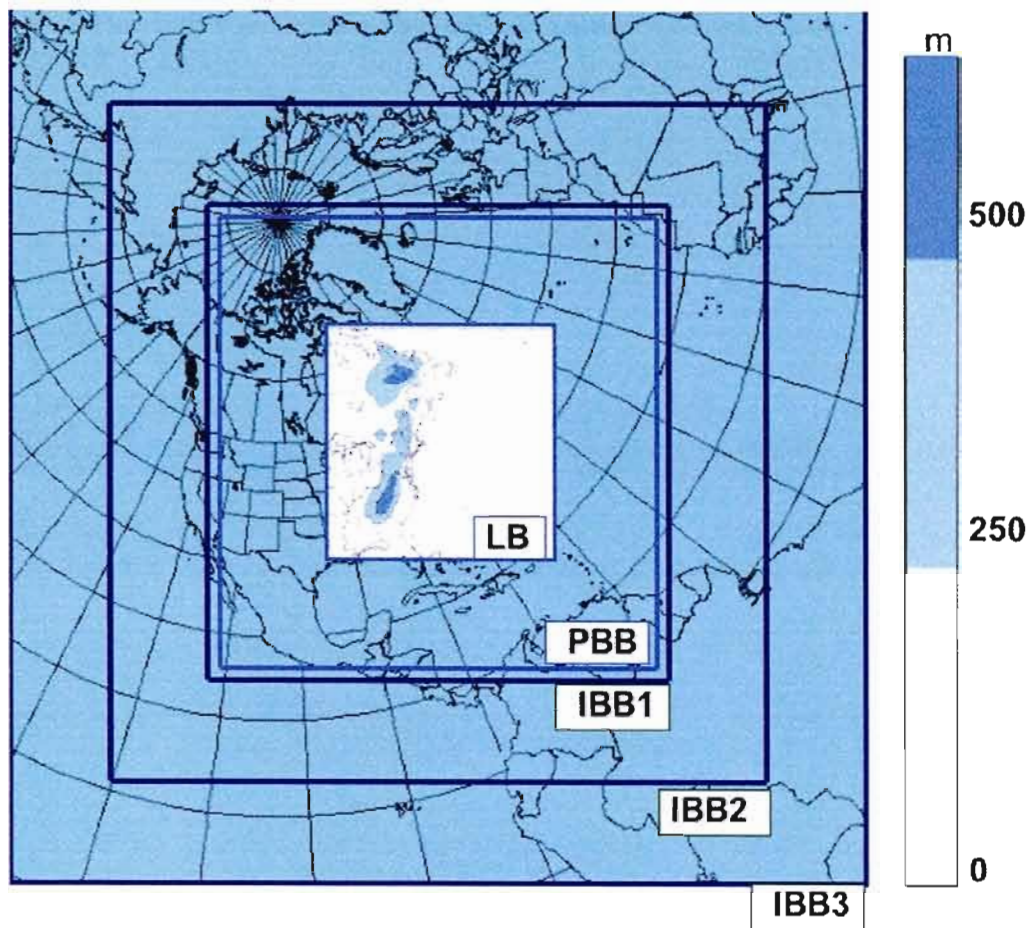


FIG. 2. The computational domains for Perfect Big Brother (PBB), Imperfect Big Brother (IBB1, IBB2 and IBB3) and Little Brother (LB). Topographic height (m) is also shown for LB domain.

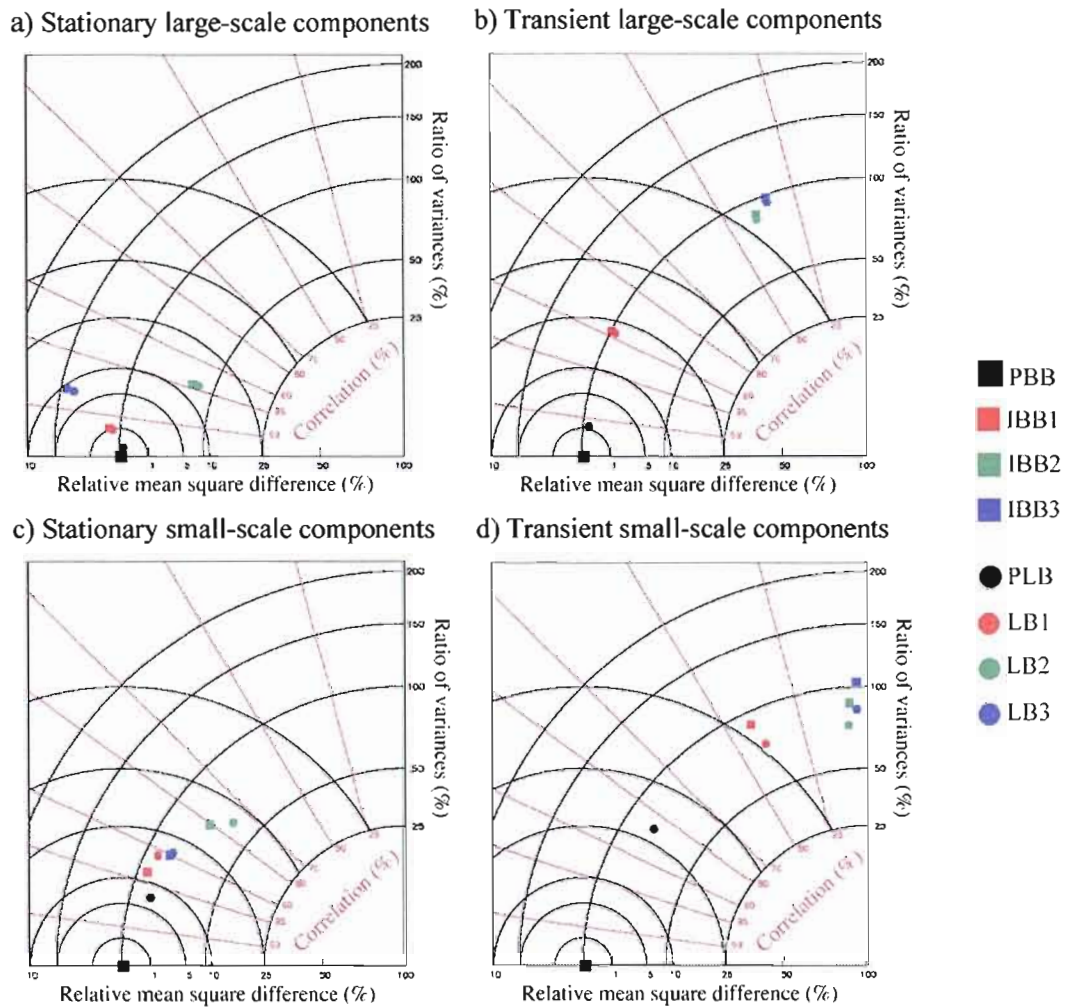


FIG 3. Summary Taylor diagrams showing the errors induced in the IBB and LB for the *mlsf* fields, for the stationary (left panels) and transient (right panels) parts of the large-scale (top panel) and small-scale (bottom panel) components of the field. The squares correspond to BB fields and circles to LB fields.

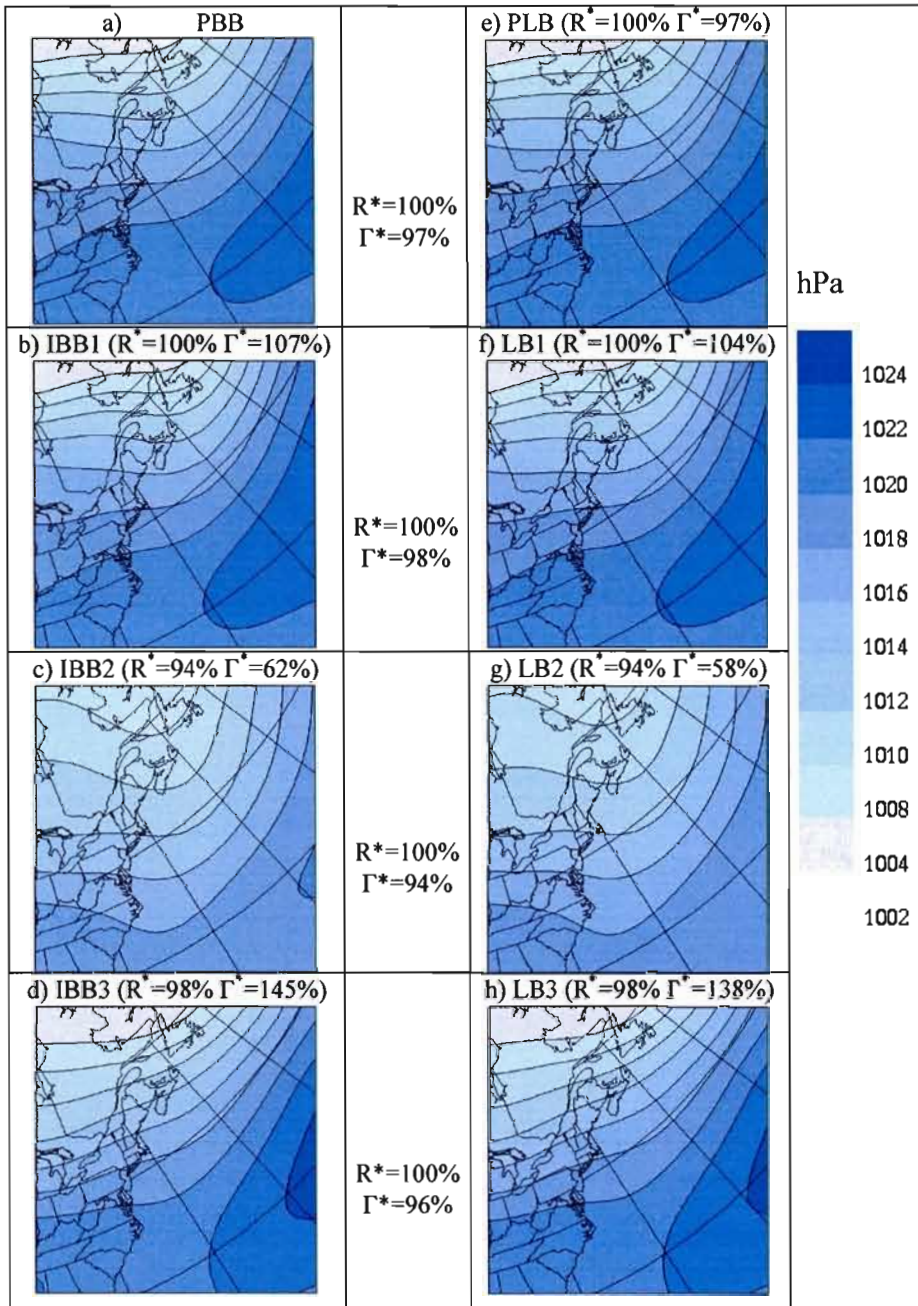


FIG 4. Time average large-scale *mslp* (hPa) field for PBB and IBBs are shown on the left-side panels and that for the LBs on the right-side panels. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between PBB (fig. a) and IBBs are given in the subtitles. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.

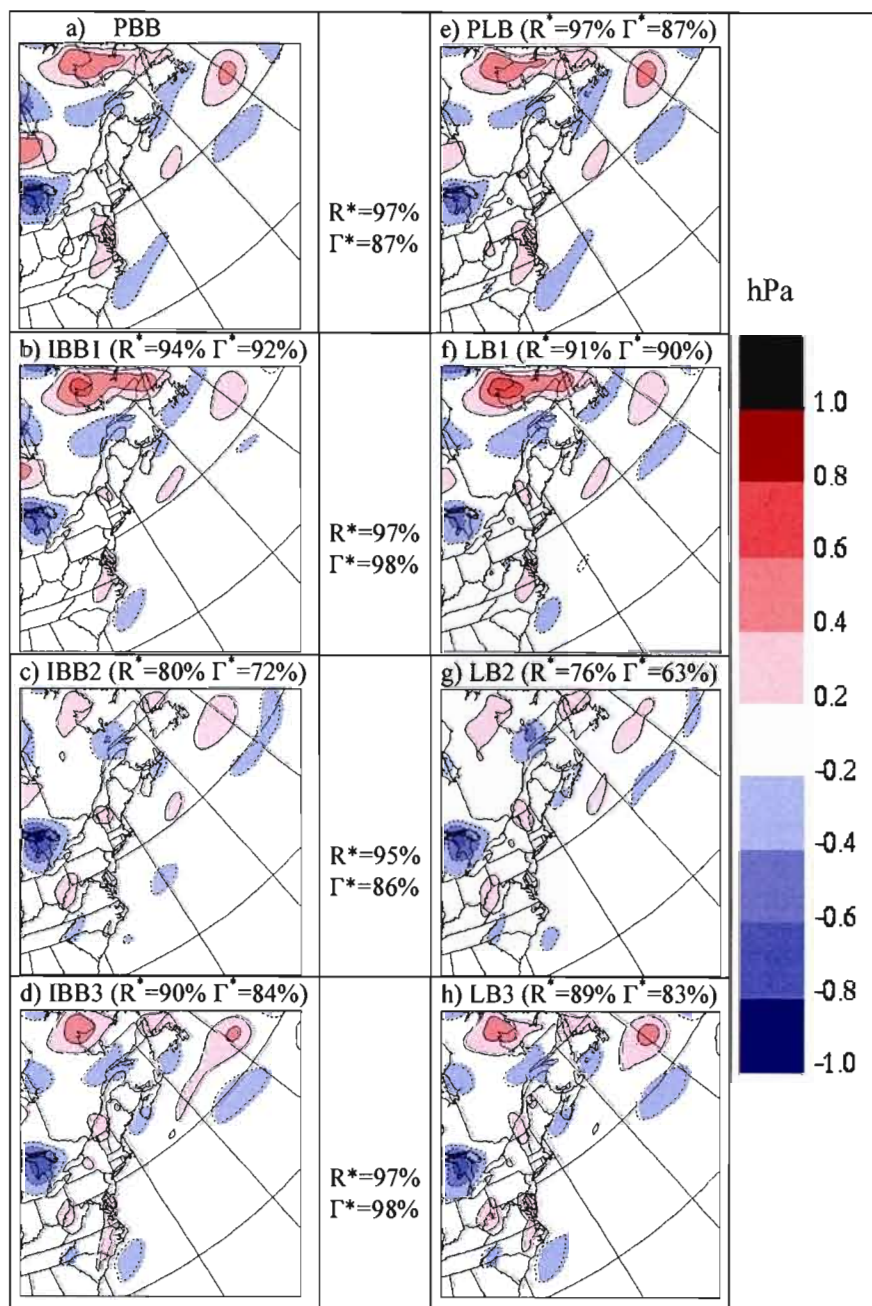


FIG 5. Time average small-scale *mslp* (hPa) field for PBB and IBBs are shown on the left-side panels and that for the LBs on the right-side panels. Negative contours are shown dotted. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between PBB (fig. a) and IBBs are given in the subtitles. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.

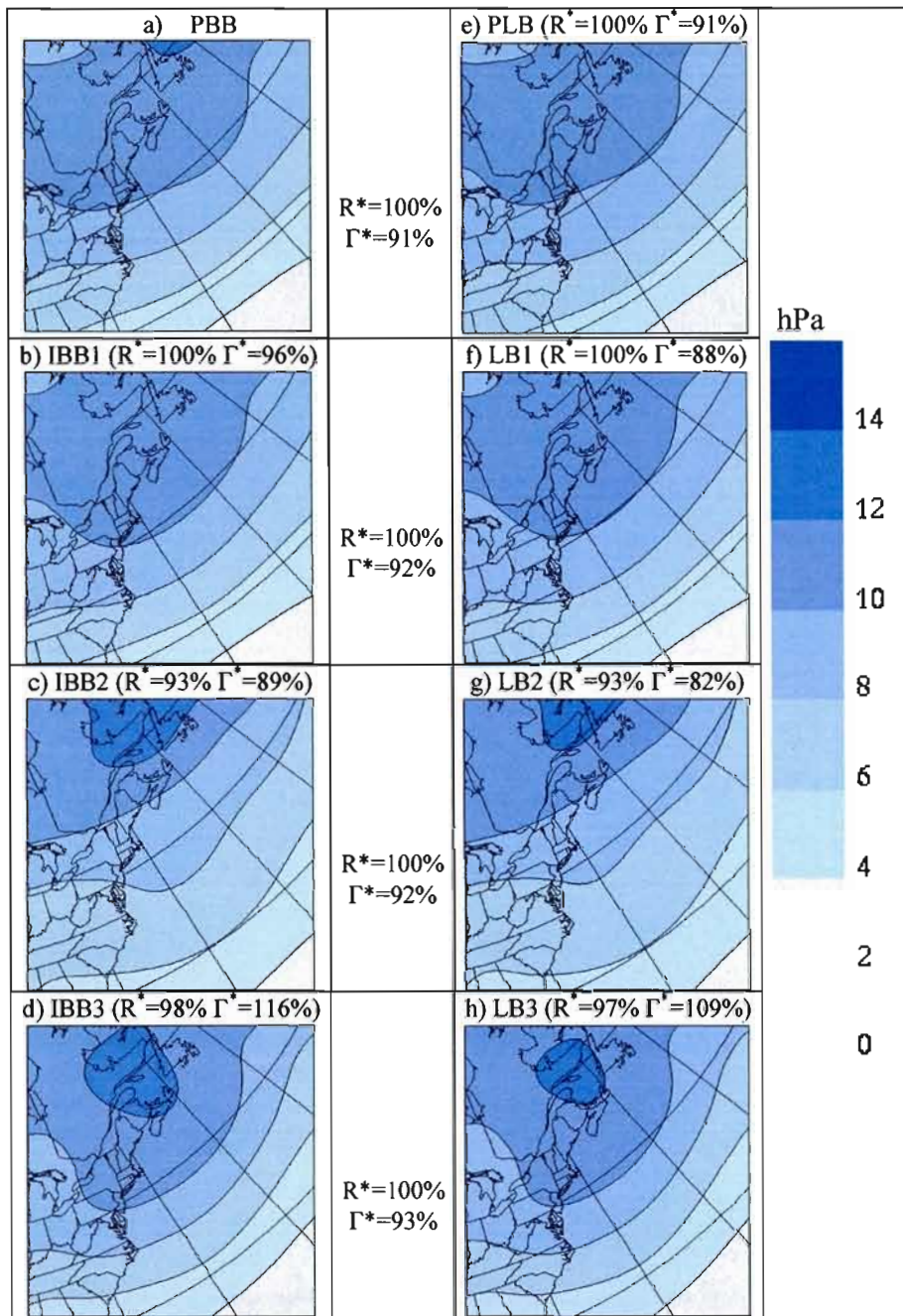


FIG 6. Transient standard deviations of the large-scale *mslp* (hPa). Spatial correlation coefficients and the ratio of spatial variances between IBB/LB transient standard deviations and PBB transient standard deviations are given in the subtitles. The corresponding statistical coefficients between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.

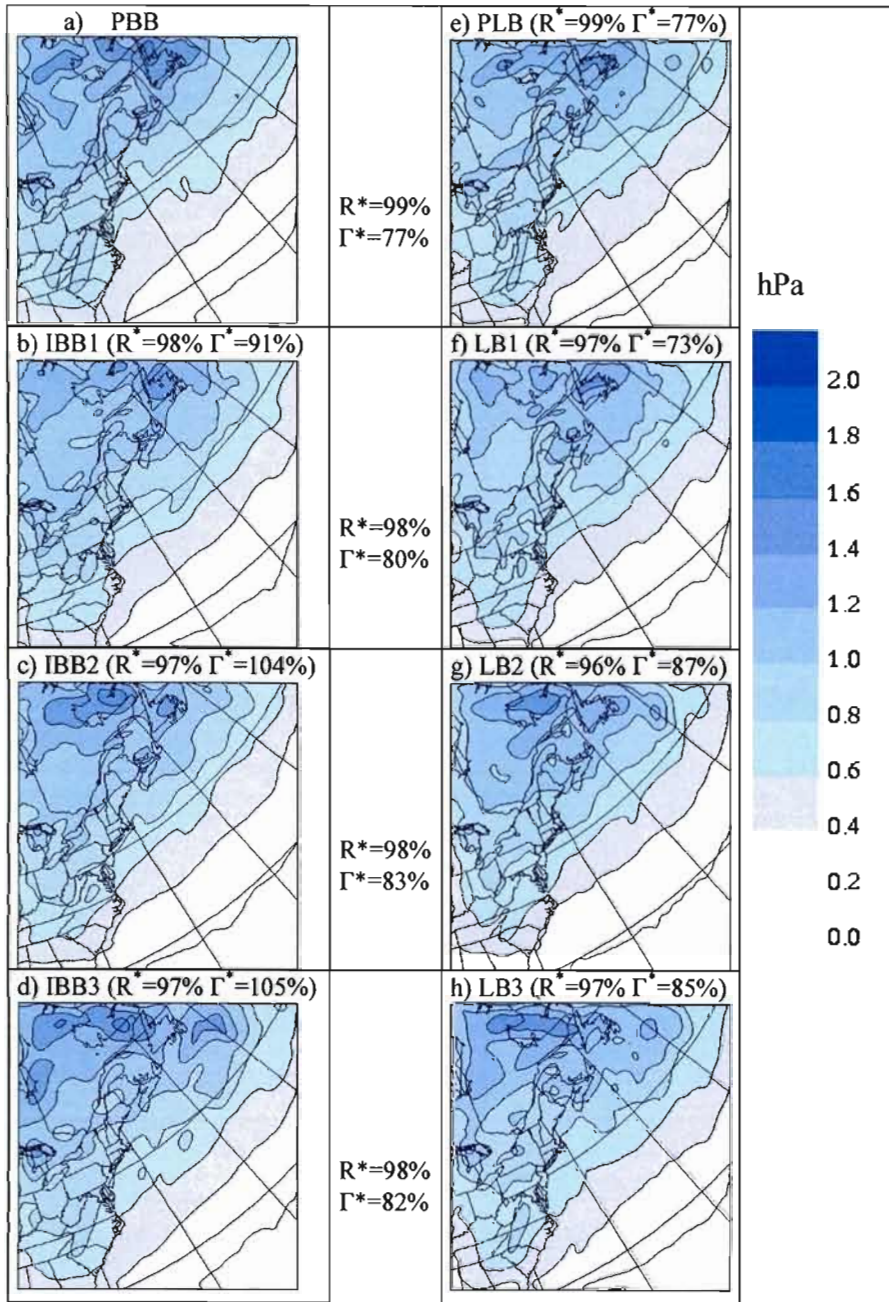


FIG 7. Transient standard deviations of the small-scale *mslp* (hPa). Spatial correlation coefficients and the ratio of spatial variances between IBB/LB transient standard deviations and PBB transient standard deviations are given in the subtitles. The corresponding statistical coefficients between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.

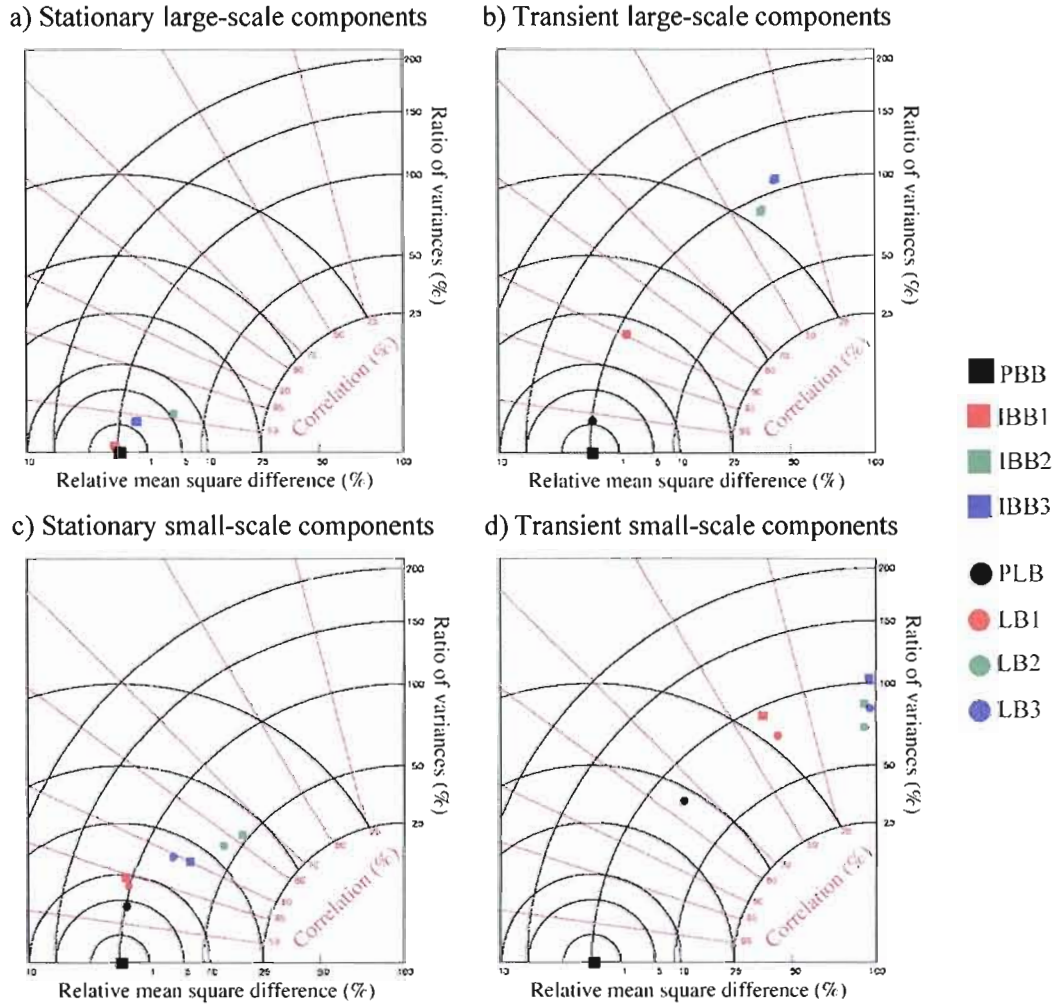


FIG 8. Summary Taylor diagrams showing the errors induced in the IBB and LB for the 850hPa-level temperature fields, for the stationary (left panels) and transient (right panels) parts of the large-scale (top panel) and small-scale (bottom panel) components of the field. The squares correspond to BB fields and circles to LB fields.

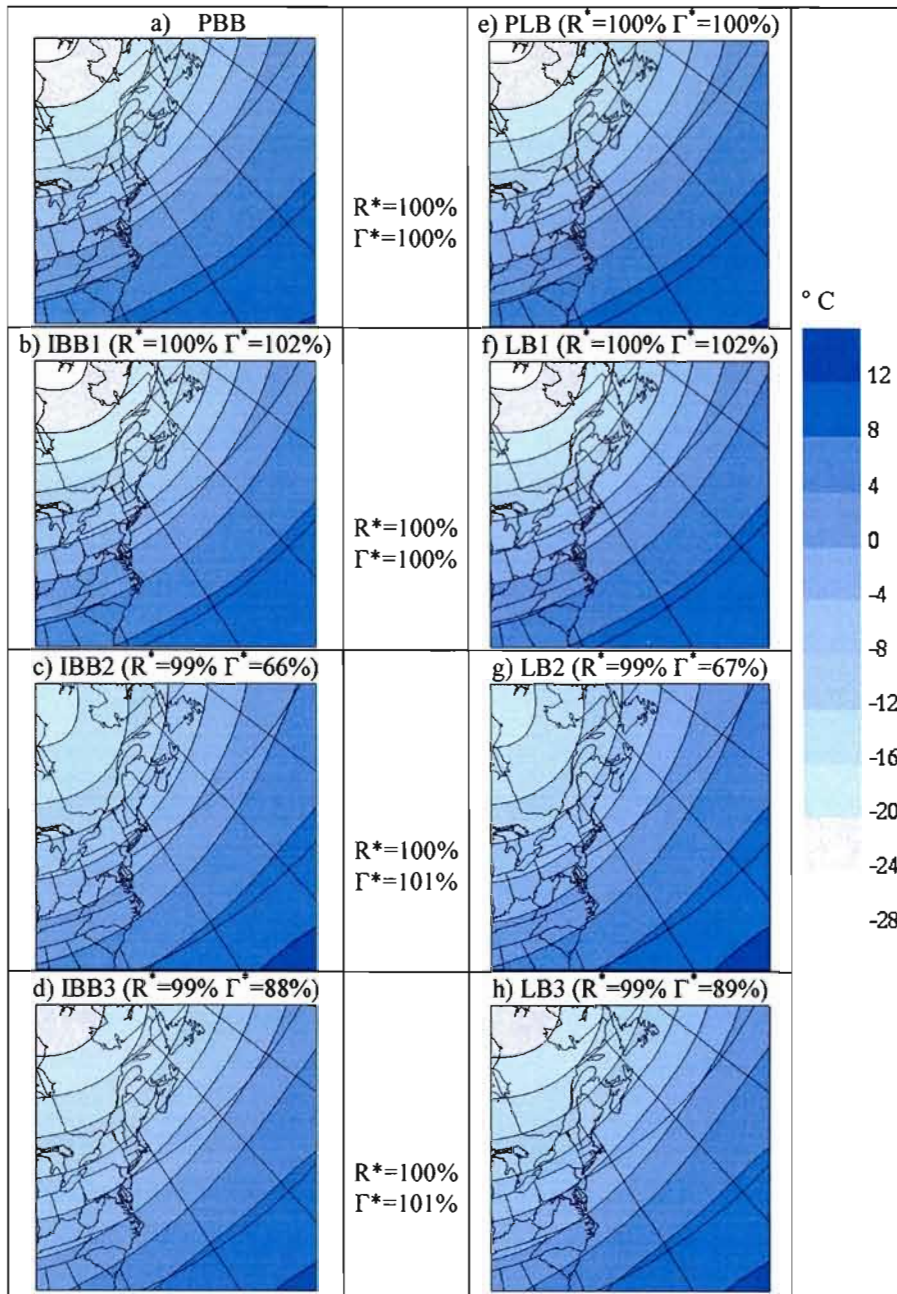


FIG 9. Time average large-scale for 850hPa-level temperature ($^{\circ}$ C) field for PBB and IBBs are shown on the left-side panels and that for the LBs on the right-side panels. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between PBB (fig. a) and IBBs are given in the subtitles. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.

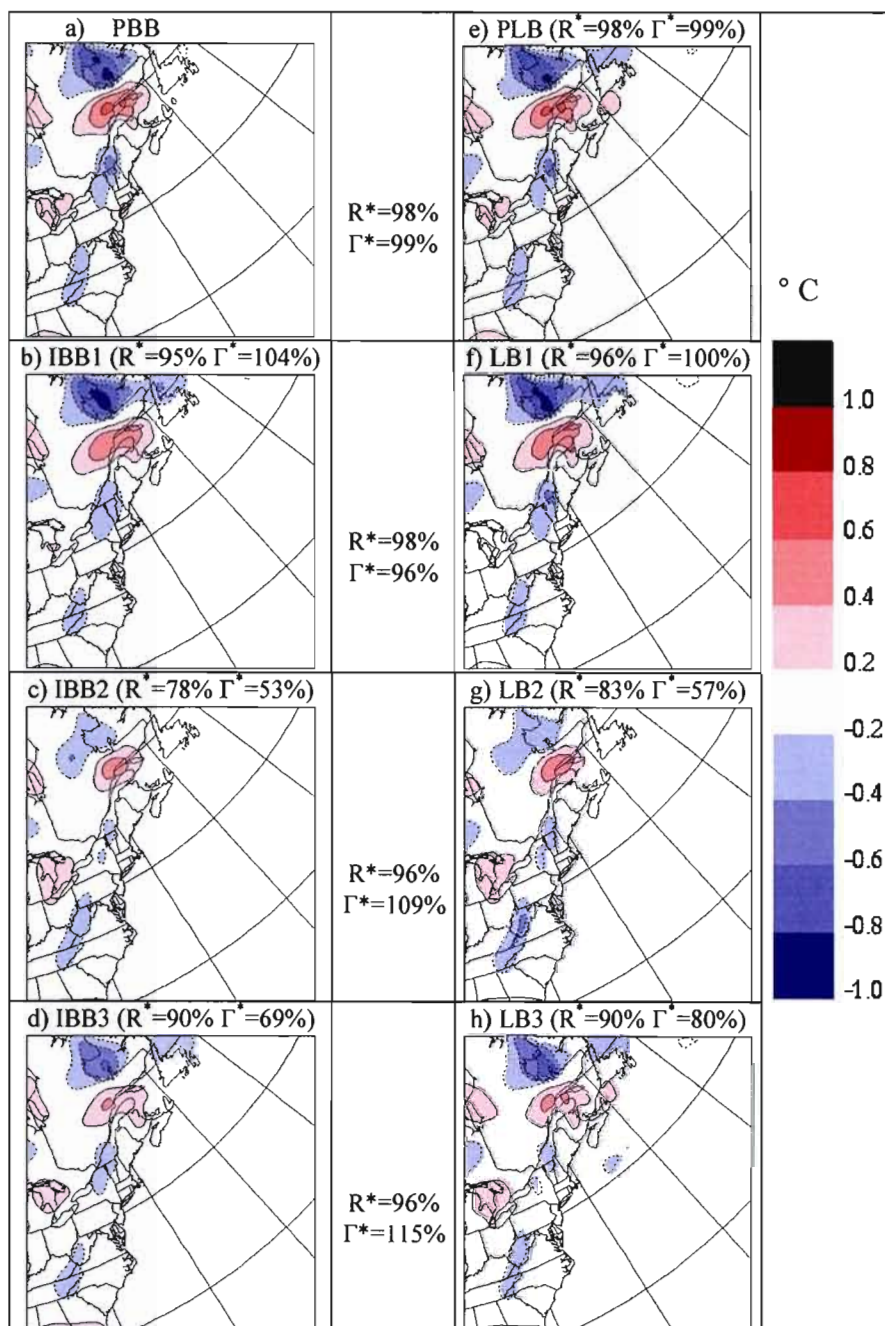


FIG 10. Time average small-scale for 850hPa-level temperature ($^{\circ}\text{C}$) field for PBB and IBBs are shown on the left-side panels and that for the LBs on the right-side panels. Negative contours are shown dotted. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between PBB (fig. a) and IBBs are given in the subtitles. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.

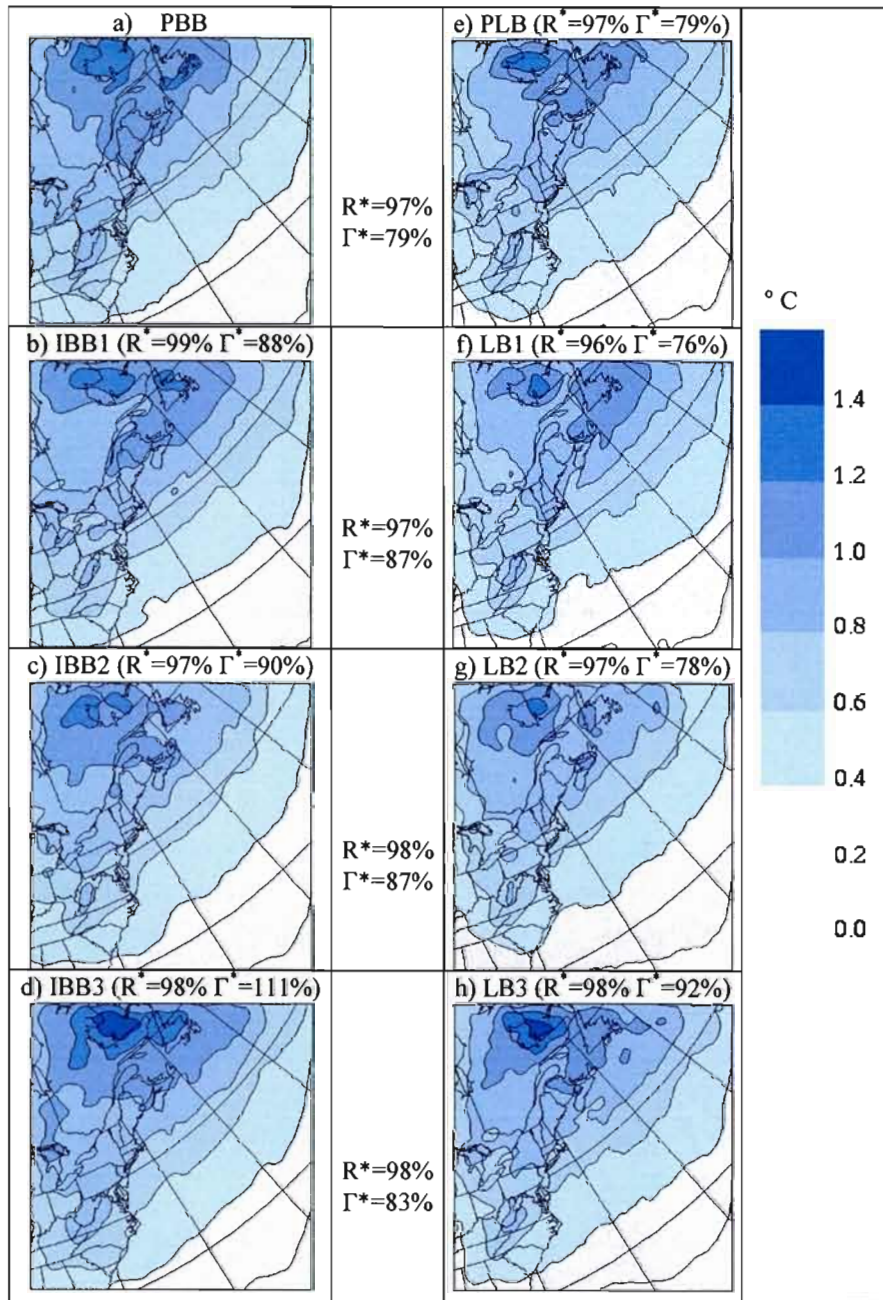


FIG 12. Transient standard deviations of the small-scale for 850hPa-level temperature ($^{\circ}$ C). Spatial correlation coefficients and the ratio of spatial variances between IBB/LB transient standard deviations and PBB transient standard deviations are given in the subtitles. The corresponding statistical coefficients between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.

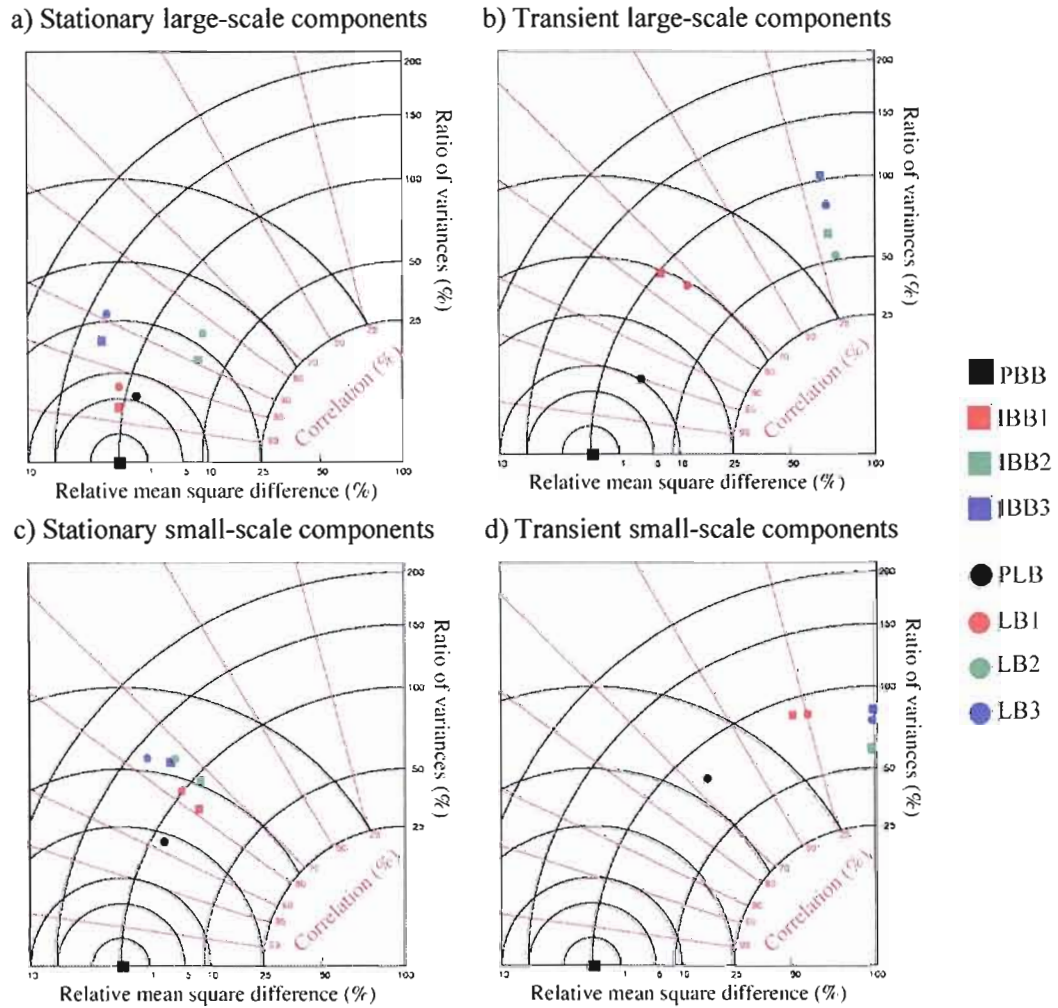


FIG 13. Summary Taylor diagrams showing the errors induced in the IBB and LB for precipitation rate fields, for the stationary (left panels) and transient (right panels) parts of the large-scale (top panel) and small-scale (bottom panel) components of the field. The squares correspond to BB fields and circles to LB fields.

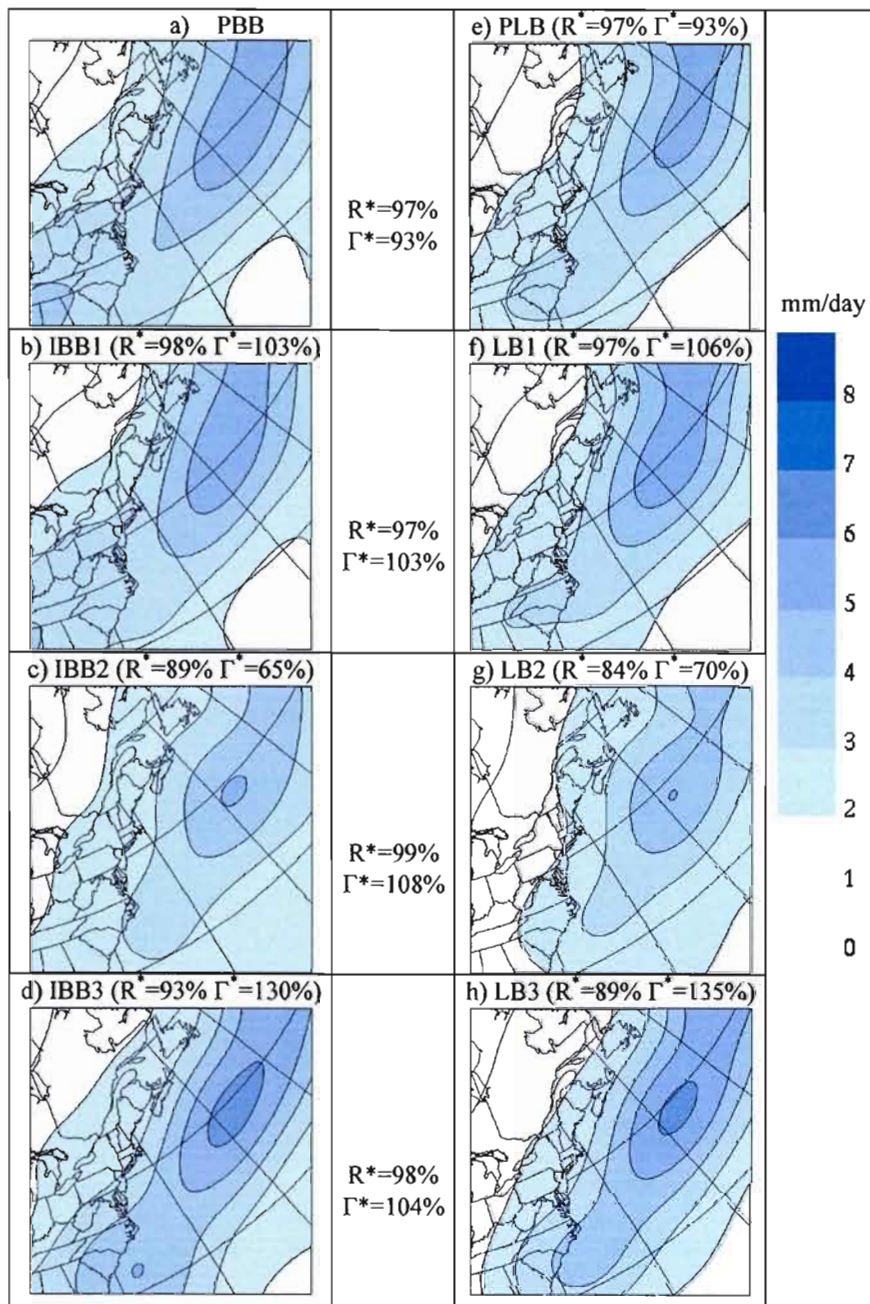


FIG 14. Time average large-scale for precipitation rate fields (mm/day) for PBB and IBBs are shown on the left-side panels and that for the LBs on the right-side panels. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between PBB (fig. a) and IBBs are given in the subtitles. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.

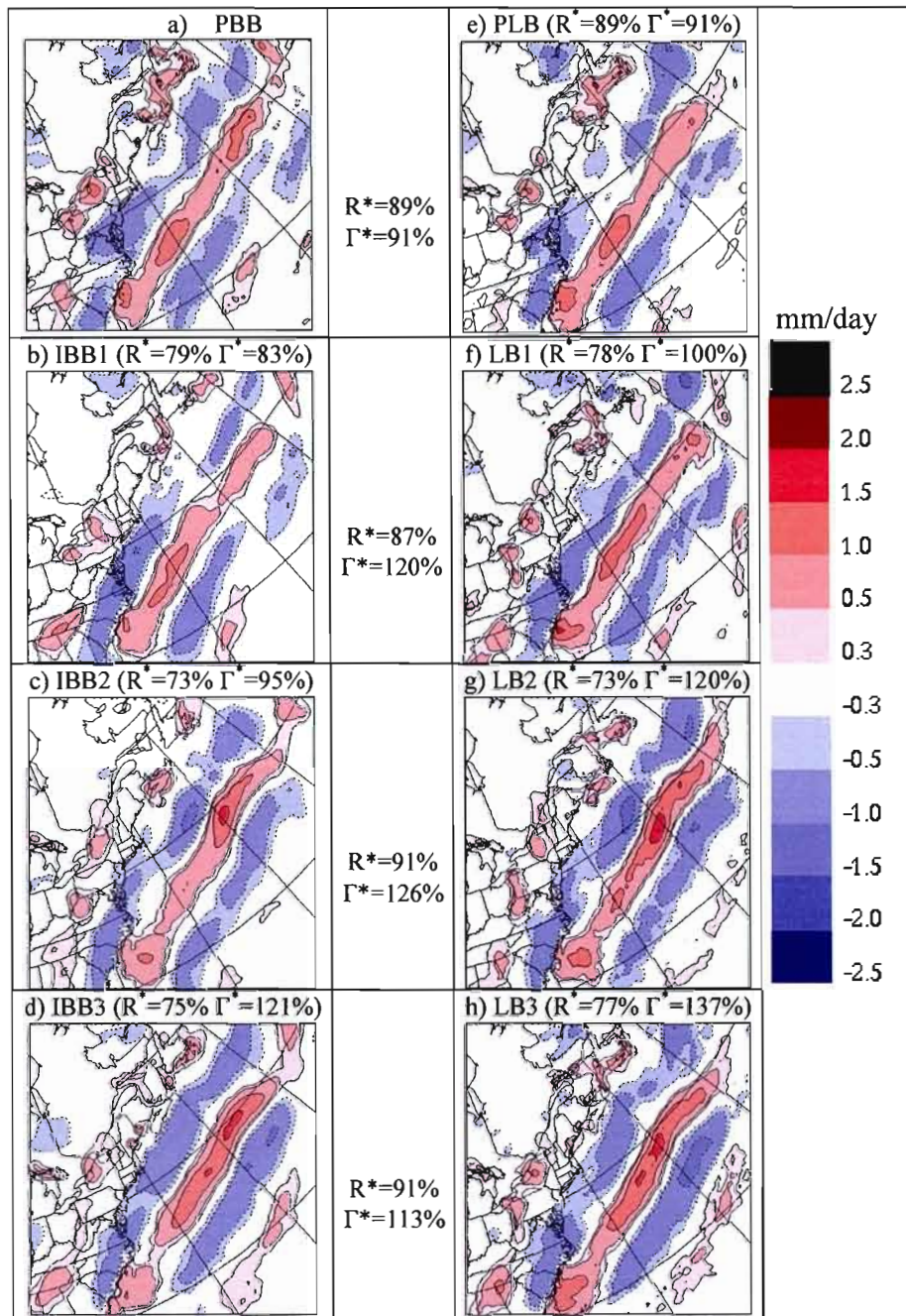


FIG 15. Time average small-scale for precipitation rate fields (mm/day) for PBB and IBBs are shown on the left-side panels and that for the LBs on the right-side panels. Negative contours are shown dotted. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between PBB (fig. a) and IBBs are given in the subtitles. Spatial correlation coefficients and ratio of spatial variances between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.

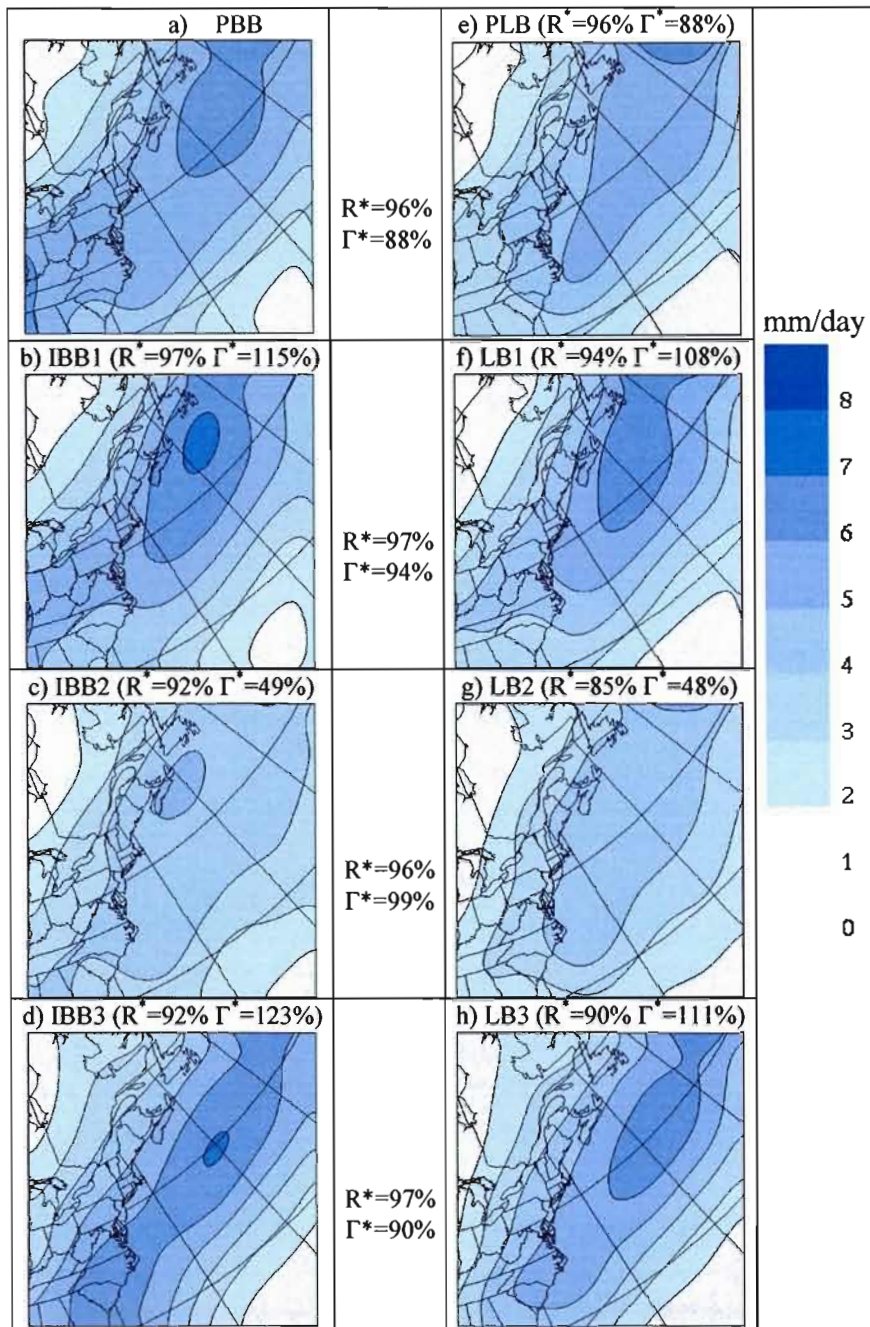


FIG 16. Transient standard deviations of the large-scale for precipitation rate fields (mm/day). Spatial correlation coefficients and the ratio of spatial variances between IBB/LB transient standard deviations and PBB transient standard deviations are given in the subtitles. The corresponding statistical coefficients between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.

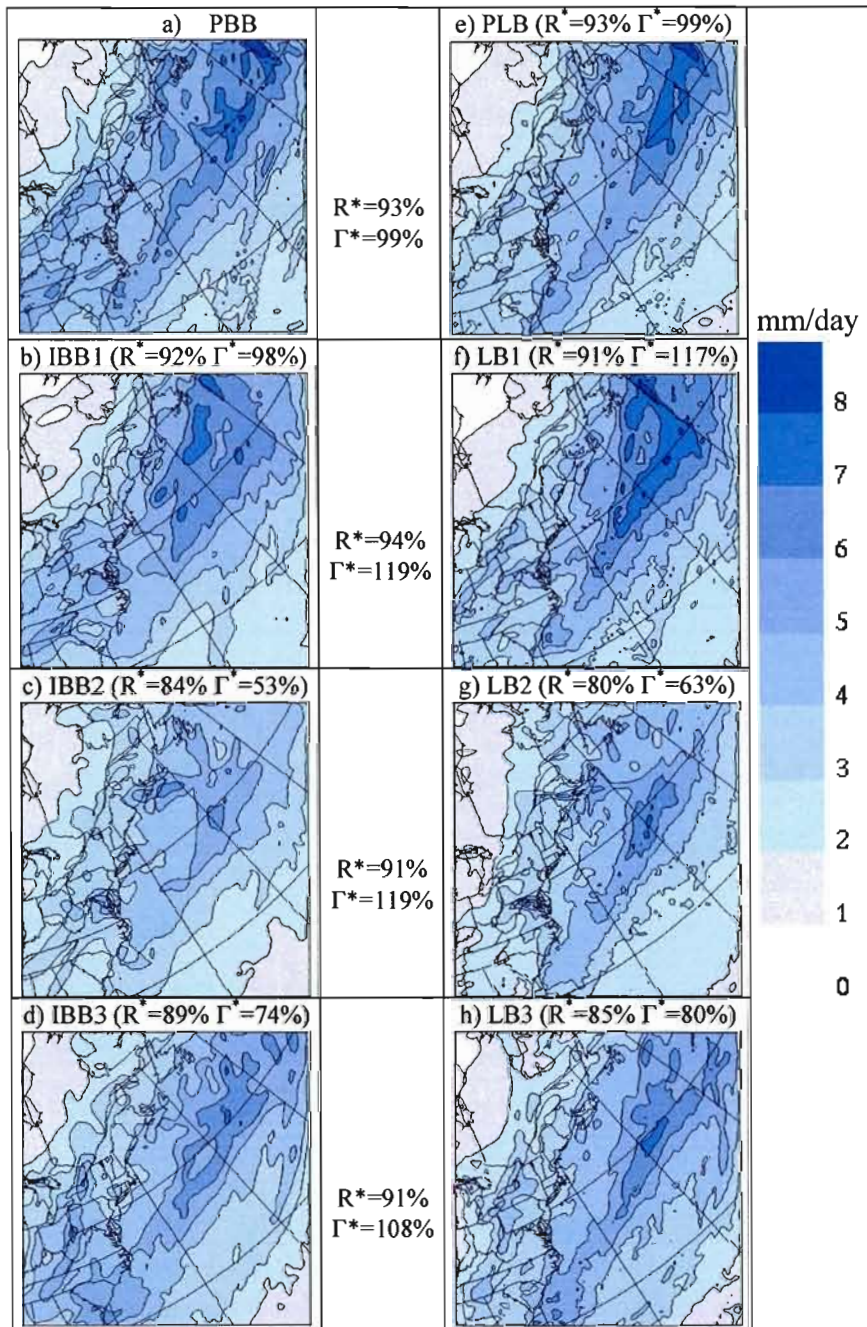


FIG 17. Transient standard deviations of the small-scale for precipitation rate fields (mm/day). Spatial correlation coefficients and the ratio of spatial variances between IBB/LB transient standard deviations and PBB transient standard deviations are given in the subtitles. The corresponding statistical coefficients between each IBB and corresponding LB are indicated in between the right and left panels.

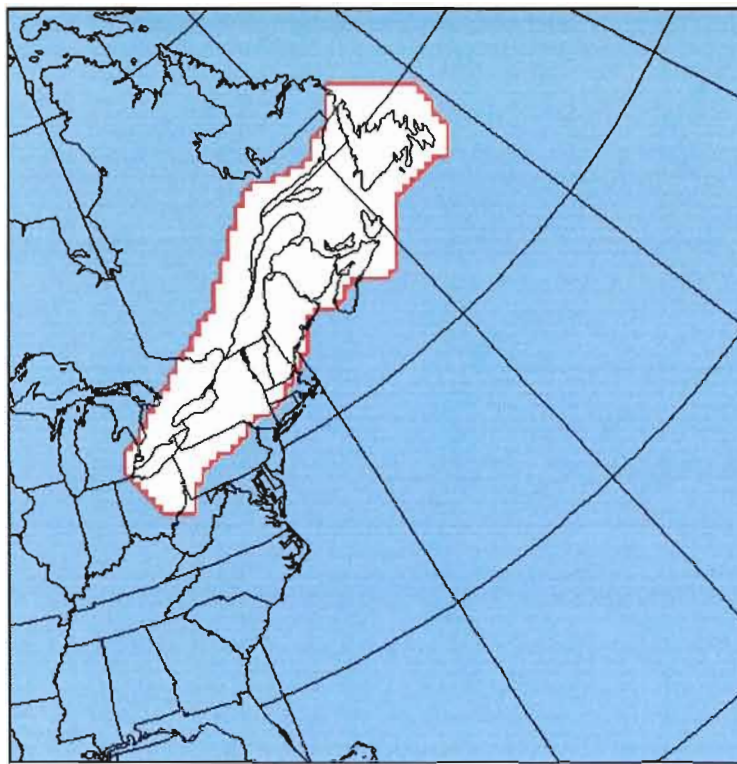


FIG. 18. LB domain with the region of reduced stationary small-scale errors in precipitation shown highlighted.

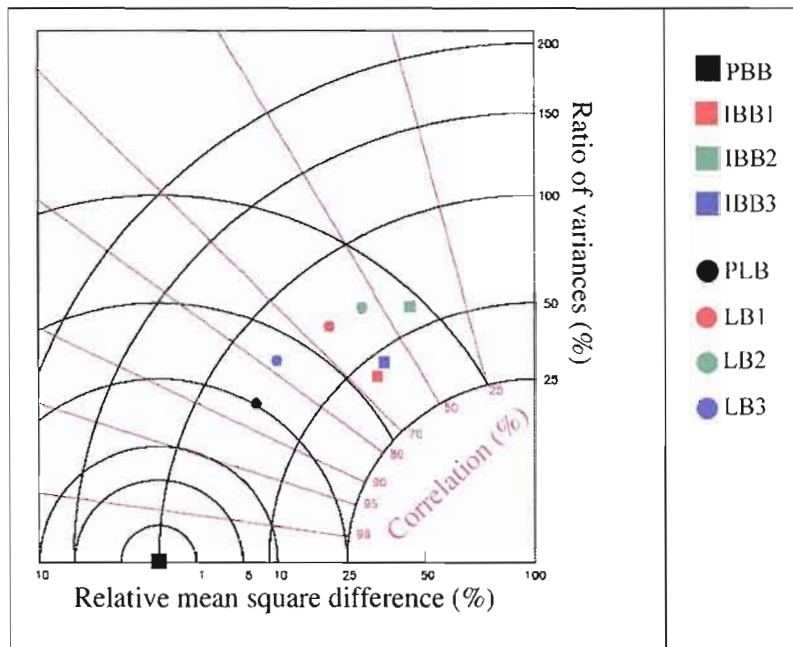


FIG. 19. Taylor diagram showing the correction of IBB errors for the stationary small-scale precipitation rate fields over the region presented in Fig. 18. The squares correspond to BB fields and circles to LB fields.

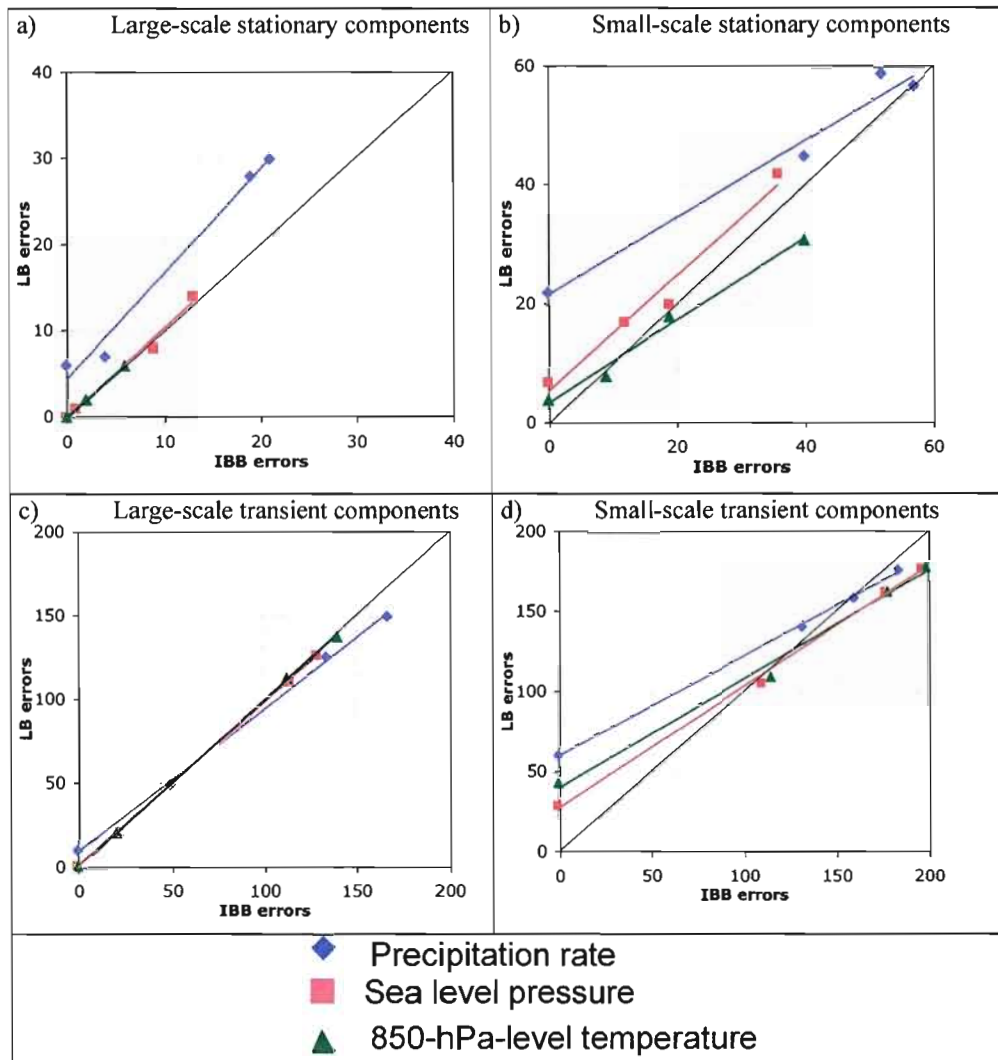


FIG 20. LB errors (on y-axis) vs. IBB errors (on x-axis) for the large-scale, (a) and (c), and small-scale, (b) and (d), components of the fields. The stationary errors, (a) and (b), are represented by the relative mean square difference $\frac{d_{AB}^{*2}}{\sigma_B^{*2}}$. The transient

errors, (c) and (d), are represented by the relative mean square difference $\frac{\langle d_{AB}^{\prime 2} \rangle}{\langle \sigma_B^{\prime 2} \rangle}$.

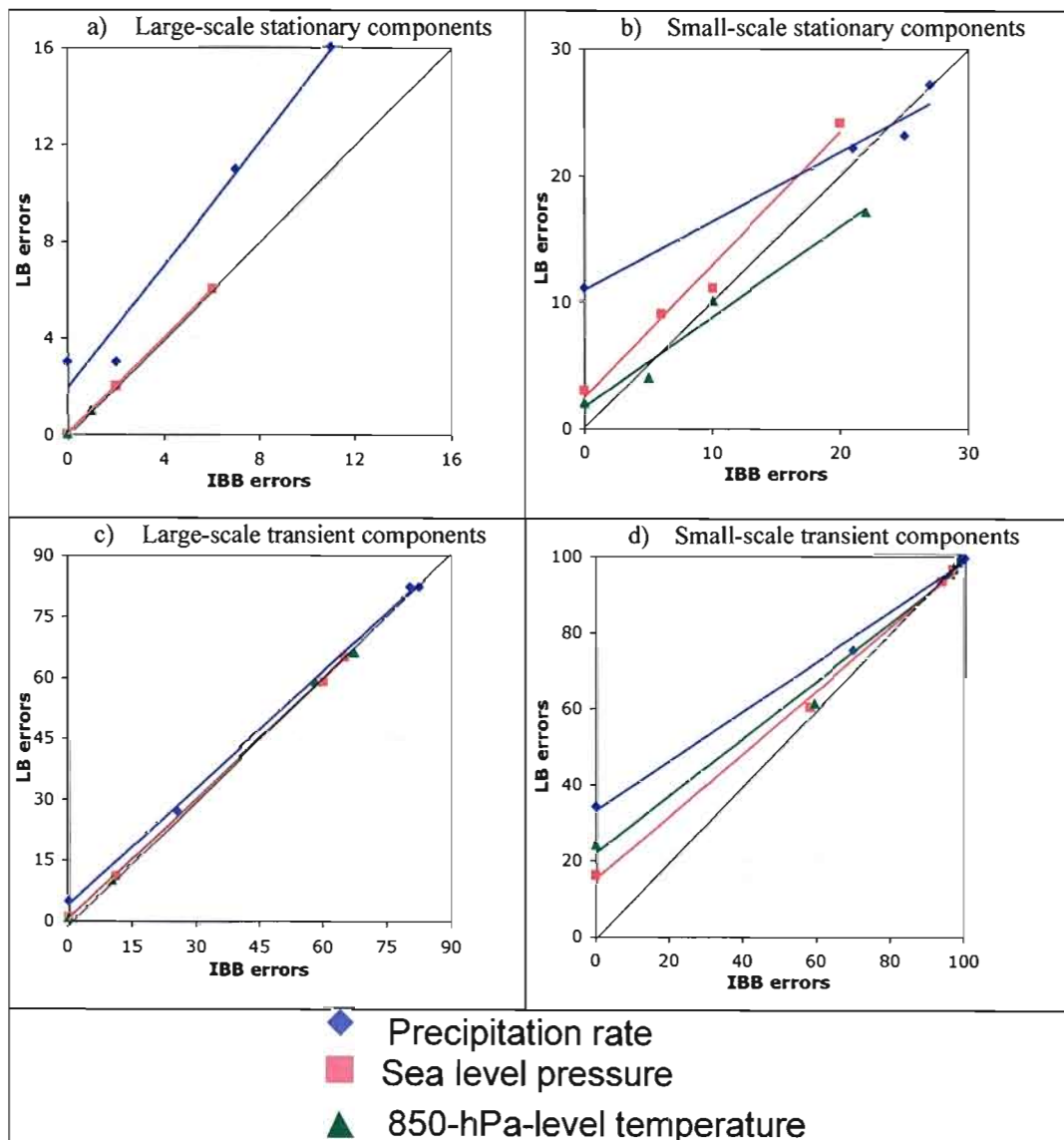


FIG 21. LB errors (on y-axis) vs. IBB errors (on x-axis) for large-scale, (a) and (c), and small-scale, (b) and (d), components of the fields. The stationary errors, (a) and (b), are represented by $(1-R^*)\%$. The transient errors, (c) and (d), are represented by $(1-R^e)\%$.

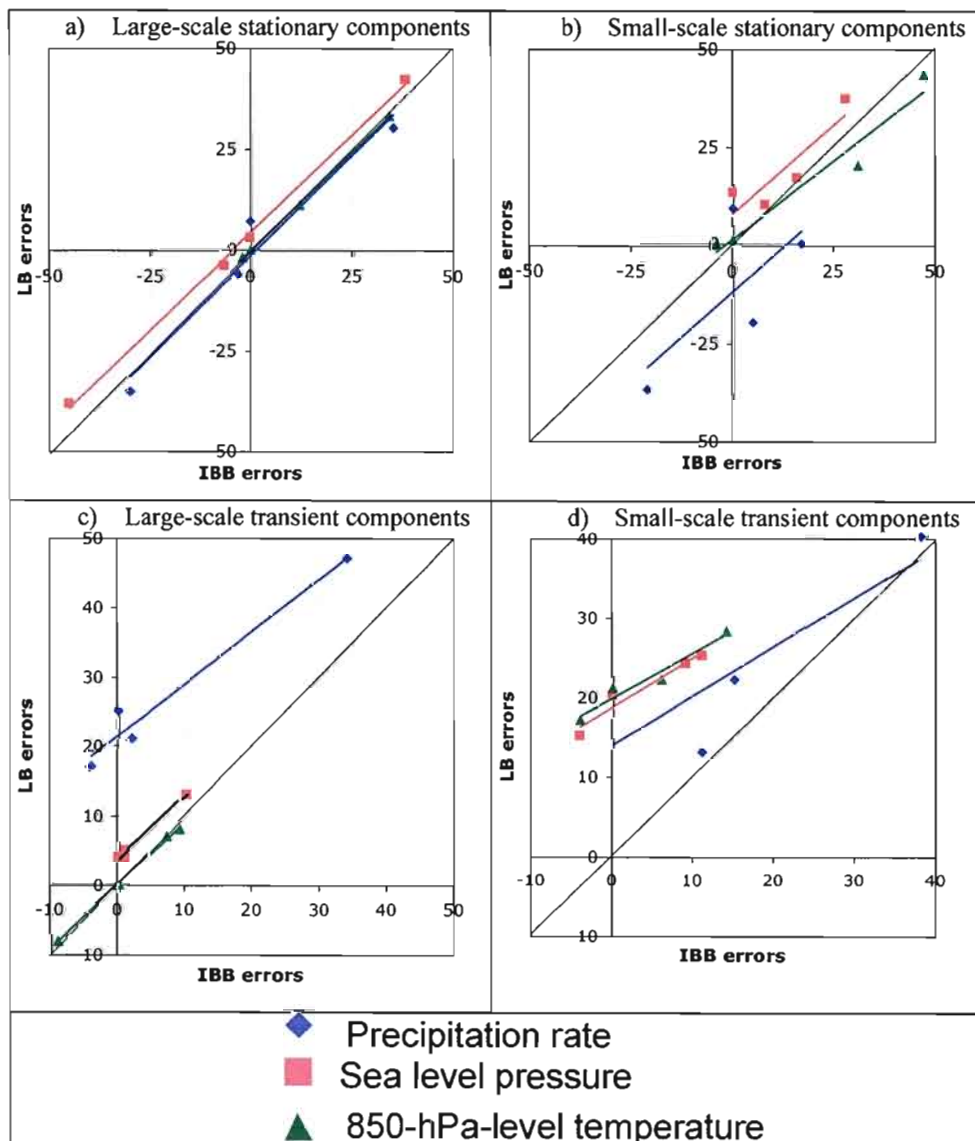


FIG 22. LB errors (on y-axis) vs. IBB errors (on x-axis) for the large-scale, (a) and (c), and small-scale, (b) and (d), components of the fields. The stationary errors, (a) and (b), are represented by $(100-\Gamma^*)\%$. The transient errors, (c) and (d), are represented by $(100-\Gamma')\%$.

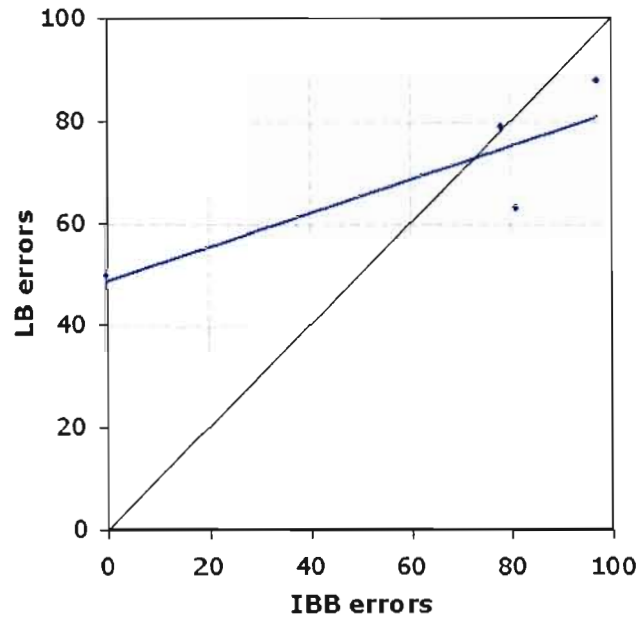


FIG 23. LB errors (on y-axis) vs. IBB errors (on x-axis) for the stationary small-scale components of the precipitation rate fields over the region presented in Fig. 18. The errors are represented by the relative mean square difference $\frac{d_{AB}^{*2}}{\sigma_B^{*2}}$.

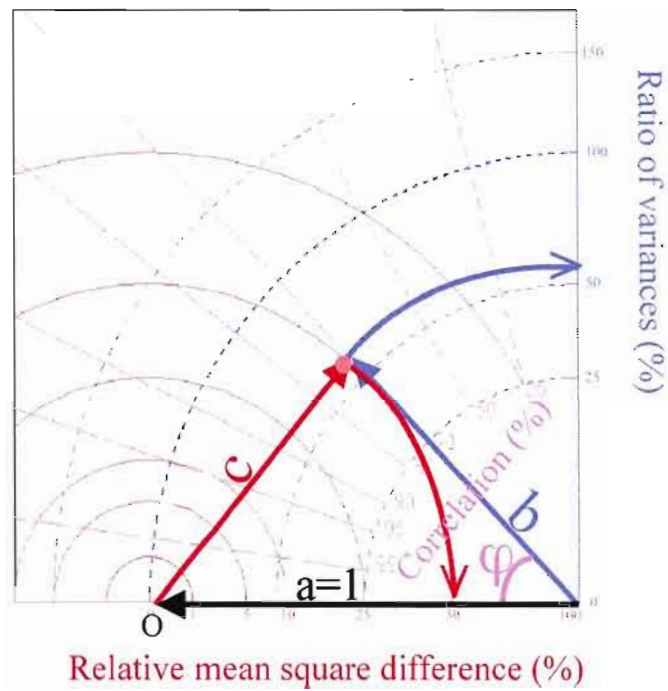


FIG. App1. The Taylor diagram as used in this paper. The radial distance c from the origin O of the abscissa is proportional to the relative mean square difference. The ratio of variance is shown as the radial distance b from lower-right corner, and the correlation is given by the azimuthal position (φ).

CONCLUSION

Le principal objectif de cette étude a été d'analyser la réponse d'un MRC aux erreurs contenues dans les données de pilotage. La nécessité de cette étude a été imposée par le fait que, dans les projections sur les changements climatiques, les simulations sont réalisées avec un MRC piloté à ses frontières par des données qui proviennent d'un MCGC, et ces données, évidemment, contiennent des erreurs. Nous avons analysé si le MRC amplifiait ou atténuait ces erreurs, et quelles étaient les répercussions des erreurs à grande échelle sur les petites échelles générées par le MRC.

L'approche utilisée dans cette étude suit le protocole EGF développé par Denis et al. (2002b). Il permet de séparer les erreurs dues au pilotage des autres erreurs du modèle et d'évaluer les petites échelles développées par un MRC. La méthode propose comme climat de référence un climat virtuel qui est le résultat d'une simulation MRC à haute résolution sur un grand domaine : le GFP. Pour introduire d'une manière contrôlée des erreurs dans les données du pilote, erreurs qui sont en concordance avec les erreurs existant dans les données de sortie d'un MCGC, un ensemble de simulations MRC a été réalisé sur des domaines de plus en plus grands et avec une résolution plus faible : les GFI. Les grandes échelles qui proviennent de ces simulations ont été obtenues à l'aide d'un filtre qui enlève toutes les échelles plus petites que 1225 km. Elles ont constitué l'ensemble des données imparfaites qui a été utilisé pour piloter un autre ensemble de simulations MRC à haute résolution sur un domaine plus petit : les PF. Les différences entre les statistiques climatiques des simulations du GFI et celles du GFP ont illustré les erreurs contenues dans les données de pilotage. La comparaison entre les statistiques climatiques des simulations

du PF et celles du GFP a permis d'évaluer les erreurs du MRC imputables au pilotage avec des données imparfaites.

Les simulations couvrent la Côte Est de l'Amérique Nord pour cinq mois de février (de 1990 à 1994). Elles ont été réalisées avec le Modèle Régional Canadien du Climat. Nous avons opté pour la configuration « opérationnelle » des CFL de MRCC, qui est de T30 résolution spatiale et intervalle temporel de mise à jours des CFL de 6 heures. Les études antérieures réalisées par Denis et al. (2002b et 2003) ont montré que le climat développé par MRCC piloté avec des données « parfaites », configuration « opérationnelle », est très proche du climat de la référence. L'analyse statistique a été appliquée sur le domaine commun du PF sans la zone éponge. On a utilisé les diagrammes de Taylor pour mettre en évidence les différences entre l'ensemble de simulations GFI/PF et le champ de référence représenté par le GFP, pour les composantes stationnaires de même que pour les composantes transitoires. Trois champs météorologiques ont été analysés : la pression au niveau moyen de la mer, la température au niveau de 850 hPa et le taux de précipitation totale.

Notre étude montre les résultats suivants :

- Les erreurs caractéristiques aux grandes échelles pour les champs de pression au niveau moyen de la mer et de la température au niveau de 850 hPa, de l'ensemble des simulations GFI, sont presque entièrement reproduites par les PF correspondants, pour la partie stationnaire et la partie transitoire. Les grandes échelles du GFI pour le champ de pression au niveau moyen de la mer et de la température au niveau de 850 hPa participent directement au processus de pilotage du PF.

- Pour le champ de taux de précipitation totale, champ qui est le résultat d'une série des processus physiques et dynamiques complexes, les grandes échelles du PF sont caractérisées par une certaine perte de corrélation spatiale et de variance temporelle en comparaison avec les GFI correspondants. Les résultats plus faibles obtenus pour le taux de précipitation totale du PF, sont dus au déplacement du patron de précipitations du PF vers le Nord, déplacement causé par la vitesse verticale mise au zéro aux frontières latérales du MRCC. Par contre, les PF reproduisent en général le même patron de précipitations que leur GFI. Nous avons essayé de diminuer l'effet de ce « spin-up » spatial en réalisant une analyse sur une région restreinte du domaine. Les résultats obtenus sont présentés dans l'Annexe A.
- Pour les petites échelles, dans les champs de température au niveau 850 hPa et de taux de précipitation totale, il y a des régions où les PF corrigent les erreurs causées uniquement par la résolution grossière du GFI. Mais, en général, les PF reproduisent aussi une grande partie des erreurs situées dans les petites échelles du pilote même si ces petites échelles ne participent pas au processus de pilotage. Les coefficients de corrélation spatiale entre les PF et les GFI correspondants ont des valeurs très grandes pour toutes les trois variables analysées, pour les composantes stationnaires (>87%) de même que pour les écarts types temporels (>91%). Si les grandes échelles qui caractérisent le climat du GFI contiennent des erreurs, les petites échelles du PF vont aussi contenir des erreurs. Les grandes échelles semblent réaliser un préconditionnement pour les petites échelles.

- La représentation des erreurs du PF en fonction des erreurs du GFI correspondant, a montré l'existence d'une relation presque linéaire entre ces erreurs, pour les composantes stationnaires de même que pour les composantes transitoires, pour les grandes échelles de même que pour les petites échelles. En plus, les erreurs sont situées en général près de la ligne correspondant aux erreurs égales. Pour les grandes échelles de champs de la pression au niveau de la mer et de la température, champs impliqués directement dans le processus de pilotage, cette ligne coïncide avec la ligne des erreurs égales.

En conclusion, notre étude a montré que la qualité des données de pilotage joue un rôle critique dans la modélisation climatique régionale pour la période hivernale, et a mis en évidence la nécessité d'un MCGC de qualité pour le pilotage du MRC. Il n'y a pas de corrections ou amplifications majeures des erreurs contenues dans les données à grande échelle utilisées pour le pilotage du MRC. Le climat de grande échelle du MRC suit celui du modèle pilote et les petites échelles du PF restent aussi plus proches de celles du GFI que de la référence. Ce sont seulement les erreurs dues à la résolution grossière du GFI qui sont corrigées, le reste des erreurs est reproduit par le PF. Il est nécessaire donc de fournir une circulation correcte à grande échelle aux frontières du MRC pour obtenir des petites échelles correctes.

Dans cette étude, l'analyse a visé seulement la période hivernale et une seule région : la Côte Est de l'Amérique du Nord. Il sera intéressant d'élargir l'étude pour d'autres régions et d'autres saisons aussi. Pour la saison d'été, nous anticipons que le MRC sera moins dépendant des données de pilotage, et les simulations du PF seront plus proches l'une de l'autre que des GFI correspondants. Des études antérieures ont montré que le climat simulé par un MRC est sensible à la région d'intégration et à la grandeur du domaine. D'où l'intérêt pour une autre étude qui visera une autre région

caractérisée par des forçages orographiques plus importants. Dans ce cas, nous anticipons qu'on obtiendrait une meilleure représentation des petites échelles si les données de pilotage ne contiennent pas d'erreurs de circulation importantes.

ANNEXE A

ANALYSE DU CHAMP DE TAUX DE PRECIPITATION TOTALE SUR LA REGION DE 60X60 POINTS DE GRILLE

Dans cette annexe, nous présentons les résultats obtenus pour l'analyse statistique du champ de taux de précipitation totale sur une région restreinte du domaine.

Dans le Chapitre I, l'analyse statistique a été réalisée sur une région correspondant au domaine du PF sans la zone éponge, donc sur un domaine de 80x80 points de grille à une résolution horizontale de 45 Km. Dans ce cas, pour le taux de précipitation totale, les grandes échelles du PF ont présenté une grande ressemblance avec celles du GFI correspondant. En général, le patron de précipitation du PF était similaire à ce de GFI, mais sa position n'était pas la même. Pour tous les PF, le patron de précipitation était déplacé vers le Nord-est et il présentait un affaiblissement, spécialement dans le coin de sud-ouest du domaine, région où les systèmes synoptiques entrent dans la région d'intégration. Ce comportement est expliqué par le fait que la vitesse verticale est mise au zéro aux frontières latérales du MRCC, ce qui empêche la précipitation convective dans la région des frontières. Les systèmes qui entrent dans le domaine ont besoin de temps pour développer la précipitation convective, temps dans lequel ils se déplacent dans l'intérieur du domaine. En conséquence, la zone où les systèmes entrent dans le domaine d'intégration est caractérisée par un taux de précipitation totale plus faible et le patron de précipitation est déplacé dans la direction de l'écoulement. Les conséquences sont plus notables dans l'écart type temporel du champ qui représente l'image des trajectoires des

systemes : pour tous les quatre PF, le maximum est plus faible et il est déplacé vers nord-est. Cet effet n'est pas visible pour les GFI parce que, dans leurs cas, les frontières sont loin de la zone d'analyse.

Cette manifestation ne reflète pas une augmentation des erreurs du pilote dans le cas de PF, c'est plutôt un effet du domaine, effet dont il faut tenir compte bien sûr. En suivant l'idée de diminuer cet effet de « spin-up » spatial, nous avons refait l'analyse pour le champ de taux de précipitation totale sur une région restreinte du domaine. Nous avons enlevé 10 points à la frontière ouest et encore 10 à la frontière sud du vieux domaine d'analyse. Par conséquent, la nouvelle analyse est réalisée sur un domaine de 60x60 points de grille. Les figures A2, A3, A4 et A5 présentent les champs de taux de précipitation totale pour les quatre composantes sur cette région d'analyse. Les coefficients de corrélation spatiale et les rapports des variances spatiales entre le GFI (respectif PF) et le GFP sont donnés dans les sous-titres. Les coefficients de corrélation spatiale et les rapports des variances spatiales entre chacun des PF et les GFI correspondants sont indiqués entre les images de gauche (GF) et les images de droite (PF). Les diagrammes du Taylor pour la région de 60x60 points de grille sont représentés dans la figure A1 et comparés à ceux qui correspondent à la région de 80x80 points de grille (Fig. 13).

Pour la partie stationnaire des grandes échelles, les coefficients de corrélation spatiale du GFI (respectif du PF) avec la référence présentent des valeurs plus grandes que dans le cas de l'analyse sur le domaine de 80x80 points de grille. Par contre, les coefficients de corrélation spatiale entre les PF et le champ de référence restent encore plus petits que ceux qui sont entre GFI et la référence. La comparaison entre la figure A2 et la figure 14 montre que les coefficients de corrélation spatiale entre le PF et son GFI ne présentent pas des améliorations significatives (0% pour PF2, 1% pour PF1 et PF3, 2% pour PFP). Même si on a enlevé la zone plus affectée

par le « spin-up » spatial, le patron de précipitation du PF reste déplacé un peu vers nord-est en comparaison avec le cas du GFI correspondant.

Pour la partie stationnaire des petites échelles, si dans l'analyse sur le domaine de 80x80 points de grille les PF ont présenté des coefficients de corrélation spatiale avec la référence similaires avec les GFI correspondants (Fig. 13 c), dans l'analyse sur le domaine restreint ceux-ci sont plus grands que ceux de GFI correspondants (Fig. A1 c). Par contre, le PF1 et PF2 présentent encore une augmentation de la variance spatiale par rapport à son GFI. Les coefficients de corrélation spatiale entre le PF et le GFI correspondant, présentés dans la Fig. A3 ont augmenté un peu (1% pour PF1 et PF2, 2% pour PF3) par rapport à ceux qui sont mentionnés dans la figure 15. Les meilleures valeurs pour les coefficients de corrélation spatiale du PF par rapport au ceux du GFI sont dues à la réduction des erreurs sur la région des Maritimes pour le PF par rapport au GFI. Comme nous avons mentionné dans le Chapitre I, la meilleure représentation des petites échelles du PF dans cette région est due à la résolution horizontale du PF plus fine que celle du GFI. Le PF1 et PF2 présentent encore des variances spatiales plus grandes que le GFI correspondant parce que leurs petites échelles sur la région d'analyse ont des extrémums avec des extensions spatiales plus grandes que le GFI.

En ce qui concerne la partie transitoire, les diagrammes du Taylor pour la région restreinte (Fig. A2 b et d) ne présentent pas des différences significatives par rapport à ceux qui correspondent au domaine de 80x80 points de grille (Fig. 13 b et d). Les coefficients de corrélation temporelle ont des valeurs similaires pour les GFI de même que pour les PF. La perte de variance temporelle du PF par rapport à son GFI observée pour les grandes échelles sur le domaine de 80x80 points de grille caractérise les grandes échelles sur le domaine restreint aussi.

Dans la figure A4 sont mentionnés les coefficients de corrélation spatiale entre les écarts type temporel de l'ensemble GF et de l'ensemble PF pour les grandes échelles. Les améliorations par rapport à ceux qui correspondent à l'analyse sur le domaine de 80x80 points de grille, et qui sont mentionnés dans la Fig. 16, sont petites (1% pour PFP et PF1, 2% pour PF2 et PF3). Si pour l'analyse sur le domaine de 80x80 points de grille, les coefficients avaient des valeurs de 96% pour PF2 et 97% pour PF1 et PF3, pour l'analyse sur le domaine restreint, les coefficients ont augmenté à 98% pour PF1 et PF2, et à 99% pour PF3. Par contre, les rapports des variances spatiales restent près de 81% parce que, même si on a enlevé la zone plus affectée par le « spin-up » spatial, le patron de précipitation du PF reste déplacé vers nord-est en comparaison avec le cas du GFI correspondant. En plus le maximum du patron de précipitation a une valeur plus petite aussi.

Pour l'écart type temporel correspondant aux petites échelles, les coefficients de corrélation spatiale augmentent de 2% pour PFP, PF1 et PF2, et de 3% pour PF3 (Fig. A5 et Fig. 17). Par contre, les rapports des variances temporelles diminuent de 4% pour PF1 et PF3, et de 3% pour PF2 parce qu'on a exclu de l'analyse les petites échelles développées sur la région de la terre.

Donc, les différences existantes entre les PF et le GFI correspondant dans l'analyse sur le domaine de 80x80 points de grille ont diminué un peu, mais elles restent aussi présentes dans l'analyse sur le domaine restreint.

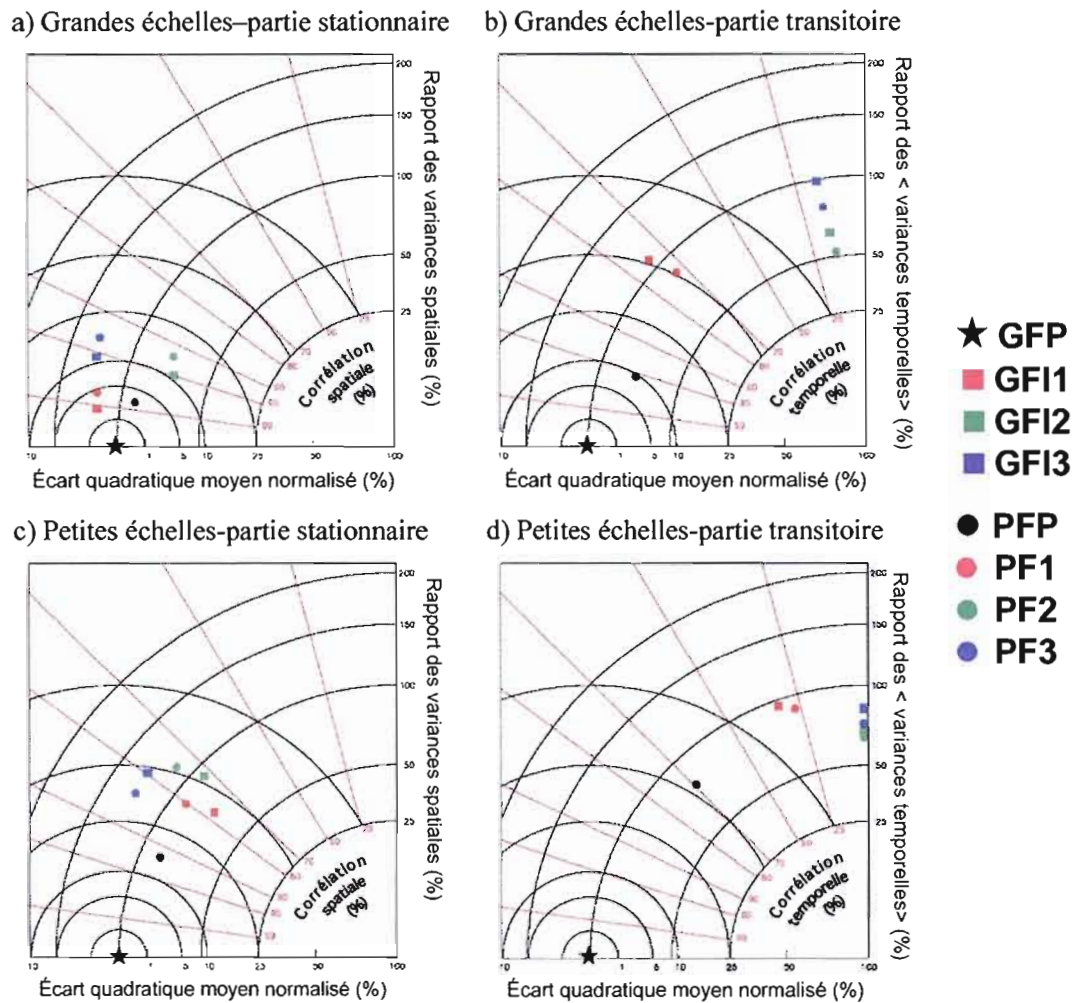


FIG. A1. Les diagrammes de Taylor pour le champ du taux de précipitation totale, pour les composantes stationnaires (à gauche) et les composantes transitoires (à droite), les grandes échelles (en haut) et les petites échelles (en bas). Le symbole < > représente la moyenne spatiale sur le domaine réduit d'analyse de 60 par 60 points de grille.

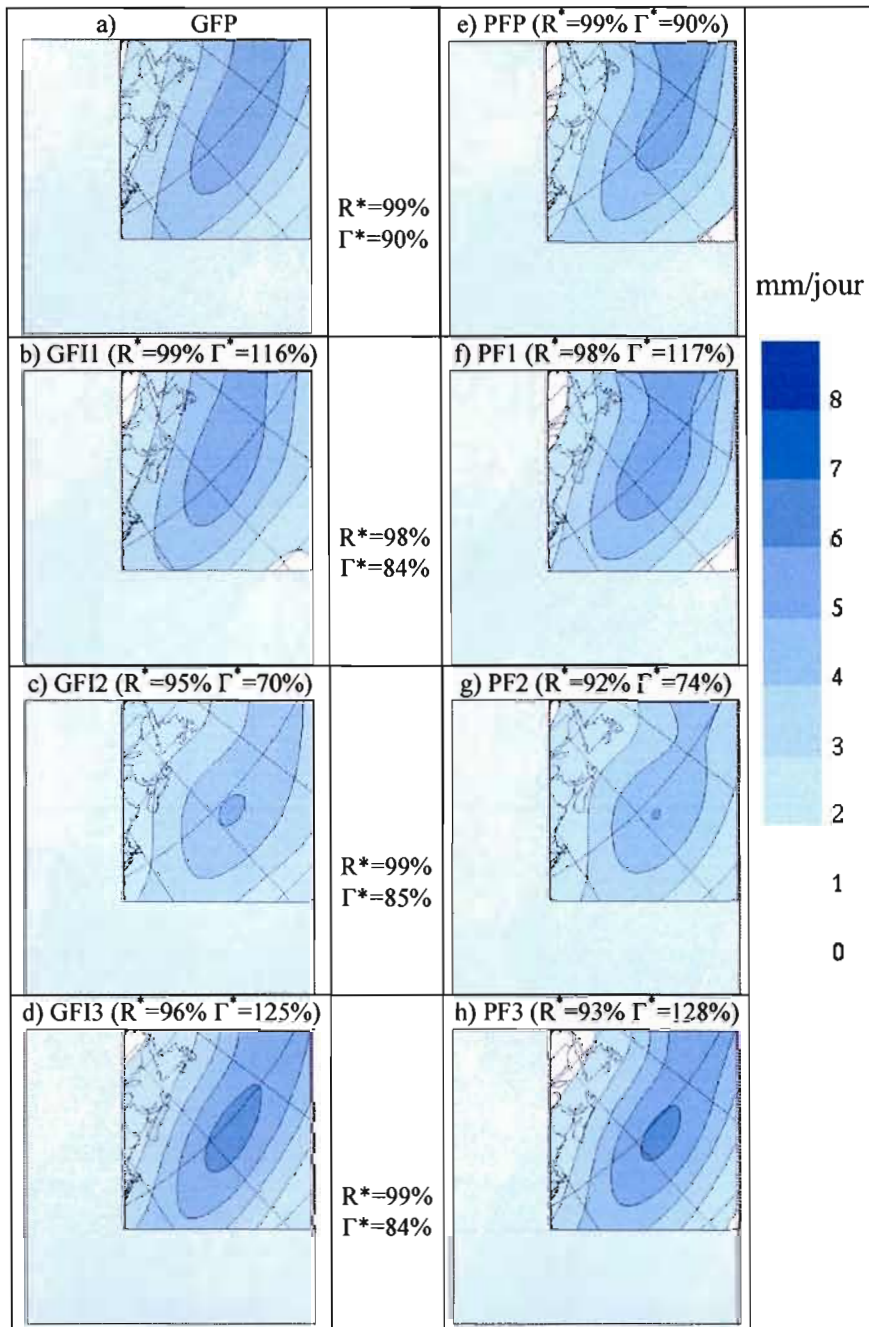


FIG. A2. Les composantes stationnaires des grandes échelles pour le taux de précipitation totale en mm/jour pour l'ensemble Grand Frère (à gauche) et l'ensemble Petit Frère (à droite) sur la région restreinte d'analyse de 60 par 60 points de grille.

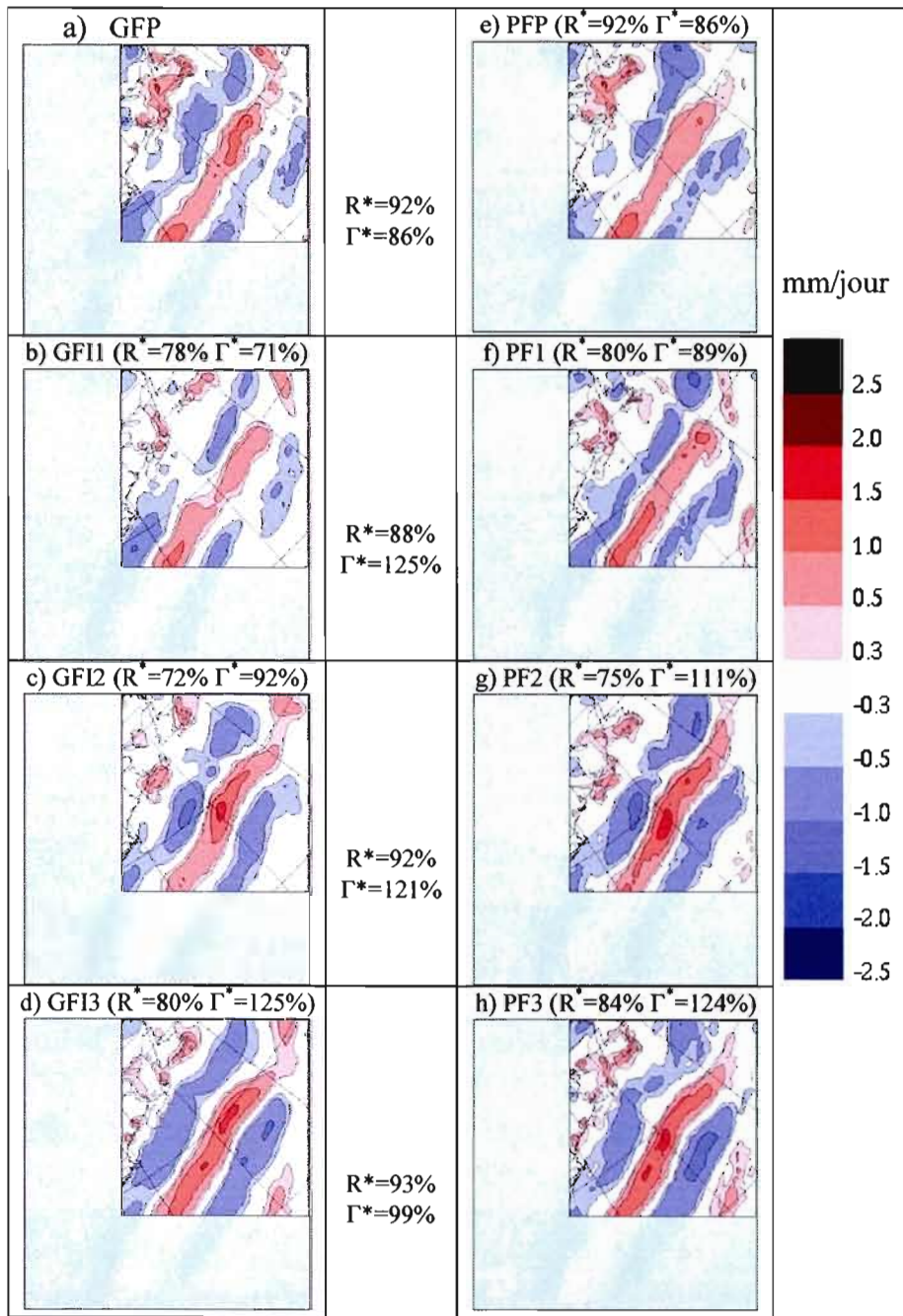


FIG. A3. Les composantes stationnaires des petites échelles pour le taux de précipitation totale en mm/jour pour l'ensemble Grand Frère (à gauche) et l'ensemble Petit Frère (à droite) sur la région restreinte d'analyse de 60 par 60 points de grille.

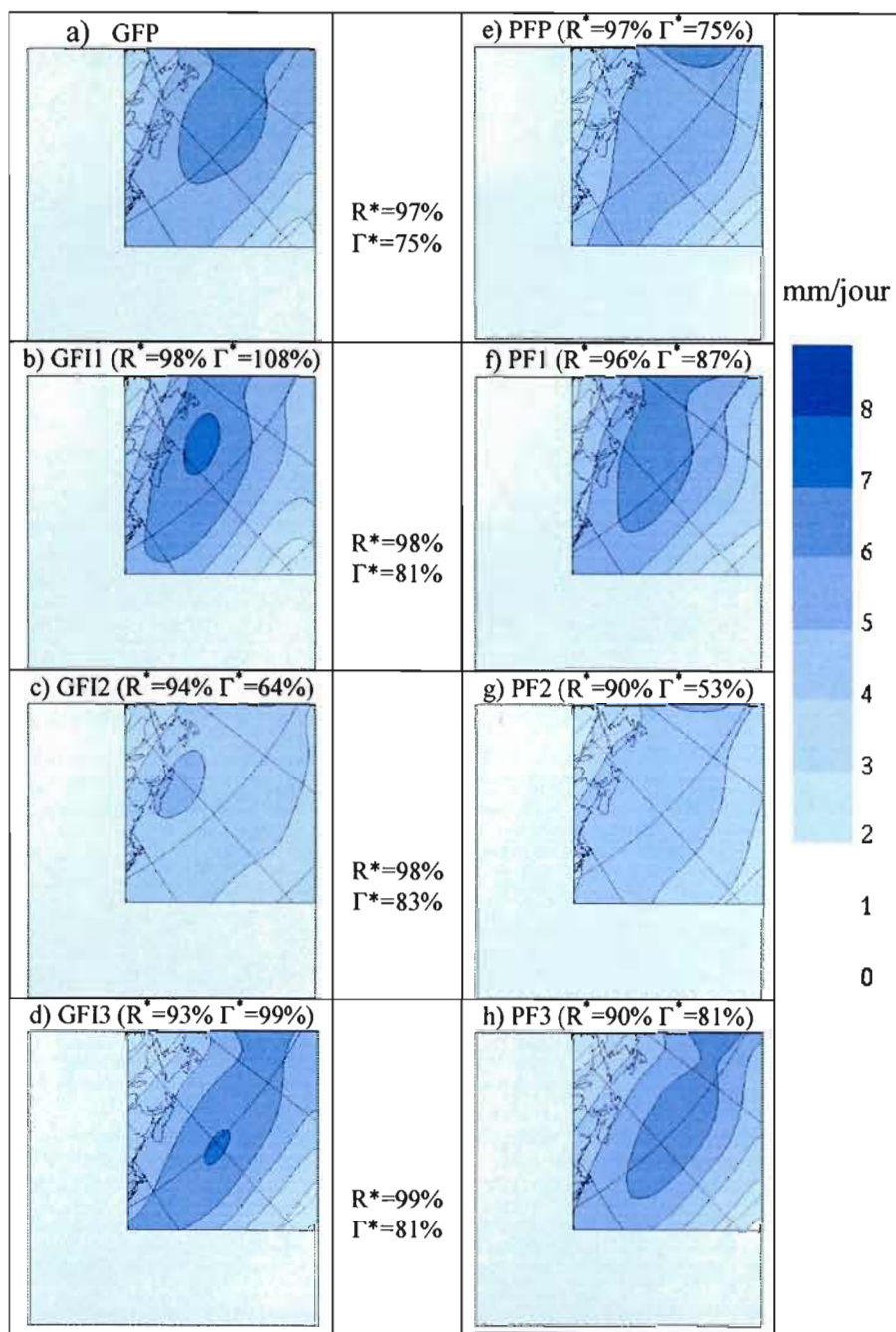


FIG. A4. L'écart type temporel du champ des grandes échelles pour le taux de précipitation totale en mm/jour pour l'ensemble Grand Frère (à gauche) et l'ensemble Petit Frère (à droite) sur la région restreinte d'analyse de 60 par 60 points de grille.

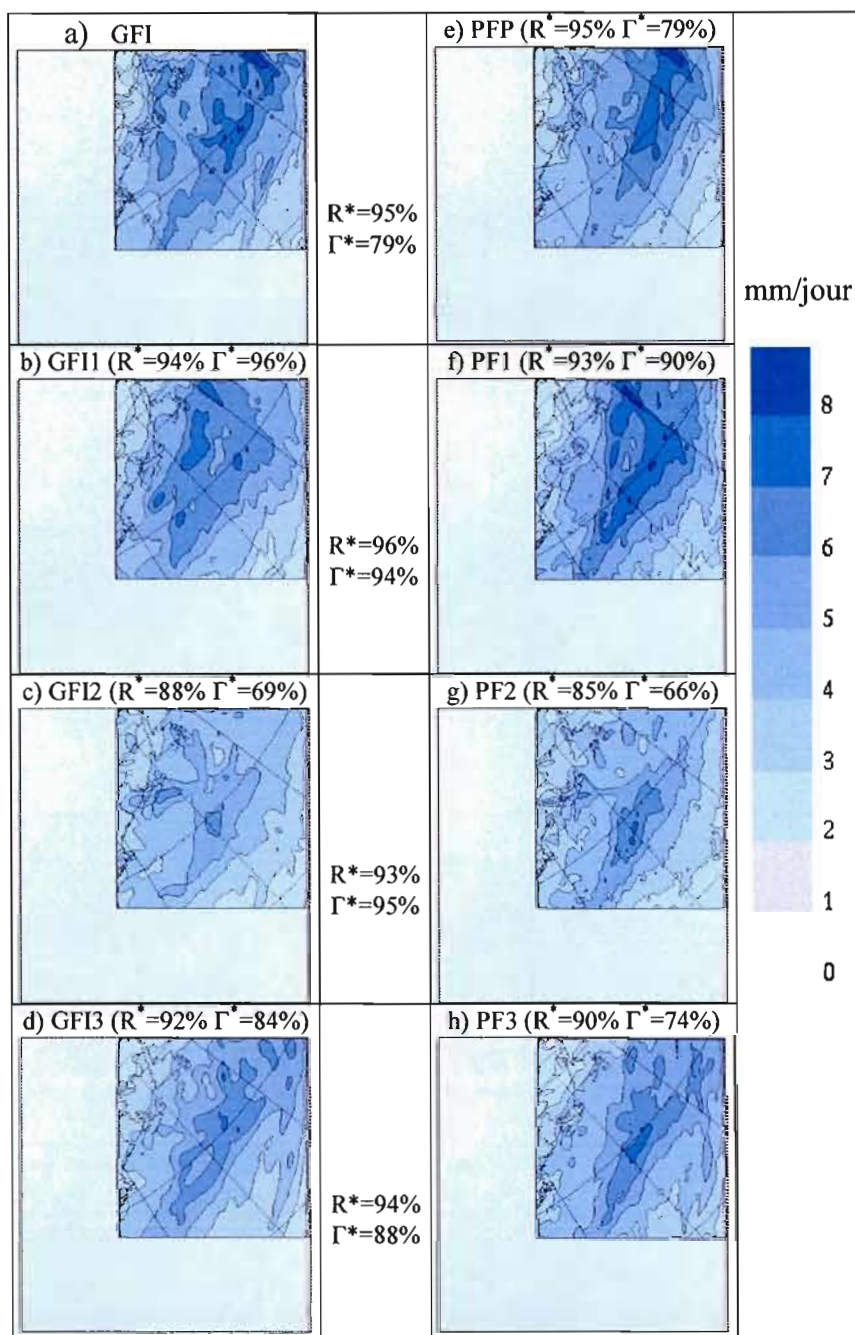


FIG. A5. L'écart type temporel du champ des petites échelles pour le taux de précipitation totale en mm/jour pour l'ensemble Grand Frère (à gauche) et l'ensemble Petit Frère (à droite) sur la région restreinte d'analyse de 60 par 60 points de grille.

ANNEXE B

L'UTILISATION DU FILTRE SPECTRAL BASÉ SUR DES TRANSFORMÉES DE FOURIER DISCRÈTES EN COSINUS (TDC)

Cette annexe décrit la technique utilisée pour la décomposition spatiale des champs physiques en grandes et petites échelles. Pour séparer horizontalement les champs météorologiques en grandes et petites échelles, nous avons utilisé un filtre spectral basé sur des transformées de Fourier discrètes en cosinus (TDC). Cette technique, souhaitable pour la décomposition spectrale sur un domaine à aire limité, a été proposée et décrite en détail par Denis et al. (2002a).

En principe, il y a trois étapes à suivre dans le processus de filtrage spectral :

- a) Premièrement, l'application directe de la technique 2D-TDC sur le champ physique décompose le champ en un tableau de variance spectrale, dans lequel les échelles spatiales sont associées à un nombre d'onde k en deux dimensions.
- b) La deuxième étape consiste à appliquer un filtre passe-bas qui enlève les petites échelles.
- c) Finalement, une transformation inverse est appliquée pour reconstruire le champ physique filtré.

Tel que mentionné auparavant, la technique TDC est utilisée pour réaliser la décomposition spectrale des champs météorologiques sur le domaine de PF, domaine de 100 par 100 points de grilles avec une résolution horizontale de 45 Km. En général, la décomposition spectrale pour des champs atmosphériques mondiaux est réalisée à l'aide des transformées discrètes de Fourier et des polynômes associés de Legendre. Cette technique est souhaitable pour les champs mondiaux qu'ils sont périodiques sur les cercles de latitude. Dans le cas d'un domaine à aire limitée, les champs sont en général non-périodiques. Si on utilise les transformée de Fourier ordinaires sur des domaines régionaux, les échelles près ou plus grandes que la grandeur du domaine vont être mal représentées; on obtient un repliement numérique (recouvrement spectral des grandes échelles par des petites échelles). Pour éviter le repliement numérique, il faut trouver une méthode pour rendre les champs périodiques aux frontières latérales.

Une solution à ce problème a été proposée par Denis et al. (2002a), qui utilisent la technique TDC. La technique consiste à créer un nouveau champ en prenant son image miroir dans les deux directions (ox et oy). Ce processus va symétriser le champ (on a les mêmes valeurs aux frontières latérales) et le problème de non-périodicité va disparaître (voir fig. A1 Denis et al. 2002a). On applique ensuite la transformée de Fourier sur ce nouveau champ. Comme résultat de l'utilisation de cette fonction, on obtient une transformée spéciale de Fourier, nommée transformée discrète en cosinus (ce processus fait disparaître la composante sinus de la série de Fourier). La transformée en 2D peut être obtenue par l'application successive des 2 transformées 1D, une dans la direction ox et une dans la direction oy .

Les résultats obtenus par Denis et al. (2002a) montrent que la technique TDC peut être utilisé avec succès pour des champs atmosphériques avec des pentes spectrales

entre +1 et -4. Dans ce cas, la variance spectrale du champ reste au-dessus de niveau de bruit généré par le repliement numérique.

Une fois le tableau de variances spectrales obtenu, on peut utiliser un filtre passe-bas pour enlever les petites échelles. Le processus consiste à appliquer une fonction de transfert en 2D sur les composantes spectrales; chaque élément du tableau de variances spectrales est multiplié par la fonction 2D qui a des valeurs entre 0 et 1. Une attention spéciale doit être accordée au choix de cette fonction de transfert parce que, si le passage de la valeur 1 à la valeur 0 est trop abrupt, des phénomènes de Gibbs vont apparaître. Pour résoudre ce problème, on utilise un passage graduel à l'aide d'une fonction en forme de cosinus carré. Donc, pour cette étude, la valeur 1 correspond à toutes les longueurs d'onde supérieures à 2250 Km, la valeur 0 à celles inférieures à 1125 Km, et pour les autres, la fonction varie entre 1 et 0 en forme de cosinus carré. En conclusion, le filtre va préserver toutes les échelles caractérisées par des longueurs d'onde plus grandes que 2250 Km, et va enlever toutes les échelles caractérisées par des longueurs d'onde plus petite que 1125 Km. Pour obtenir les petites échelles, il suffit de soustraire le champ filtré, donc les grandes échelles, au champ original.

La technique TDC résout le problème de non-périodicité du champ sur le domaine régional, problème qui génère des oscillations de Gibbs. Toutefois, il existe encore la possibilité que des oscillations de Gibbs apparaissent, même si le champ est périodique. Si le champ présente des pentes très abruptes aux frontières latérales, on obtient un champ en forme de Λ quand les frontières sont mises en contact, donc un point de discontinuité pour les dérivées. On a besoin des composantes spectrales de haute fréquence pour résoudre ce point. Par conséquent, de fausses oscillations peuvent être visibles près des frontières. Le problème se manifeste plus fortement

dans le cas où le champ est dominé par les grandes échelles (par exemple pour la pression au niveau de la mer et la hauteur de géopotentiel).

Pour réduire ce problème, Denis et al. (2002a) utilisent, avant l'application du filtre spectral, un simple lissage appliqué sur cinq points à partir de la frontière qui permet d'éviter la plus part des oscillations de Gibbs indésirables, sans affecter les caractéristiques du champ à l'intérieur du domaine (voir Fig. 16 Denis et al. 2002a).

Une somme de fonctions cosinus est toujours caractérisée par une pente nulle aux frontières du domaine donc une dérivée nulle :

$$F(x) = \sum_k A_k \cos kx \quad (\text{B.1})$$

$$d_x \left(\sum_k A_k \cos kx \right) \Big|_{x=0}^{x=L} = 0 \quad (\text{B.2})$$

Pour décomposer correctement le champ dans une série de fonction cosinus, on a besoin donc d'une pente nulle aux frontières latérales du domaine. Dans cette étude, on a utilisé un artifice qui a permis d'annuler la pente du champ physique aux frontières. On a enlevé 7 points de grille à partir de la frontière, et on est revenu au domaine de 100x100 points en copiant la valeur au dernier point sur les 7 points. Ce processus a annulé la pente du champ près de la frontière, mais a créé une discontinuité au 7-ième point à partir de la frontière. Ce point de discontinuité est aussi une source des possibles oscillations de Gibbs. Pour diminuer l'effet du point de discontinuité, on a appliqué le même processus de lissage que Denis et al. (2002a), mais sur 10 points à partir de la frontière. Ensuite on a appliqué le filtre spectral sur le

domaine de 100 par 100 points (domaine modifié sur les 10 points près de la frontière latérale), et sur tous les niveaux de pression à chaque pas de temps. L'analyse statistique pour les champs qui contiennent les grandes échelles (respectivement qui contiennent les petites échelles) a été réalisée sur le domaine libre de 80x80 points de grille. La figure B1 montre les résultats obtenus dans le cas où un simple lissage a été appliqué sur 3 points de grille et dans les cas où le champ a été modifié sur 10 points à partir de la frontière.

Une attention particulière doit être accordée au choix de grandeur du domaine sur lequel on applique le filtre spectral. Il faut que le nombre de points de grille (N) puisse être écrit comme :

$$N = 2^x 3^y 5^z, \quad (\text{B.3})$$

avec x, y et z nombres entiers positifs. En plus la longueur du domaine doit être un nombre entier des longueurs d'onde :

$$L = N \cdot \Delta x = n \cdot \lambda \quad (\text{B.4})$$

où n est un nombre entier positif, N représente le nombre des points de grille, Δx la distance entre deux points de grille voisins et λ la longueur d'onde.

Dans les programmes informatiques utilisés, il faut choisir le nombre d'onde n en fonction de la taille du domaine. Les simulations GF sont intégrées sur des domaines avec des grandeurs différentes. On veut toujours obtenir la même résolution grossière pour les données du GF qui réalise le pilotage des PF ($\lambda > 2250$ Km). Comme la

longueur d'onde est liée à la taille du domaine ($\lambda = \frac{L}{n} = \frac{N \cdot \Delta x}{n}$), il faut appliquer le filtre sur un domaine qui a toujours la même taille. Dans ce cas, le domaine choisi pour l'application du filtre a une taille de 9000 Km. Les nombres d'ondes correspondant aux longueurs d'onde du filtre sont donc :

$$n_{min} = \frac{L}{\lambda_{max}} = \frac{N \cdot \Delta x}{\lambda_{max}} = \frac{9000Km}{2250Km} = 4, \text{ et} \quad (B.5)$$

$$n_{max} = \frac{L}{\lambda_{min}} = \frac{N \cdot \Delta x}{\lambda_{min}} = \frac{9000Km}{1125Km} = 8. \quad (B.6)$$

Le filtre laisse passer toutes les ondes avec une longueur d'onde plus grande que λ_{max} et annule les ondes avec une longueur d'onde plus petite que λ_{min} . Dans l'analyse statistique le filtre est appliqué sur le domaine de 100x100 points de grille du PF. Dans ce cas, les nombres d'ondes correspondant aux mêmes longueurs d'onde du filtre sont :

$$n_{min} = \frac{L_{PF}}{\lambda_{max}} = \frac{N_{PF} \cdot \Delta x}{\lambda_{max}} = \frac{4500Km}{2250Km} = 2, \text{ et} \quad (B.7)$$

$$n_{max} = \frac{L_{PF}}{\lambda_{min}} = \frac{N_{PF} \cdot \Delta x}{\lambda_{min}} = \frac{4500Km}{1125Km} = 4. \quad (B.8)$$

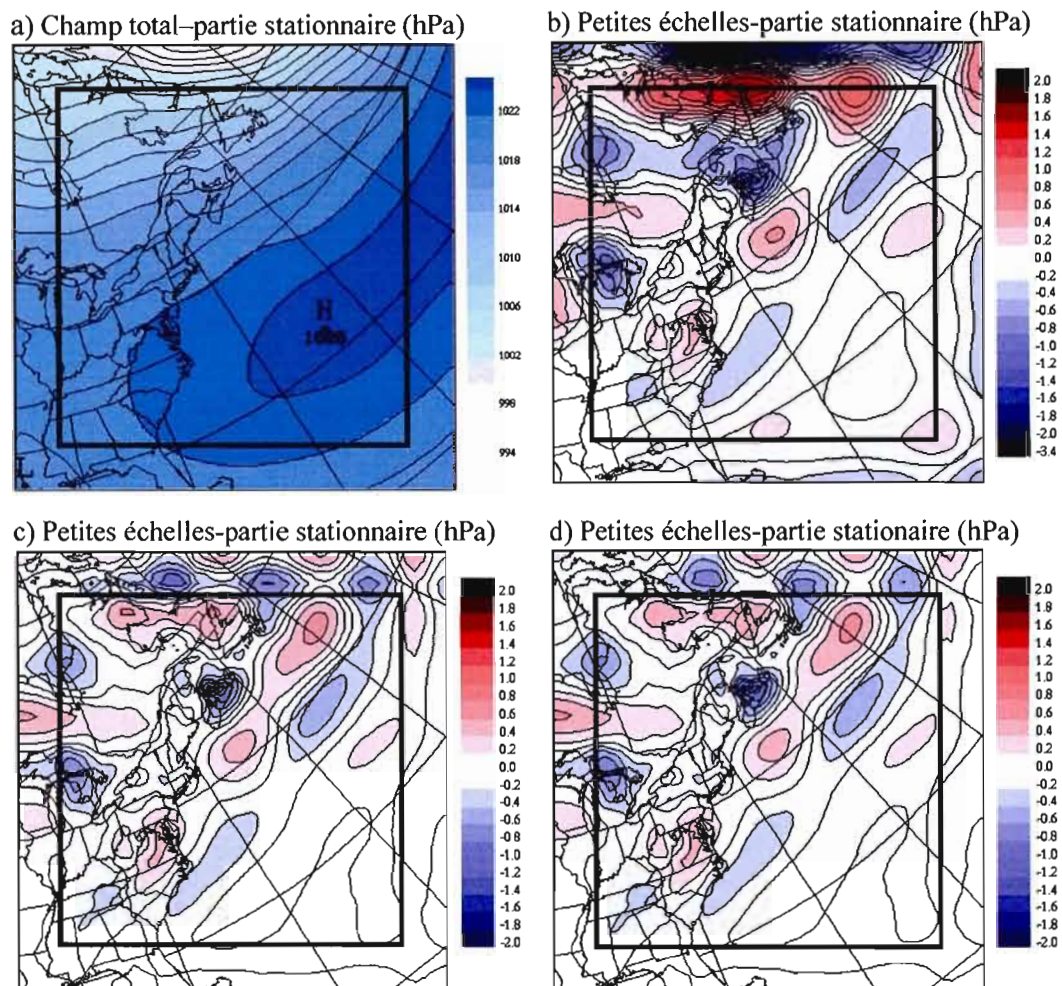


FIG. B1. La moyenne temporelle pour un mois de février pour le champ de pression au niveau moyen de la mer en hPa. Avant de l'application du filtre spectral, le champ original (figure a) est modifié de la façon suivante :

- b) Un lissage est appliqué sur 3 points de grille à partir de la frontière.
- c) 7 points de grille sont enlevés et le 7-ième point est copié pour revenir au domaine de 100x100 points de grille. Ensuite un lissage est appliqué sur 10 points à partir de la frontière.
- d) Le champ est modifié de même manière que dans le cas b) mais le lissage est appliqué deux fois sur les 10 points.

Le carré noir délimite la zone des 10 points sur lesquels le champ total est modifié.

RÉFÉRENCES

Antic S, Laprise R, Denis B, de Elía R.(2004) Testing the downscaling ability of a one-way nested regional climate model in regions of complex topography. *Clim Dyn* 23: 473-493

Bechtold, Bazile P, Guichard F, Mascart P, Richard E, (2001) A Mass Flux Convection Scheme for Regional and Global Models. *Quart J Roy Meteorol Soc* 127: 869-886

Bergeron G, Laprise R, Caya D (1994) Formulation of the Mesoscale Compressible Community (MC2) model, Cooperative Centre for Research in Mesometeorology, 165 pp [Available from Prof. R. Laprise, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal, C.P. 8888, Succursale "Centre-Ville," Montréal, PQ, H3C 3P8, Canada]

Boer GJ, Lambert JS (2001) Second-order space-time climate difference statistics. *Clim Dyn* 17 : 213-218

CAS/JSC WGNE (1999) Report of Fourteenth Session of the CAS/JSC Working Group on Numerical Experimentation (Recherche en Prévision Numérique, Environnement Canada, Doval, Québec, Canada, 2-6 November 1998). No. 14, WMO/TD-NO. 964, World Meteor Org, 28 pp

CAS/JSC WGNE (2000) Report of Fifteenth Session of the CAS/JSC Working Group on Numerical Experimentation (Naval Research Laboratory, Monterey, CA, USA, 25-29 October 1999). No. 15, WMO/TD-NO. 1024, World Meteor Org, 29 pp

Caya D, Laprise R (1999) A semi-implicit semi-Lagrangian regional climate model: The Canadian RCM. *Monthly Weather Review* 127: 341-362

Davies HC (1976) A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quart J Roy Meteorol Soc* 102: 405-418

de Elía R, Caya D, Côté H, Frigon A, Biner S, Giguère M, Paquin D, Harvey R, Plummer D (2006) Uncertainty study of an ensemble of CRCM regional climate simulations over North America. (in preparation)

de Elía R, Laprise R, Denis B (2002) Forecasting skill limits of nested, limited-area models: A perfect-model approach. *Monthly Weather Review* 130: 2006-2023

Denis B, Côté J, Laprise R (2002a) Spectral decomposition of two-dimensional atmospheric fields on limited-area domains using the discrete cosine transform (DCT). *Monthly Weather Review* 130: 1812-1829

Denis B, Laprise R, Caya D, Côté J (2002b) Downscaling ability of one-way nested regional climate model: The Big-Brother Experiment. *Clim Dyn* 18: 627-646

Denis B, Laprise R, Caya D (2003) Sensitivity of a regional climate model to the spatial resolution and temporal updating frequency of lateral boundary conditions. *Clim Dyn* 20: 107-126

Dickinson RE, Errico RM, Giorgi F, Bates GT (1989) A regional climate model for the western United States. *Climatic Change* 15: 383-422

Dimitrijevic M, Laprise R (2005) Validation of the nesting technique in a regional climate model and sensitivity tests to the resolution of the lateral boundary conditions during summer. *Clim Dyn DOI 10.1007/s00382-005-0023-6*

Duffy PB, Govindasamy B, Iorio JP, Milovich J, Sperber KR, Taylor KE, Wehner MF, Thompson SL (2003) High-resolution simulations of global climate, part 1: present climate. *Clim Dyn* 21: 371-390

Fiorino M (1997) AMIP II sea surface temperature and sea ice concentration observations, http://www.pcmdi.llnl.gov/amip/AMIP2EXPDSN/BCS_OBS/amip2_bcs.htm.

Gal-Chen T, Sommerville RCJ (1975) On the Use of a Coordinate Transformation for the Solution of the Navier-Stokes Equations. *J Comput Phys* 17: 209-228

Giorgi F, Bates GT (1989) On the climatological skill of a regional model over complex terrain. *Monthly Weather Review* 117: 2325-2347

Herceg D, Sobel AH, Sun L, Zebiak SE (2006) The Big Brother Experiment and Predictability Issues in NCEP RSM97. submitted to *Clim Dyn*

Jones RG, Murphy JM, Noguer M (1995) Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Quart J Roy Meteorol Soc* 121: 1413-1449

Kain JS, Fritsch JM (1990) A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J Atmos Sci* 47: 2784-2802

Kalnay E and Coauthors (1996) The NCEP-NCAR 40-year reanalyses project. *Bull Amer Meteor Soc* 77: 437-471

Laprise R, Caya D, Bergeron G, Giguère M (1997) The formulation of André Robert MC2 (Mesoscale Compressible Community) model. The André J. Robert Memorial Volume (C. Lin, R. Laprise and H. Ritchie, Eds.), companion volume to *Atmos-Ocean* 35: 195-220

Laprise R, Caya D, Giguère M, Bergeron G, Côté H, Blanchet JP, Boer G, McFarlane NA (1998) Climate and climate change in western Canada as simulated by the Canadian regional climate model. *Atmos-Ocean* 36: 119-167

McFarlane NA, Boer GJ, Blanchet JP and Lazare M (1992) The Canadian Climate Centre Second-Generation General Circulation Model and Its Equilibrium Climate. *Journal of Climate* 5: 1013-1044

Noguer M, Jones R, Murphy J (1998) Sources of systematic errors in the climatology of a regional climate model over Europe. *Clim Dyn* 14: 691-712

Risbey JS, Stone PH (1996) A Case Study of the Adequacy of GCM Simulations for Input to Regional Climate Change Assessments. *Journal of Climate* 9: 1441-1467

Robert A, Yakimiw E (1986) Identification and elimination of an inflow boundary computational solution in limited area model integrations. *Atmos-Ocean* 24: 369-385

Taylor KE (2001) Summarizing multiple aspects of model performance in single diagram. *J Geophys Res* 106: 7183-7192

Yakimiw E, Robert A (1990) Validation experiments for a nested grid-point regional forecast model. *Atmos-Ocean* 28: 466-472

Characteristics Simulations	Horizontal grid spacing	Domain size	Number of grid points
LB	45 km	$(4\,500\text{ km})^2$	100 x 100
PBB	45 km	$(8\,730\text{ km})^2$	194 x 194
IBB1	90 km	$(9\,540\text{ km})^2$	106 x 106
IBB2	90 km	$(13\,500\text{ km})^2$	150 x 150
IBB3	90 km	$(17\,460\text{ km})^2$	194 x 194

TABLE 1. List of simulations performed and discussed in this work.