



Les modèles climatiques régionaux : outils de décomposition des échelles spatio-temporelles

Julien Cretat

Centre de Recherches de Climatologie, UMR 5210 CNRS / Université de Bourgogne, Dijon, France
julien.cretat@u-bourgogne.fr

Benjamin Pohl

Centre de Recherches de Climatologie, UMR 5210 CNRS / Université de Bourgogne, Dijon, France

Y Richard

Centre de Recherches de Climatologie, UMR 5210 CNRS / Université de Bourgogne, Dijon, France

MOTS-CLÉS

Modèle climatique
régional,
Simulation d'ensemble,
Reproductibilité,
Pluviométrie,
Afrique australe

RESUMÉ

Les modèles climatiques régionaux sont des outils de désagrégation des champs géophysiques, résolvant les équations de la thermodynamique atmosphérique dans le but de simuler à des échelles fines des champs surfaciques tels que la pluviométrie. Prenant à la fois en compte les échelles larges imposées aux bornes du domaine et les échelles plus fines à l'intérieur du domaine (topographie, occupation du sol, types de sol, ...), ces outils sont particulièrement pertinents pour séparer le signal forcé du bruit stochastique inhérent au système climatique. Une méthodologie est ici proposée pour distinguer les différentes échelles spatio-temporelles de la variabilité climatique. Elle consiste à réaliser plusieurs simulations initialisées avec des conditions atmosphériques différentes, et à quantifier le degré d'information commune d'une simulation à une autre. Une information reproductible (accord entre les simulations) est interprétée comme un signal forcé par les échelles larges. Une information peu reproductible (désaccord entre les simulations) est au contraire interprétée comme du bruit résultant de la nature chaotique de la dynamique atmosphérique aux échelles fines. L'utilité et les performances de cette méthodologie sont illustrées au travers d'exemples sur la pluviométrie d'été en Afrique australe.

KEY WORDS

Regional climate model,
Ensemble simulation,
Reproducibility,
Rainfall,
Southern Africa

ABSTRACT

Climatic regional models as tools for analysing spatio-temporal scales

Regional climate models are efficient tools to downscale geophysical fields, resolving thermodynamics equations to simulate surface variables such as rainfall at fine scales. Taking both large scale, imposed at domain boundaries, and finer scales within the domain (topography, land-use categories, soil types, ...) into account, these tools are particularly relevant to separate forced signal and stochastic noise inherent to the climate system. A methodological framework is proposed here to disentangle various spatio-temporal scales of climate variability. It consists in performing many simulations differing only by their atmospheric initial conditions, and in quantifying the amount of common information from one simulation to another. A reproducible signal (agreement between simulations) is interpreted as forced by large to regional scales. In contrast, an irreproducible signal (disagreement between simulations) is interpreted as stochastic noise, resulting from the chaotic behavior of atmospheric dynamics at fine scales. The usefulness and performance of this methodology are illustrated through examples on Southern african summer rainfall.

1. Introduction

Les techniques d'interpolation statistique et géostatistique et la désagrégation dynamique sont les deux principales méthodes de spatialisation des variables climatiques. La première a l'avantage d'être peu coûteuse en temps de calcul, et la deuxième, d'être basée sur les équations de la mécanique et thermodynamique des fluides, nécessitant d'importantes ressources informatiques pour résoudre l'évolution spatio-temporelle de la circulation atmosphérique. La montée en puissance des capacités de calcul la rend toutefois de plus en plus abordable. Cette étude privilégie l'approche dynamique pour spatialiser les champs climatiques sur une base physique, et non statistique, et décomposer les échelles spatio-temporelles de la variabilité naturelle du climat, via l'utilisation d'un modèle climatique régional (MCR par la suite). Les objectifs sont de montrer en quoi ce type d'outils est adapté pour résoudre les structures de large à fine échelle (respectivement imposées aux bornes du domaine régional par la circulation de modèles à faible résolution spatiale, et résultant de la plus haute résolution horizontale des MCR), de proposer une méthodologie et un protocole expérimental pour séparer les signaux climatiques du bruit stochastique, et de les appliquer au champ pluviométrique de

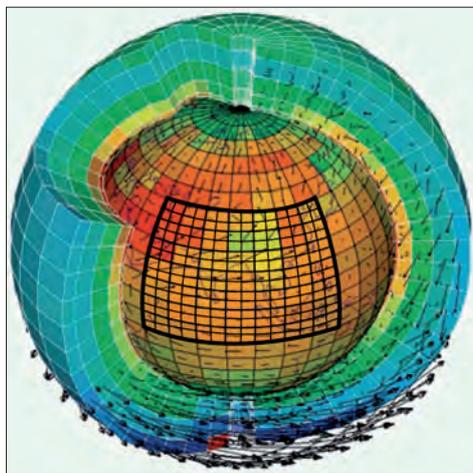
l'Afrique australe.

Après avoir défini succinctement les caractéristiques majeures d'un MCR, la section 2 présente la méthodologie pour décomposer les échelles spatio-temporelles. La section 3 illustre l'utilité et les performances de cette méthodologie à l'aide de quelques exemples sur le champ pluviométrique de l'Afrique australe.

2. Désagrégation dynamique

2.1 Qu'est ce qu'un modèle climatique régional ?

Un MCR peut se définir simplement comme une région virtuelle alimentée aux bornes par une planète virtuelle (figure 1). Les MCR opèrent en effet sur un domaine spatial restreint, typiquement à l'échelle d'un continent ou d'un subcontinent. Contrairement aux modèles de circulation générale (MCG), notamment ceux utilisés par le GIEC (2007), qui fournissent une information globale à une résolution spatiale grossière, les MCR désagrègent dynamiquement les données issues de MCG à haute résolution spatiale (figure 1), *via* une meilleure prise en compte des états de surface et une physique plus sophistiquée.



Source : Laurent Fairhead (LMD/CNRS)

Figure 1. Modèle de circulation générale à résolution grossière et modèle climatique régional (grille noire en gras) à haute résolution.

Comme les MCG, les MCR résolvent numériquement l'évolution des variables climatiques. Ces modèles sont constitués de deux cœurs de calculs communiquant à chaque pas de temps de l'intégration (figure 2). Le cœur dynamique résout explicitement les mécanismes de large échelle en se basant sur les lois de la mécanique des fluides. Ce cœur permet de simuler les variables dites pronostiques telles que la température, la pression, le vent, et l'humidité. Les processus «sous-maillages», c'est-à-dire d'échelle inférieure à la résolution du modèle, sont quant à eux ré-

solus implicitement par le cœur physique, au moyen de paramétrisations empiriques. Ce cœur permet de calculer l'évolution des variables dites historiques ou diagnostiques, dont l'évaporation, les nuages ou encore la convection atmosphérique. Une différence de taille entre les MCG et certains MCR est la manière dont sont résolues les vitesses verticales. Alors que les MCG les résolvent implicitement (approximation hydrostatique), certains MCR dits non-hydrostatiques les résolvent explicitement, autorisant de descendre à des échelles inférieures à 10 km.

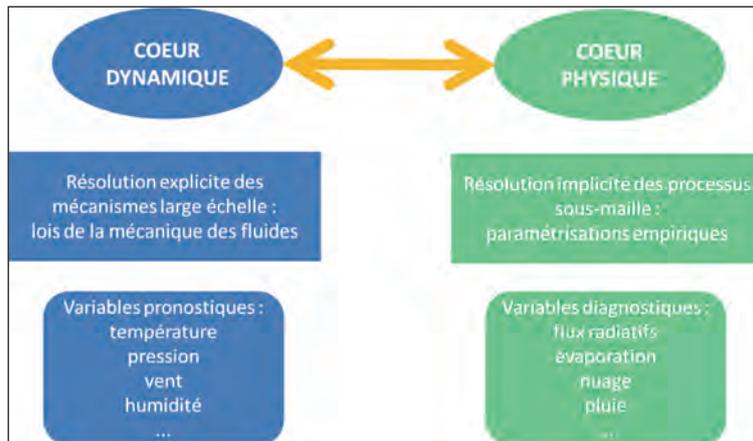


Figure 2. Résolution numérique des variables pronostiques et diagnostiques dans un modèle de climat. Note : la liste des variables pronostiques et diagnostiques n'est ni exhaustive, ni figée, dépendant notamment du modèle et des schémas physiques utilisés

Concrètement, la production de simulations numériques nécessite d'abord d'initialiser le MCR au premier pas de l'intégration (t_0). L'initialisation consiste à documenter l'état de base des conditions surfaciques et atmosphériques dans chaque maille du MCR. Pour la partie atmosphérique, cet état de base est fourni par les variables pronostiques du MCG utilisé, interpolées à la résolution du MCR. Pour la partie surfacique, les températures de surface océaniques, de même que l'humidité et la température du sol sont fournis par le même MCG, alors que les états de surface continentale (type de sol, occupation du sol, to-

pographie) sont fournis par des données à haute résolution spatiale agrégées à la résolution du MCR. Une fois l'état de base renseigné, le cœur physique procède au calcul des variables diagnostiques du pas de temps t_0 (figure 3). Puis, le cœur dynamique va prévoir les variables pronostiques au pas de temps $t_0 + \delta t$, δt étant le pas de temps du modèle (par exemple, un calcul toutes les trois minutes). Ces variables pronostiques permettent au cœur physique de prévoir les variables diagnostiques à ce même pas de temps. Ce processus itératif se poursuit jusqu'au terme de l'intégration.

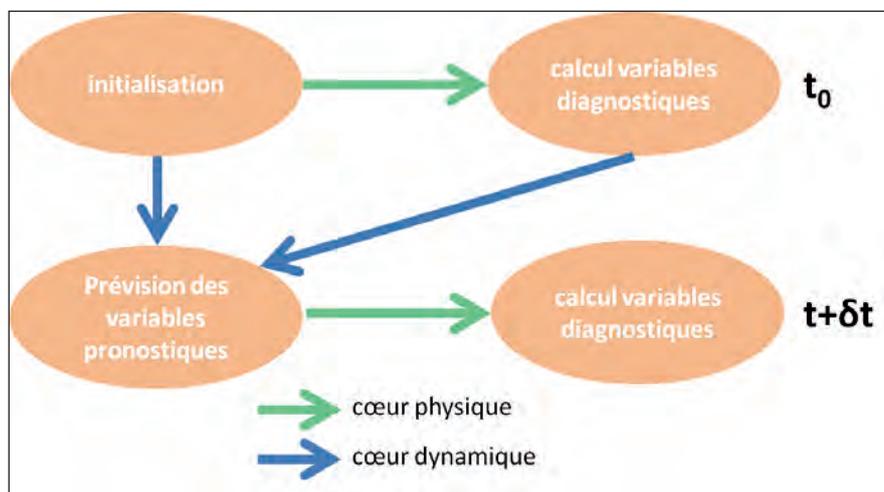


Figure 3. Simuler le climat, un processus itératif. Voir le texte pour les détails

Une utilisation intensive d'un modèle dynamique est uniquement envisageable sur des super-calculateurs, également appelés grappes de calcul. La figure 4 illustre les grappes de calcul du Centre de Calcul de l'Université de Bourgogne (CCUB) qui ont pour caractéristiques majeures de comprendre (valeurs de février 2012) : 120 nœuds de calcul (1643 cœurs) permettant d'effectuer 18 milliards de calcul par seconde

en puissance maximale, et de disposer d'espaces disque de 40 To et de 200 To respectivement dédiés au calcul et au stockage. Afin d'optimiser les temps de calcul, la plupart des modèles de climat sont massivement parallélisés, de manière à répartir la charge de calcul sur différents cœurs, voire nœuds de calcul.



Figure 4. Grappes de calcul du Centre de Calcul de l'Université de Bourgogne

2.2. Les MCR, des outils adaptés à la décomposition des échelles

Les MCR sont des outils d'interface particulièrement pertinents pour décomposer les échelles et étudier

leurs interactions, puisqu'ils considèrent à la fois l'échelle large fournie aux bornes du domaine par un MCG et l'échelle des territoires marquée par une occupation du sol et une topographie hétérogènes et anisotropes (figure 5).

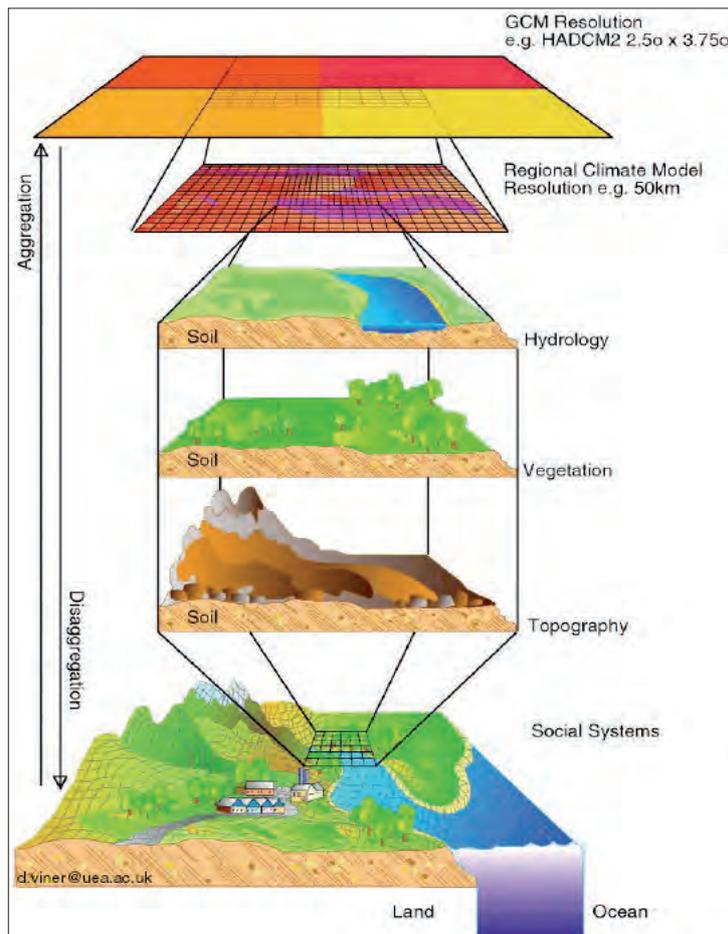


Figure 5. Schéma conceptuel montrant l'intérêt de la régionalisation dynamique par la prise en compte des échelles large à fines

Source : <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/info/modelcc/scalediag.jpg>

L'information large échelle est fournie tout au long de l'intégration via un forçage des variables pronostiques du MCG toutes les 6h aux bornes latérales, et une mise à jour des températures de surface océanique toutes les 24h (températures mensuelles issues du MCG, et interpolées linéairement au pas de temps quotidien). La plus fine échelle est quant à elle essentielle pour spatialiser correctement les champs géophysiques, notamment la pluviométrie tropicale dont le déclenchement des systèmes convectifs est favorisé par le relief (Laing et Fritsch, 1997 ; Blamey et Reason, 2009). La figure 6 illustre l'intérêt d'augmenter la résolution horizontale en Afrique australe. Contrairement à un MCG, une résolution horizontale de 35 km permet de décrire correctement les caractéristiques topographiques majeures de la région (figure 6a) : plaines côtières (notamment au Mozambique) séparées des hauts plateaux intérieurs par des escarpements abruptes, régions montagneuses (Drakensberg en Afrique du Sud, Plateau de Bie en Angola, hautes

terres de Khomas en Namibie, flancs est de Madagascar), vallée du Zambèze.

Il en est de même pour l'occupation du sol et le type de sol, considérés proportionnellement à leur surface dans chacune des mailles. Pour des raisons de lisibilité, la figure 6b montre uniquement la catégorie de végétation dominante au sein de chaque maille de 250 km et de 35 km, respectivement. Quelle que soit la résolution horizontale, le gradient latitudinal de la végétation (en lien avec la pluviométrie) est respecté. Cependant, lorsque les mailles sont grossières, les structures spatiales de la végétation dominante s'apparentent à un patchwork approximatif avec des transitions abruptes entre les types de végétation. Au contraire, augmenter la résolution permet de mieux prendre en compte l'alternance de savanes, des forêts décidues et sempervirentes dans les tropiques, et des mosaïques prairies/agriculture des latitudes subtropicales à moyennes.

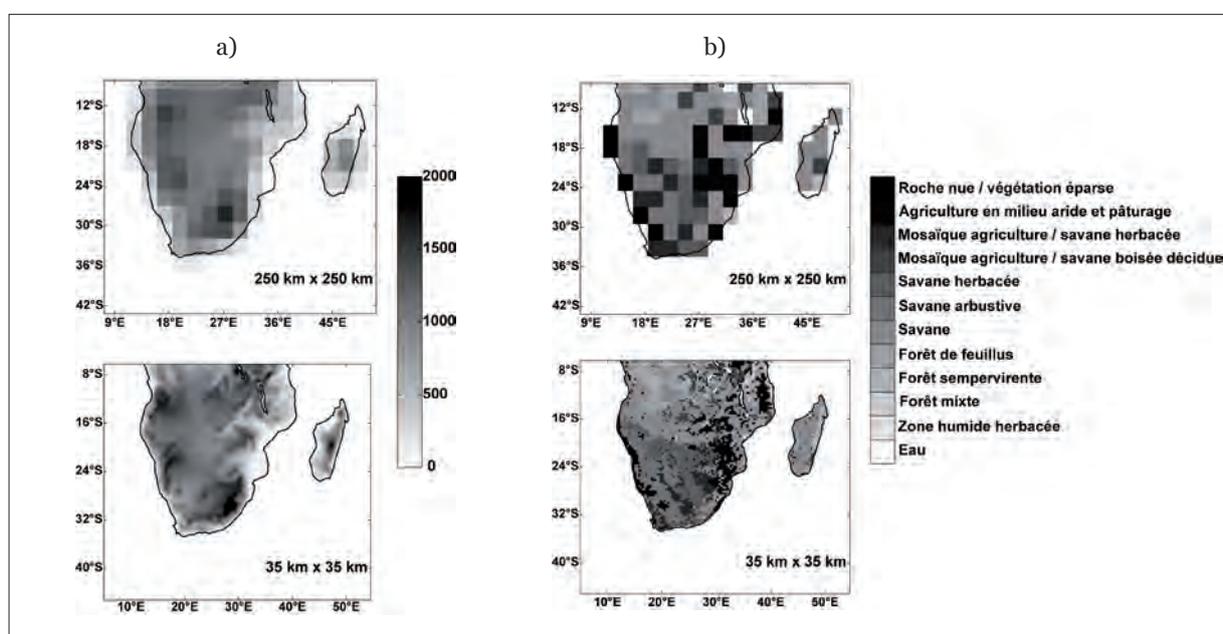


Figure 6. (a) Altitude (m) dans des mailles à faible et à haute résolution horizontale. (b) Comme (a) pour la végétation dominante au sein de chaque maille. Ces cartes sont produites par agrégation des données de l'United States Geological Survey (USGS : Anderson et al., 1976) fournies à une résolution de 10 minutes d'arc

2.3. Méthodologie de décomposition des échelles

Comme les modèles de prévision numérique du temps, les modèles climatiques sont entachés d'incertitudes liées aux processus chaotiques intrinsèques à l'atmosphère et aux interactions surface/atmosphère. Le travail pionnier de Lorenz (1963) a montré que des simulations initialisées avec des données très légèrement différentes tendent à restituer une information radicalement différente après quelques jours d'intégration. Au lieu d'une simple approche déterministe fournissant une unique vision de l'évolution de l'atmosphère (Stensrud, 2007), une simulation

d'ensemble comprenant plusieurs simulations (ou membres) fournit une vision probabiliste prenant en compte les incertitudes associées aux conditions initiales.

Utilisée depuis les années 1990 pour la prévision numérique opérationnelle, cette approche est aujourd'hui appliquée pour la prévision du temps par la plupart des services météorologiques régionaux et nationaux. En Afrique du Sud par exemple, les simulations d'ensemble sont utilisées en mode opérationnel pour les prévisions de la pluviométrie saisonnière par le Global Forecasting Centre for Southern Africa (<http://www.gfcsa.net/index.php>). Cette approche est de plus en plus appliquée par la communauté des

utilisateurs de MCR pour distinguer le signal climatique répondant à un forçage commun (issu du MCG) et le bruit lié à la nature chaotique de l'atmosphère régionale et de ses échanges avec la surface (Giorgi et Bi, 2000 ; Separovic *et al.*, 2008). L'information est dite reproductible lorsque la plupart des membres restituent la même information en réponse à un forçage commun (gaz à effet de serre dans un modèle couplé, températures de surface océanique dans un modèle atmosphérique, forçages latéraux et surfaciques dans un MCR). A l'opposé, l'information non-reproductible se caractérise par de fortes différences entre les membres résultant du bruit atmosphérique, de sa dynamique non-linéaire et chaotique.

En se basant sur des travaux antérieurs, notamment celui de Vanvyve *et al.* (2008) en Afrique de l'Ouest, l'hypothèse posée ici est qu'un signal reproductible est forcé par l'échelle large et/ou l'échelle régionale (les forçages latéraux et/ou surfaciques, respectivement), tandis que la partie non-reproductible du signal climatique résulte fondamentalement des échelles fines. Dissocier le signal du bruit permet par conséquent d'estimer les gammes de variabilité climatique, et donc de décomposer les échelles spatio-temporelles. Il ne permet cependant pas de répondre à toutes les questions, particulièrement à celle de l'origine du bruit associé aux échelles fines (rôle respectif de l'atmosphère et des états de surface). Cette question d'une importance capitale n'est pas abordée dans ce travail, et nécessiterait des études de sensibilité poussées pour bien discerner les composantes du système climatique en jeu.

3. Application sur la pluviométrie d'été en Afrique australe

3.1. Protocole expérimental

Le MCR utilisé est l'Advanced Research Weather Forecast (WRF par la suite, Skamarock *et al.*, 2008). Il est initialisé par les réanalyses européennes ERA40 (Uppala *et al.*, 2005) pour les données atmosphériques (température, humidité, pression, vents), les températures de surface océanique et les conditions de sols (humidité à différentes profondeurs). Les réanalyses ERA40 résultent d'une assimilation de données observées provenant du système d'observations météorologiques mondial (bouées, satellites et radiosondages) dans un MCG. Les champs ERA40 sont disponibles sur une maille d'environ 150 km, qu'il s'agira de désagréger à 35 km (figure 6). La topographie, l'occupation du sol, les types de sols et leurs caractéristiques physiques (albédo, LAI, fraction végétale, ...) sont quant à elles fournies par l'USGS à une résolution de 10 minutes d'arc.

Une simulation d'ensemble est conduite sur un domaine couvrant l'Afrique australe, de 46°S à 5°S et de 3°E à 56°E (figur 6). Trente simulations sont réalisées sur une saison pluvieuse volontairement courte. La saison retenue est le trimestre de décembre 1993 à février 1994 (DJF94 par la suite : 90 jours), cœur de la saison des pluies de la plupart des régions de l'Afrique australe, non soumise à l'oscillation australe, et relativement neutre en termes de quantités précipitées en Afrique du Sud. Le pas de temps d'intégration des 30 membres est de 3 minutes, et les données sont archivées toutes les 6 heures, du 17 novembre 1993 au 28 février 1994, puis calculées au pas de temps quotidien. L'unique différence entre les 30 membres concerne les conditions atmosphériques initiales, c'est-à-dire les champs atmosphériques injectés aux bornes latérales du domaine au premier pas de temps simulé (le 17 novembre 1993 à 0 UTC). Pour les pas de temps suivants, les 30 membres sont alimentés aux bornes latérales toutes les 6h par la même information large échelle contenue dans les champs atmosphériques ERA40. Les 15 jours du 17 novembre au 1^{er} décembre ne sont pas analysés par la suite, car ils correspondent à la mise à l'équilibre du modèle et permettent de s'affranchir de la perturbation des conditions initiales de l'atmosphère.

Deux principales métriques sont utilisées pour distinguer les échelles spatio-temporelles en jeu. Aux pas de temps saisonnier et intrasaisonnier, le coefficient de variation est calculé comme le ratio entre l'écart-type inter-membres et la moyenne des 30 membres (moyenne d'ensemble par la suite). Au pas de temps quotidien, la reproductibilité des variations jour à jour est calculée comme un ratio signal / bruit entre la variance de la moyenne d'ensemble (90 jours moyens) et la variance de tous les membres (90 jours x 30 membres : 2 700 « jours »). Un faible (fort) coefficient de variation (rapport signal / bruit) est interprété comme un signal reproductible, donc fournit par les conditions de forçage latéral et/ou par un forçage régional. A l'inverse, un fort (faible) coefficient de variation (rapport signal / bruit) est interprété comme du bruit résultant de la composante chaotique de l'atmosphère.

Ces métriques sont appliquées sur chaque maille du domaine simulé et sur un indice régional renseignant la partie tropicale de l'Afrique du Sud, région disposant d'un réseau de 5352 pluviomètres au pas de temps quotidien, d'une densité unique en Afrique, extraits de la base de données de la Water Research Commission (Lynch, 2003).

3.2. Pluviométrie à l'échelle subcontinentale

Au pas de temps saisonnier (moyenne saisonnière des cumuls journaliers), WRF simule des cumuls précipités maximaux au niveau de la Zone de Convergence

Inter-Tropicale (ZCIT, figure 7a), de la cuvette congolaise à Madagascar, résultant soit d'un nombre élevé de jours pluvieux (figure 7c : partie sud de la cuvette congolaise), soit d'un nombre plus réduit de jours très pluvieux (figure 7e : pourtour de Madagascar). Le massif du Drakensberg (sud-est de l'Afrique du Sud) enregistre quant à lui les cumuls saisonniers les plus importants des latitudes subtropicales (figure 7a), mais qui correspond à une surestimation systématique du nombre de jours pluvieux simulé (non montré). Malgré quelques biais, la géographie générale de la pluviométrie saisonnière simulée par WRF est généralement conforme aux observations (Crétat *et al.*, 2012).

La figure 7b montre que ces deux régions sont associées à des incertitudes minimales. Autrement dit, les 30 membres tendent à y décrire plus ou moins 30 fois la même information. Il en est de même pour les ré-

gions les plus sèches. Chaque membre y simule ainsi des cumuls pluviométriques très proches, suggérant que la pluviométrie associée à la ZCIT répond essentiellement à une logique de large échelle, et que celle du sud-est de l'Afrique du Sud est forcée par la topographie. Les incertitudes maximales (se traduisant par des désaccords entre les membres) sont localisées au centre du domaine (autour de 24°S), et dans une moindre mesure dans le sud-ouest de l'océan Indien. Elles correspondent à l'extension spatiale maximale des systèmes pluviogènes, notamment de la ZCIT en Afrique australe, qui semble par conséquent peu contrainte par les forçages régionaux ou de large échelle. Cette incertitude ne résulte pas de variations inter-membres en termes de nombre de jours pluvieux simulés au cours de la saison DJF94 (figures 7c et 7d), mais exclusivement d'incertitudes en terme d'intensité des jours pluvieux (figure 7f).

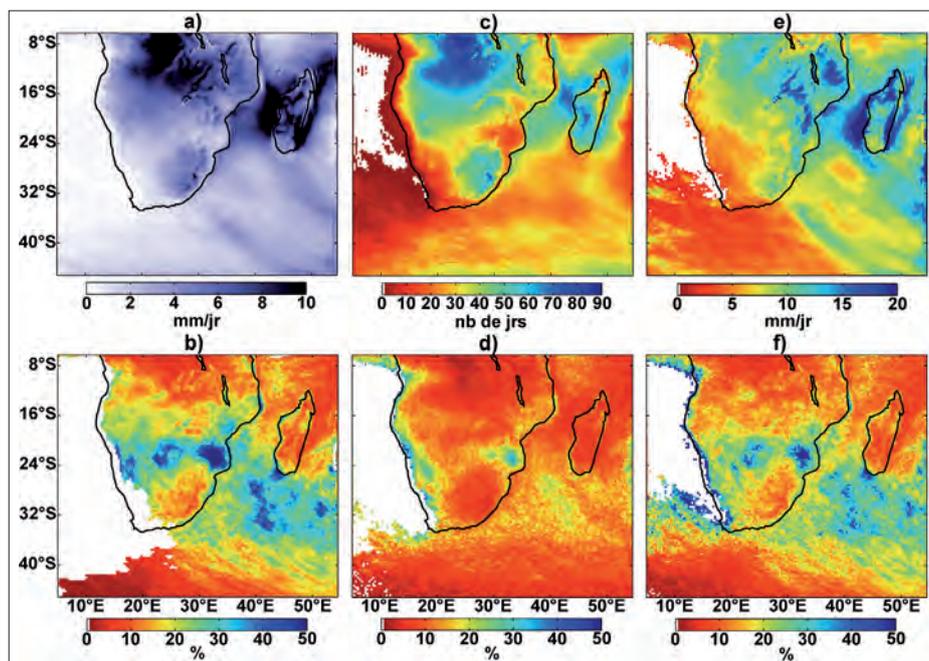


Figure 7. (a) Pluviométrie saisonnière de la moyenne d'ensemble et (b) incertitudes associées, quantifiées par le coefficient de variation inter-membres. (c-d) et (e-f) Comme (a-b) en termes de nombre de jours pluvieux (cumul journalier ≥ 1 mm) au cours de la saison et d'intensité moyenne lors des jours pluvieux

La figure 8 montre la partie reproductible (calculée comme le rapport signal / bruit) des variations jour à jour de la hauteur géopotentielle à 500hPa (Z_{500}) et des précipitations, calculée sur chaque point de grille du domaine. La reproductibilité varie fortement d'une variable à une autre. Z_{500} est une variable peu dépendante des conditions de surface, résultant presque exclusivement de variations large échelle de la température. Il est donc logique que ce paramètre soit nettement plus reproductible que les précipitations, variable discontinue dans le temps et l'espace. Pour ces deux variables, la figure 8 montre néanmoins une géographie similaire de la reproductibilité jour à jour.

Cette dernière est forte aux bornes sud-ouest et nord-est, qui correspondent à des flux large échelle entrants dans le domaine simulé (vents d'ouest des moyennes latitudes dont les « quarantièmes rugissants », flux d'est dont les alizés dans les tropiques), donc à un fort contrôle exercé par la large échelle. Elle tend à diminuer en s'en éloignant pour être minimale au centre du domaine, et à proximité des bornes correspondant aux flux sortants. Cette géographie suggère que la taille du domaine simulé doit être suffisamment grande pour permettre au MCR de simuler des processus de petite échelle, et de probables effets de bords le long des bornes soumises à des flux sortants.

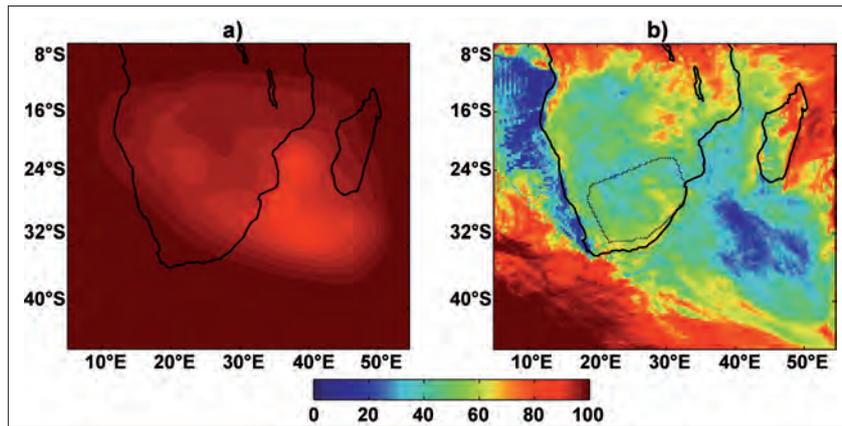


Figure 8. Reproductibilité jour à jour (%) de la hauteur géopotentielle à 500hPa (a) et des précipitations (b)

2.3. Pluviométrie régionale

Nous considérons maintenant un indice pluviométrique sud-africain (figure 9a), calculé sur le domaine montré en figure 8b pour lequel un dense réseau de pluviomètres est disponible. La reproductibilité de la chronique temporelle simulée y atteint 80 % (figure 9a), contre 51 % pour la reproductibilité moyenne des points de grille compris dans le même domaine. La reproductibilité d'un indice régional est donc nettement plus importante que la reproductibilité moyenne des points de grille correspondants. Cela montre que, en accord avec Vanvyve *et al.* (2008), le bruit concerne essentiellement les échelles fines/locales et qu'intégrer dans l'espace réduit fortement ce type d'incertitudes.

Avec une reproductibilité de 80 %, la moyenne d'ensemble est représentative des 30 membres. La succession des séquences sèches et humides simulées correspond correctement à celle observée (figure 9a), malgré quelques erreurs de phasage (séquence du 25-30 décembre par exemple) et une tendance à la surestimation des quantités précipitées. Les trois principaux pics de pluie observés sont convenablement simulés, notamment ceux du 28 décembre, du 24 jan-

vier et du 5 février (respectivement jours 28, 55 et 67, figure 9a). Ce résultat démontre la bonne aptitude du modèle à simuler les événements pluviométriques intenses. En outre, la plupart des phases sèches observées sont correctement simulées (tant en cumul qu'en durée). Excepté le 24 février (jour 86), les biais entre simulations et observations y sont même relativement faibles (non montré).

D'un membre à l'autre, la reproductibilité des pluies semble plus forte lors des phases sèches, malgré quelques exceptions (le 19 décembre (jour 19) et les 2-22-28 février (respectivement jours 33-84-90)). Les membres tendent clairement à diverger lors des phases les plus arrosées (figure 9a-b). Ce dernier point est particulièrement vrai pendant la phase du 23 au 30 décembre, pour laquelle la dispersion inter-membres maximale atteint un écart-type 5 mm/jr et un coefficient de variation de 65 %. De même, la longue phase s'étalant du 19 janvier (jour 50) au 13 février (jour 75) apparaît clairement comme la séquence la moins reproductible de la saison pluvieuse (figure 9b). L'écart-type et le coefficient de variation inter-membres y atteignent les valeurs les plus fortes de la saison DJF94 (respectivement près de 6 mm/jr et de 65 % le 24 janvier; jour 55).

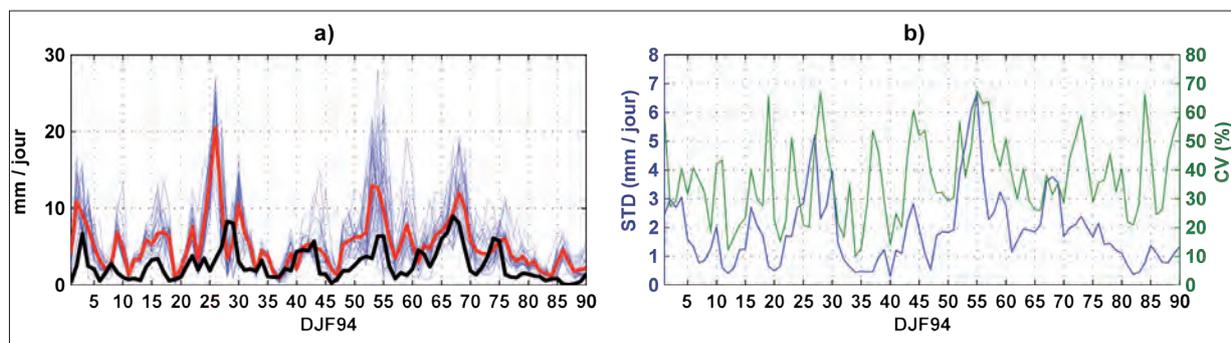


Figure 9. (a) Indices pluviométriques du domaine sud-africain (mm/jour) : observations (noir), simulations (chaque membre en bleu et moyenne d'ensemble en rouge). L'indice observé a été calculé à partir de 5352 pluviomètres interpolés à la résolution de WRF. (b) Ecart-type (bleu) et coefficient de variation (vert) inter-membres calculés pour chaque jour de la période

3.4. Implication pour les systèmes pluviogènes

Nous appliquons ici les résultats des sections précédentes à une étude de cas via une approche phénoménologique de la séquence la plus pluvieuse de la période en Afrique du Sud, celle centrée autour du 30 décembre 1993 (figure 9a).

La figure 10 présente la chronologie de la séquence pluvieuse simulée entre le 23 et le 30 décembre 1993. Une bande pluvieuse se développe dès le 24 décembre entre la côte sud de l'Afrique du Sud et la Namibie/l'Angola. Elle se propage en direction de l'est pendant

les jours suivants et s'étend progressivement sur le sud-ouest de l'océan Indien. Cette bande pluvieuse s'atténue entre le 30 décembre et le 31 décembre. Entre le 26 et le 30 décembre, les caractéristiques morphologiques de cette bande pluvieuse (et la circulation atmosphérique associées : non montré) correspondent clairement à un « talweg tropical-tempéré », système pluviogène prédominant pendant le cœur de la saison des pluies d'été du sud de l'Afrique australe (Todd et Washington, 1999). Cette bande pluvieuse est simulée par les 30 membres (non montré), de même que sa propagation vers l'est et sa durée (5-6 jours), indiquant que ce système pluviogène synoptique est forcé par la large échelle.

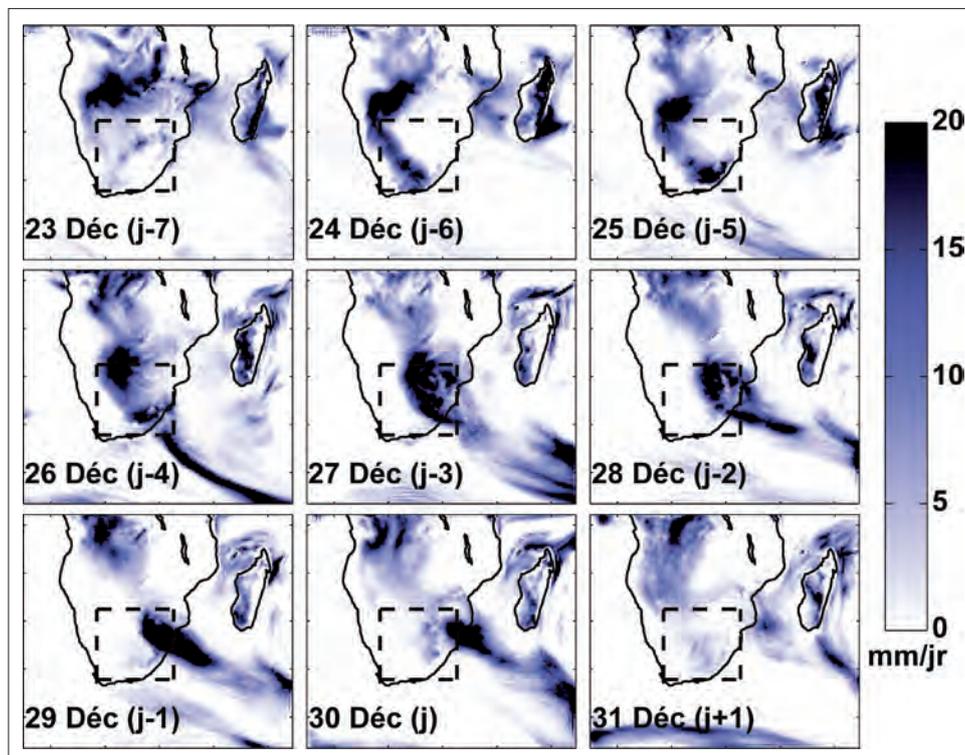


Figure 10. Moyenne d'ensemble de la pluviométrie entre le 23 Décembre et le 31 Décembre 1993

En revanche, les caractéristiques locales de cette bande pluvieuse (morphologie et intensité des quantités précipitées) apparaissent relativement peu reproductibles (figure 11), particulièrement en Afrique australe. Physiquement, cela signifie que la genèse et le développement de ce système pluviogène est contenue dans des structures d'échelles supérieures à la taille du domaine, alors que les détails locaux sont chaotiques par nature. La localisation longitu-

dinale de la bande pluvieuse peut varier d'environ 1000 km d'un membre à un autre, posant des limites importantes en termes de prévision opérationnelle en Afrique australe. Ces résultats fournissent donc un ordre de grandeur de l'incertitude associée à la prévision d'un tel système pluviogène, d'autant plus que pour les obtenir, une connaissance parfaite des conditions de circulation autour de la région est nécessaire (mais difficile à obtenir en pratique).

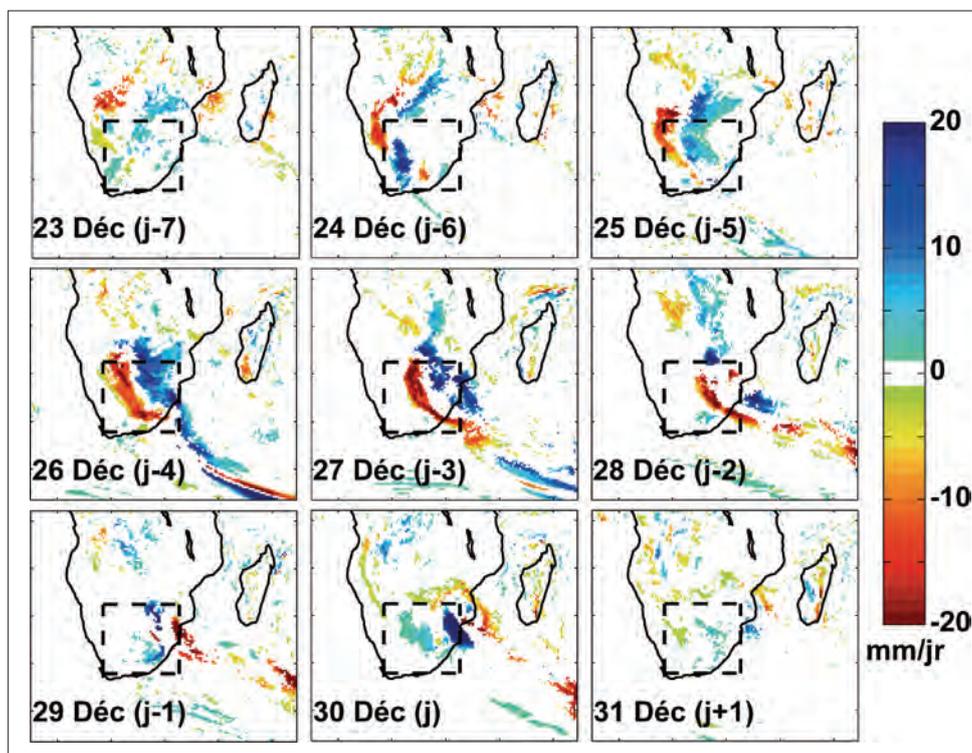


Figure 11. Analyse composite décalées dans le temps entre les 10 membres les plus humides et les 10 membres les plus secs sur le domaine sud-africain le 30 Décembre 1993. Seules les différences significatives à 95 % de confiance selon un test de Student sont montrées

5. Conclusions

En travaillant sur un espace géographique limité, les modèles climatiques régionaux permettent d'effectuer des simulations d'ensemble à haute résolution particulièrement pertinentes pour distinguer les différentes gammes de variabilité climatique (échelles large-régionale-locale) en assurant une cohérence physique entre les différents champs géophysiques simulés. En Afrique australe, l'analyse de ces simulations met d'une part en évidence l'information dépendant de forçages large échelle, c'est-à-dire la Zone de Convergence Inter-Tropicale pendant l'été austral au pas de temps saisonnier, et la genèse, le développement et la durée de vie des systèmes pluviogènes tropicaux-tempérés au pas de temps synoptique. D'autre part, des forçages régionaux liés à la présence de re-

liefs (forçage du Drakensberg en Afrique du Sud) sont détectés. Cette information forcée est restituée par tous les membres. A l'opposé, les simulations d'ensemble permettent également de détecter une information plus chaotique dépendant des échelles fines, qui se caractérise par des disparités importantes entre les membres. En Afrique australe, il s'agit par exemple de l'intensité des cumuls pluviométriques aux latitudes subtropicales et dans le sud-ouest de l'océan Indien, ayant des répercussions non-négligeables sur les cumuls saisonniers. Elles interviennent également sur les caractéristiques morphologiques et l'intensité des cumuls associés aux systèmes pluviogènes tropicaux-tempérés. Ces simulations d'ensemble permettent donc de mieux comprendre les échelles en jeu sur la variabilité spatio-temporelle des précipitations, variable la plus difficile à simuler en raison de son caractère discontinu.

5. Références

- Anderson J. R., Hardy E. E., Roach J. T., Witmer R. E., 1976, A land use and land cover classification system for use with remote sensor data. U.S. Geological Survey Professional Paper 964, 28 p.
- Blamey R. C., Reason C. J. C., 2009, Numerical simulation of a mesoscale convective system over the east coast of South Africa, *Tellus*, 61, 17-34.
- Crétat J., Macron C., Pohl B., Richard Y., 2012, Quantifying internal variability in a regional climate model: a case study for Southern Africa. *Climate Dynamics*, 37, 1335-1356.
- GIEC, 2007, Climate Change 2007, The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M. and Miller H. L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Giorgi F., Bi X., 2000, A study of internal variability of a regional climate model, *Journal of Geophysical Research*, 105, 29,503-29,521.
- Laing A. G., Fritsch J. M., 1997, The global population of mesoscale convective complexes, *Quarterly Journal of Royal Meteorology Society*, 123, 389-405.
- Lorenz E. N., 1963, Deterministic nonperiodic flow, *Journal of Atmospheric Sciences*, 20(2), 130-141.
- Lynch S. D., 2003, Development of a raster database of annual, monthly and daily rainfall for Southern Africa, *Water Research Commission Report N°1156/1/03*, 78 pp.
- Separovic L., de Elia R., Laprise R., 2008, Reproducible and irreproducible components in ensemble simulations with a regional climate model, *Monthly Weather Review*, 136, 4942-4961.
- Skamarock W., Klemp J. B., Dudhia J., Gill D., Barker D., Duda M., Huang X., Wang W., Powers J., 2008, A description of the advanced research WRF version 3. NCAR Technical Note, NCAR/TN\2013475+STR, http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf
- Stensrud D.J. (2007) Parameterization schemes. Keys to understanding numerical weather prediction models, Cambridge University Press, Cambridge. ISBN: 9780521865401, 478 pp.
- Todd M., Washington R., 1999, Circulation anomalies associated with tropical-temperate troughs in Southern Africa and the South West Indian Ocean. *Climate Dynamics*, 15, 937-951.
- Uppala S. M., Kallberg P. W., Simmons A. J., Andrae U., Bechtold V. D. C., Fiorino M., Gibson J. K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G. A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R. P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M. A., Beljaars A. C. M., Van de Berg L. et al., 2005, The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of Royal Meteorology Society*, 131, 2961-3012.
- Vanvyve E., Hall N., Messager C., Leroux S., Van Ypersele J.P., 2008, Internal variability in a regional climate model over West Africa, *Climate Dynamics*, 30, 191-202.