



HAL
open science

Capacité d'une chaîne de modélisation hydroclimatique haute résolution à simuler des indices de déficit hydrique : Application aux douglasaies et hêtraies de Bourgogne.

Damien Boulard

► To cite this version:

Damien Boulard. Capacité d'une chaîne de modélisation hydroclimatique haute résolution à simuler des indices de déficit hydrique : Application aux douglasaies et hêtraies de Bourgogne.. Géographie. Université de Bourgogne-Franche-Comté, 2016. Français. NNT: . tel-01376440

HAL Id: tel-01376440

<https://theses.hal.science/tel-01376440>

Submitted on 4 Oct 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



BIOGÉOSCIENCES



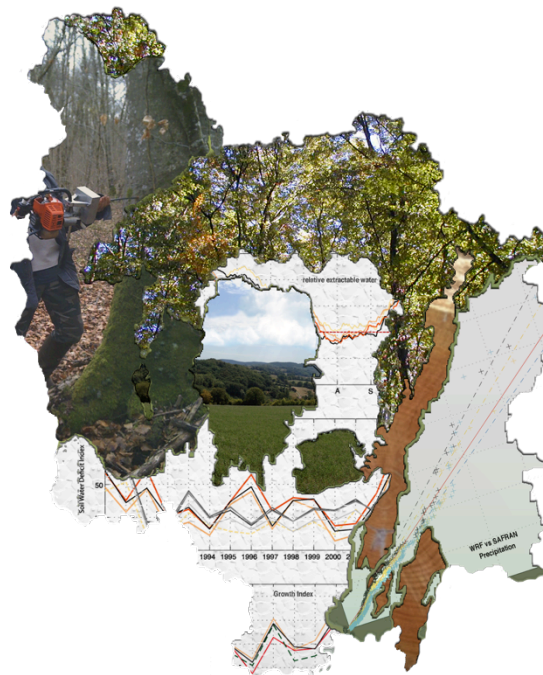
UNIVERSITE DE BOURGOGNE

THÈSE

POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR
DE L'UNIVERSITE DE BOURGOGNE

DISCIPLINE : GÉOGRAPHIE (CLIMATOLOGIE)

CAPACITÉ D'UNE CHAÎNE DE MODÉLISATION HYDROCLIMATIQUE HAUTE
RÉSOLUTION À SIMULER DES INDICES DE DÉFICIT HYDRIQUE : APPLICATION
AUX DOUGLASAIES ET HÊTRAIES DE BOURGOGNE.



Présentée et soutenue publiquement le 19 juillet 2016 par :

Damien Boulard

Devant le jury composé de :

Michel DÉQUÉ	Directeur de recherche	CNRM / GAME	Rapporteur
Eric DUFRÊNE	Directeur de recherche	CNRS / ESE	Rapporteur
Nathalie BRÉDA	Directrice de recherche	INRA Nancy	Examinatrice
Daniel JOLY	Directeur de recherche	CNRS / THEMA	Examineur
Thierry CASTEL	Maître de Conférences	AGROSUP / BGS	Co-directeur de Thèse
Pierre CAMBERLIN	Professeur	uB / BGS	Directeur de Thèse

REMERCIEMENTS.

Ce mémoire de thèse s'achève après quatre années de travail durant lesquelles ont été rencontrées de nombreuses difficultés et il est temps maintenant de remercier les différentes personnes qui m'ont permis de les outrepasser et d'atteindre le bout de cette aventure.

Je remercie en premier lieu ceux qui ont le plus suivi et contribué à ce travail, Pierre Camberlin et Thierry Castel. Ils ont été présents durant ces quelques années pour me pousser à finaliser ce manuscrit et m'ont apporté leur expérience et leurs connaissances notamment à travers leurs corrections et leurs relectures, mais aussi lorsque je rencontrais des difficultés avec les rouages de WRF et les méthodes de post-correction statistique.

Je remercie également Benjamin Pohl, docteur de son état, qui m'a plongé dans l'univers de la modélisation climatique avec un sujet de Master alambiqué, insoluble, voire totalement chaotique - à l'image de climatologie en somme - mais qui aura eu toutefois le mérite de me faire goûter en premier aux joies de la publication, et de me faire rêver à ma première rencontre de corrélations atteignant des scores supérieurs à 0.5. Je le remercie également pour son suivi à la rédaction des articles et ses idées novatrices. Dommage que Taylor n'ait finalement pas pu imprimer sa marque dans l'un d'eux. Qui sait, peut-être le prochain !

Un grand merci aux Campussiennes et au Campussien, Nathalie Bréda, Anne-Sophie Sergent, Daphné Asse et Vincent Badeau, pour m'avoir accueilli au sein de l'INRA de Champenoux, pour m'avoir fait découvrir l'application Web de Biljou[©] que j'ai essayé d'éprouver sans jamais parvenir à la faire défaillir et pour mon apprentissage de la tarière sur les hêtres du pays de Saint-Seine.

Je remercie les autres membres de mon comité de pilotage, Denis Thevenin, Yves Richard et Marie-Cécile Deconninck pour leurs précieux conseils et pour être parvenus à trouver des solutions à chaque changement dans la feuille de route de cette thèse, ainsi que mes collègues du CRC, Nadège, Nathalie, Benjamin, Pascal, Albin, Simon, Sébastien, Mouhamad, Julien et ... Julien.

J'ai évidemment une pensée immense pour Corinne, Michèle, Annie et Agnès, qui ont toujours pris le temps de papoter avec moi. Mine de rien, ça m'a gardé la tête hors de l'eau durant le début de cette thèse. Je pense aussi à mes camarades, Aurélien, Basile, Etienne et Justin à qui je souhaite beaucoup de réussite pour la suite de leur propre aventure.

Mes derniers remerciements, et non les moindres vont à mes amis qui m'auront soutenu depuis le début de cette thèse qu'ils soient de Normandie, de Monaco, de Wallonie, du pays Ch'ti, ou de Tahiti, et particulièrement à Romain et Cédric qui ont sacrifié quelques heures sur ce manuscrit, ainsi qu'à mes beaux-parents, et surtout à ma famille, Isabelle Boulard qui est entièrement responsable de mon engagement dans cette voie ! Emilie Boulard qui aura toujours pris le temps de m'écouter et de me booster. Et Denis et Martine Boulard qui ont toujours répondu présents à chacune des difficultés que j'ai rencontrées, à travers leur confiance et leur aide précieuse. Sans eux, pour être honnête, je n'aurais jamais pu atteindre le bout de cette aventure. Enfin à Lorelei - future – Boulard, certainement la plus formidable, la plus admirable et la plus patiente personne que je connaisse, et qui aura relevé le challenge de me supporter et de me soutenir jusqu'à aujourd'hui et pour, je l'espère, tout le reste de notre vie.

Je n'oublie pas ceux qui ne sauront être là pour voir ce chapitre se clore, Lionel, Damien, et surtout ma Grand-Mère Andrée qui j'en suis sûr, aurait été immensément fière de me voir parvenir à terminer ce chapitre de ma vie.

C'est à vous que je vous dédie ce manuscrit.

RÉSUMÉ

Durant l'épisode de canicule-sécheresse de 2003, les peuplements de douglas et de hêtres en Bourgogne ont été lourdement affectés, présentant des symptômes de dépérissement et de surmortalité. Cet épisode semble être la première occurrence d'aléas climatiques attendus dans un futur proche et remet en question leur pérennité en Bourgogne puisque leur vulnérabilité au climat est attribuable à l'amplitude et au cumul des contraintes hydriques exercées durant leur cycle de végétation. Dans le contexte du changement climatique et en réponses aux demandes des gestionnaires forestiers qui s'appuient partiellement sur une cartographie de l'évolution des contraintes climatiques jusqu'à la fin de ce siècle, ce travail explore la capacité d'une chaîne de modélisation hydroclimatique haute résolution couplant le modèle de climat régional WRF alimenté par les réanalyses ERA-Interim au modèle de bilan hydrique Biljou[©] à simuler des indices de déficit hydrique pour ces deux essences.

La première partie de ce travail propose une analyse de la capacité du modèle WRF à simuler chacune des variables atmosphériques de surface qui sont utilisées en entrée du modèle du bilan hydrique. L'analyse de la capacité du modèle à simuler ces variables repose (i) sur une approche comparative directe entre les données simulées par WRF et les observations enregistrées par le réseau de stations Météo-France et les réanalyses SAFRAN à l'échelle de la région, de la station, et du peuplement forestier, (ii) sur une approche indirecte utilisant l'évapotranspiration potentielle (ETP) et la relation entre les indices de croissance radiale et les indices de déficit hydrique calculés par le modèle d'impact pour les deux essences. Les résultats montrent une amélioration significative des données ERA-Interim par le modèle WRF pour chacune des variables ainsi qu'une capacité certaine à les spatialiser à haute résolution. Toutefois, la bonne reproduction de l'ETP par WRF, combinée à la faible corrélation entre la moyenne annuelle des indices de déficit hydrique estimés avec les données WRF et la moyenne annuelle des indices de croissance radiale montrent que les difficultés de WRF à simuler le déficit hydrique sont principalement imputables à ses biais de précipitations.

La seconde partie propose l'application d'une post-correction statistique aux données de précipitations WRF. Bien que cette méthode améliore significativement la distribution spatiale des précipitations, leurs variabilités saisonnière et interannuelle et surtout les cumuls précipités, les données post-corrigées ne permettent pas de reproduire un indice de déficit hydrique suffisamment proche de celui estimé à partir des observations ou des analyses SAFRAN. Deux nouvelles simulations résolvant explicitement les processus convectifs et utilisant un guidage spectral ont permis de montrer à partir de deux années types que cette déficience est imputable à l'incapacité de la méthode de correction à résoudre les différences de timing de la variabilité climatique transitoire simulée par WRF.

Deux types d'erreurs de modélisation climatique, survenant indépendamment, sont donc d'une importance primordiale pour les études d'impact: (i) la chronologie des événements pluvieux ; (ii) la distribution statistique des précipitations quotidiennes. La combinaison de ces deux éléments contrôle le nombre de jours franchissant le seuil de 40% de réserve relative en eau du sol et indirectement l'intensité des indices de déficit hydrique.

Mots-clés : *Modélisation régionale du climat – WRF – Evapo-Transpiration Potentielle – Bilan Hydrique – Déficit hydrique du sol – MOS – paramétrisation physique.*

ABSTRACT

During the 2003 drought and heat wave event, douglas-fir and common beech stands in Burgundy have been heavily affected, and presented symptoms of dieback and mortality. This event seems to be the first occurrence of expected climatic changes in the near future and questions their sustainability in Burgundy since their climate vulnerability is mainly due to the amplitude and accumulated water constraints exercised during their growing cycle. In the context of climate change and in order to provide information to forest managers who partly rely on a mapping of the climatic constraints until the end of this century, this work explores the ability of a high resolution hydroclimatic modelling chain, coupling the regional climate model WRF to the daily lumped water balance model Biljou[©] in order to simulate soil water deficit indices for these two species.

The first part of this paper analyzes the capacity of WRF model to simulate each surface atmospheric variable used as input for the water balance computation. The analysis of model's ability to simulate these variables is based on (i) a direct and comparative approach between WRF simulated data and observations recorded by the Météo-France stations network and SAFRAN reanalyses across the whole region, over stations and forest stands, (ii) on an indirect approach using the potential evapotranspiration and soil water deficit index calculated by Biljou[©]. Results show a significant improvement upon the ERA-Interim data for each variable and a strong ability to produce reliable data at high resolution. However, the WRF capability to estimate a realist potential evapotranspiration, combined to the the low correlation between the average annual soil water deficit and radial growth indexes, show that the WRF deficiencies in simulating water deficit are mainly attributable to its precipitation biases.

The second part proposes to apply a statistical post-correction to the WRF precipitation data. Although this method significantly improves the spatial distribution of precipitation, their seasonal and interannual variability and precipitation amounts, post-corrected data do not produce a water deficit index sufficiently close to those ones estimated from observations or SAFRAN reanalysis. Two new simulations explicitly solving convective processes and using a spectral nudging have shown that this deficiency is mainly attributable to the inability of the correction method to solve timing differences of the transient climate variability simulated by WRF.

This work showed that two types of climate modeling errors occurring independently, are major issues for impact studies: (i) the timing of precipitations events ; (ii) the statistical distribution of daily precipitation. Combined together, they control the number of days crossing the 40% threshold of relative extractable water and indirectly the soil water deficit index intensity.

Keywords : *Regional climate modelling – WRF – Potential Evapo-Transpiration – Water Balance – Soil Water deficit – MOS – Physical parametrization.*

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	4
LA RELATION FORETS – CHANGEMENT CLIMATIQUE :	4
LA MODELISATION FORESTIERE COMME POTENTIEL OUTIL D’AIDE A LA DECISION :	5
DESAGREGATION DES DONNEES CLIMATIQUES :	7
LES MCR, CLEFS D’ENTREES CLIMATIQUES AUX MODELES FORESTIERS :	9
PROBLEMATIQUES ET OBJECTIFS DU MEMOIRE :	10
ORGANISATION DU MEMOIRE :	14
1. FORETS ET CLIMAT : ELEMENTS CONTEXTUELS ET ZONE D’ETUDE.....	18
1.1. LA FORET BOURGUIGNONNE	18
1.1.1. <i>Cadre physique du territoire bourguignon</i>	18
1.1.2. <i>Ecologie et économie forestières du territoire bourguignon</i>	22
1.2. L’INFLUENCE DU CLIMAT SUR LES ECOSYSTEMES FORESTIERS.	31
1.2.1. <i>Bioclimatologie forestière</i>	31
1.2.2. <i>Changement climatique en France et en Bourgogne</i>	36
1.2.3. <i>Les peuplements forestiers français et bourguignons face aux risques et au changement climatique</i>	40
1.2.4. <i>Focus sur le hêtre et le douglas</i>	46
2. DONNEES ET METHODES.	55
2.1. MODELISATION FORESTIERE	55
2.1.1. <i>Etat de l’art sur la modélisation forestière</i>	55
2.1.2. <i>Présentation du modèle de bilan hydrique Biljou</i> ®	58
2.2. MODELISATION CLIMATIQUE.	63
2.2.1. <i>Etat de l’art sur la désagrégation et la modélisation dynamique du climat</i>	64
2.2.2. <i>Présentation du modèle Weather Research & Forecasting (WRF – Skamarock et al., 2008)</i>	68
2.2.3. <i>Réanalyses ERA-Interim</i>	72
2.3. DONNEES DE REFERENCE, PRODUITS SATELLITAIRES ET DONNEES <i>IN SITU</i>	73
2.3.1. <i>Analyses à mésoéchelle SAFRAN et données ATMOS</i>	73
2.3.2. <i>Données d’observations in situ Météo-France</i>	76
2.3.3. <i>Données sol et peuplements forestiers</i>	78
3. CAPACITE D’UN MCR A SIMULER LES VARIABLES CLIMATIQUES NECESSAIRES AU CALCUL DU BILAN HYDRIQUE.....	81
3.1. RESUME DE L’ARTICLE.	82
3.2. ARTICLE: Boulard D, Castel T, Camberlin P, Sergeant AS, Bréda N, Badeau V, Rossi A, Pohl B (2015) Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water balance computation: a case study over northeastern France . <i>Climate Dynamics</i> , 46(9-10): 2689-2716	83
3.3. SYNTHESE ET DISCUSSION DU CHAPITRE.....	112
4. APPORT D’UNE POST-CORRECTION EMPIRIQUE POUR LA SIMULATION DES CONTRAINTES HYDRIQUES SUR LA CROISSANCE RADIALE DES ARBRES.....	115
4.1. RESUME DE L’ARTICLE.	117

4.2. ARTICLE : Boulard D, Castel T, Camberlin P, Sergent AS, Asse D, Bréda N, Badeau V, Rossi A, Pohl B (2017) Bias correction of dynamically downscaled precipitation to compute soil water deficit for explaining year-to-year variation of tree growth over northeastern France. Sousmis à la revue <i>Agricultural and Forest Meteorology</i> , 232: 247-264	118
4.3. SYNTHESE DU CHAPITRE ET DISCUSSION.....	137
5. DIAGNOSTIC COMPLEMENTAIRE DES ERREURS DU MCR.	140
5.1. CHRONOLOGIE DES EVENEMENTS PLUVIEUX LORS DES ANNEES-TYPE 1990 ET 1996.	141
5.2. RESOLUTION EXPLICITE DE LA CONVECTION PAR WRF.	147
5.3. UTILISATION DU GUIDAGE SPECTRAL.	151
5.4. SYNTHESE DU CHAPITRE.....	158
CONCLUSION ET PERSPECTIVES.	160
SYNTHESE DES RESULTATS.....	160
QUELS SONT LES PRINCIPAUX MECANISMES LIMITANT L'UTILISATION DU MCR EN ENTREE DE MODELES D'IMPACTS ET COMMENT LEVER CES VERROUS ?	162
QUELLES PERSPECTIVES DE RECHERCHES ET QUELLES SUITES A DONNER ?.....	164
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	168
TABLES DES FIGURES.....	190
TABLES DES TABLEAUX.....	193
LISTE DES ACRONYMES.....	195
ANNEXE.....	199
ARTICLE : Boulard D, Pohl B, Crédat J, Vigaud N, Pham-Xuan T (2013) Downscaling large-scale climate variability using a regional climate model: the case of ENSO over Southern Africa. <i>Climate dynamics</i> , 40(5-6) : 1141-1168.	

INTRODUCTION GENERALE

LA RELATION FORÊTS – CHANGEMENT CLIMATIQUE :

Le cycle hydrologique tient une place prédominante dans de nombreux biogéosystèmes, tant naturels que contrôlés par l'Homme. Les écosystèmes forestiers sont directement impactés par la variabilité de la disponibilité de la ressource en eau en environnement changeant (Gu *et al.*, 1999). De nombreux dépérissements des forêts tempérées, favorisés par l'occurrence plus importante de sécheresses et de canicules, ont été relevés ces dernières années (Allen *et al.*, 2010). A travers l'Europe, un dépérissement et une mortalité accrue des forêts ont été observés suite à la sécheresse de l'été 2003 (Lorenz *et al.*, 2007; Carnicer *et al.*, 2011) qui semble être la première occurrence des aléas climatiques attendus dans un futur proche (Sarris *et al.*, 2007).

Les effets du changement climatique sur les écosystèmes forestiers sont néanmoins encore mal appréhendés. Depuis le milieu du 20^{ème} siècle, un réchauffement des températures de l'ordre de 0.72°C a été observé à l'échelle du globe (Stocker *et al.*, 2013). Ce réchauffement des températures est principalement attribué à l'accroissement de la concentration des gaz à effet de serre (GES) générés par les activités humaines, notamment le CO₂ atmosphérique. En parallèle, la productivité forestière française a fortement augmenté au cours de ce dernier siècle et particulièrement depuis les années 1990 (Delcamp, 2011). Cette augmentation trouve son explication dans deux facteurs liés au changement climatique, le premier relevant de la hausse de la concentration en CO₂ atmosphérique et qui résulte en une stimulation de la photosynthèse (ONF, 1996), et le second relevant de l'augmentation des températures qui conduit à un allongement de la saison de végétation ainsi qu'à une augmentation de l'activité bactérienne, des mycorhizes et à une stimulation de la photosynthèse. De plus, deux cofacteurs expliquent l'augmentation de la productivité forestière : l'évolution des pratiques sylvicoles locales, partiellement en réponse aux modifications induites par le changement climatique (ONERC, 2007) ; ainsi que l'augmentation des dépôts azotés et phosphoriques apportés par les précipitations (Riou-Nivert et Moussu, 2007).

Mais malgré la stimulation de la photosynthèse provoquée par la hausse de la concentration en CO₂ atmosphérique et l'augmentation des températures, la productivité forestière pourrait à moyen terme stagner puis régresser à cause d'une diminution des

croissances et de dépérissements accrus (Groupe interministériel, 2009 ; MEEDDM, 2010). La stimulation de la demande évaporatoire pourrait avoir comme première conséquence l'augmentation de la croissance, là où la température est le facteur limitant (Nord-Est de la France, montagne). Toutefois, combinée à la diminution ou la quasi-constance des précipitations printanières et estivales et sous l'effet de l'augmentation du stress hydrique des arbres, elle devrait conduire à une diminution de la croissance principalement pour les résineux (Alexandre, 2012), et ce d'autant plus si le sol a peu de réserves hydriques (Bréda, 2010) et si il est soumis à des sécheresses fortes et répétées ainsi qu'à des canicules (Delcamp, 2011). C'est ce phénomène qui a été observé à plusieurs reprises au cours de ces dernières années avec une multiplication des arrêts de sécheresses printanières (OREB, 2004). De plus, la productivité forestière pourrait aussi pâtir de l'accroissement à court terme de la croissance forestière qui conduirait à (i) la fragilisation des peuplements forestiers induite par une densité du bois moins importante ; (ii) une composition chimique modifiée les exposant à des attaques physiques ; (iii) l'appauvrissement des sols entraînant des carences nutritionnelles ; et (iv) des décalages phénologiques du cycle de vie des arbres exposant leur débourrement à des gelées tardives, ou empêchant leur durcissement⁽¹⁾ en automne et hiver (Riou-Nivert et Moussu, 2007 ; Groupe interministériel, 2008). Cet affaiblissement pourrait favoriser des attaques parasitaires contribuant à amplifier cette fragilisation.

LA MODÉLISATION FORESTIÈRE COMME POTENTIEL OUTIL D'AIDE À LA DÉCISION :

L'impact du changement climatique sur les systèmes agro-forestiers est donc une préoccupation majeure dans la mesure où, en matière de gestion forestière, les stratégies d'adaptation à mettre en place s'inscrivent sur le long-terme (plusieurs dizaines à plusieurs centaines d'années). C'est dans ce but que de nombreux modèles ont été élaborés ces dernières années afin (i) d'identifier les aires de distribution observées de différentes espèces forestières (Guisan et Zimmermann, 2000 ; Thuiller, 2003), et (ii) de prédire leur distribution potentielle future, à partir des données issues des projections climatiques (Bakkenes *et al.*, 2002 ; Berry *et al.*, 2002 ; Badeau *et al.*, 2005, Beaumont *et al.*, 2011, Stéfanon *et al.*, 2015). Ces modèles d'impacts statistiques identifient les facteurs écologiques les plus pertinents pour expliquer la distribution d'une espèce, déterminent leur gamme de valeurs les plus favorables,

¹ Phase d'acclimatation des arbres au froid en période de dormance.

et permettent d'évaluer la probabilité de présence de l'espèce en un lieu si les conditions du milieu qui conditionnent sa présence sont connues (Piedallu *et al.*, 2009).

Pour modéliser ces aires de distribution, bon nombre de ces modèles statistiques ne considèrent pas l'impact propre aux variables édaphiques qui interviennent dans la composition et la productivité des forêts (Becker, 1977 ; Coudun *et al.*, 2006), ni les effets des concentrations de CO₂ sur le processus de photosynthèse ou du rendement d'utilisation de la ressource en eau. Or, elle se doit d'être prise en compte pour simuler correctement les aires de distributions passées et futures (Wu *et al.*, 2007 ; Galbraith *et al.*, 2010 ; Keenan *et al.*, 2010 ; Cheaib *et al.*, 2012).

Pour expliquer la répartition des espèces, la disponibilité de variables climatiques comme le rayonnement solaire, l'humidité relative et la vitesse du vent moyen, ainsi que la prise en compte de différents pas de temps, permettent de produire des variables plus discriminantes (ETP Penman-Monteith, bilans hydriques forestiers, variabilité intra et interannuelle des paramètres climatiques, événements extrêmes – Asse, 2013) que les seules précipitations et températures mensuelles communément utilisées. Ces variables permettent d'autre part d'alimenter des modèles mécanistes (Granier *et al.*, 1995 ; Granier *et al.*, 1999 ; Cramer *et al.*, 2001 ; Moorcroft *et al.*, 2001 ; Medvigy *et al.*, 2009 ; Sargent *et al.*, 2012, Dufrêne *et al.*, 2005 ; Loustau *et al.*, 2006) capables de simuler le fonctionnement biologique des essences et analyser leurs réponses aux modifications du climat, tant en matière de croissance, de dépérissement, qu'en termes de distribution spatiale.

Parmi les modèles mécanistes, les modèles de bilan hydrique permettent de caractériser l'état de contrainte hydrique du couvert forestier et l'évolution du stock d'eau dans le sol. L'intérêt de ces modèles réside dans leur capacité à affiner les diagnostics stationnels en prenant en compte la description des caractéristiques du climat, du sol et de la topographie à l'échelle locale, et ainsi vérifier les hypothèses relatives au rôle respectif de chacune d'entre elles sur les essences forestières. Les indices climatiques utilisés classiquement ne permettent de traduire que très imparfaitement l'intensité du déficit hydrique des arbres. Or les modèles de bilan hydrique permettent par une approche intégrée et à partir des indices qu'ils produisent, de comparer divers épisodes de sécheresse ou les effets d'une même sécheresse sur différentes essences, toutes choses que les paramètres climatiques seuls ne permettent pas (GIP-ECOFOR, 2010).

A terme, ces modèles doivent permettre de répondre aux attentes et demandes des gestionnaires forestiers quant à l'évaluation des stratégies d'adaptation et de mitigation auxquelles recourir et qui souhaiteraient disposer d'outils d'aide à la décision plus opérationnels, et spatialement explicites, à l'échelle des régions voire des massifs forestiers. Or, ils sont actuellement contraints de choisir entre des modèles d'impacts à haute résolution, mais établis à partir de données climatiques limitées ou absentes dues à la rareté d'un produit climatique complet, et des modèles calibrés sur des bases plus fonctionnelles, mais à une résolution grossière.

DÉSAGRÉGATION DES DONNÉES CLIMATIQUES :

Les incertitudes actuelles sur la distribution spatiale et les impacts du changement climatique rendent délicates et incertaines des prévisions de croissance ou de mortalité potentielles de plusieurs espèces (Cheaib *et al.*, 2012). Par ailleurs, les quelques auteurs (*e.g.* Pyatt *et al.*, 2001 ; Piedallu *et al.*, 2009 ; Badeau *et al.*, 2010) qui ont proposé des cartes à fine résolution pour projeter les niches climatiques potentielles de quelques grandes essences forestières aux horizons 2050 et 2100 n'ont pas évalué la pertinence pratique de ces modèles ou leurs incertitudes. Les données climatiques futures ne peuvent être fournies que par des simulations provenant de la modélisation climatique (Houghton *et al.*, 2001). Les contraintes de coûts et de temps de calcul rendent en général la résolution des simulations issues de Modèles de Circulation Générale (MCG) trop grossière pour des applications à l'échelle de la région, et ces simulations ne résolvent pas les processus sous-maille tels que les phénomènes convectifs. Pour pallier cela, il est nécessaire de combiner à ces simulations des méthodes de désagrégation spatiale (statistique ou dynamique) des données produites par les MCG. Cette désagrégation spatiale vise à s'approcher au mieux de l'échelle des territoires vécus et des impacts. Appliquée aux projections climatiques, elle doit participer à l'adaptabilité de nos sociétés face aux aléas climatiques futurs.

Les Modèles Climatiques Régionaux (MCR : Giorgi et Mearns 1991 ; Laprise 2008 ; Landman *et al.*, 2009 ; Rummukainen 2010) sont utilisés dans le but de désagréger dynamiquement les variables climatiques produites à des résolutions grossières. Leur avantage par rapport à des méthodes statistiques (fondées sur une hypothèse non garantie de la stabilité future des relations statistiques actuelles et passées entre des paramètres d'échelles différentes), réside en la résolution des mécanismes en se basant sur les lois de la thermodynamique, de la dynamique atmosphérique, ainsi qu'en prenant en compte des

interactions avec la surface terrestre (Crétat, 2011). Des expériences de régionalisation dynamique à l'aide de MCR ont été réalisées dans le cadre de nombreux programmes internationaux tels que, pour ne citer qu'eux, PRUDENCE (<http://prudence.dmi.dk/main.html>), ENSEMBLES (<http://www.ensembles-eu.org/>) en Europe et en Afrique, ARC-MIP (<http://data.eol.ucar.edu/codiac/projs?ARC-MIP>) en Arctique, NARCCAP (<http://www.narccap.ucar.edu/>), CLARIS (<http://www.claris-eu.org/>) respectivement en Amérique du Nord et du Sud, et plus récemment CORDEX (http://wcrp/ipsl.jussieu.fr/SF_RCD_CORDEX.html) sur plusieurs continents et territoires divers. D'après Giorgi (2006), les MCR ont atteint un degré de fiabilité et de résolution utile qui apporte une valeur ajoutée aux études de régionalisation climatique. Toutefois, s'ils réduisent dans une certaine mesure les biais observés dans les MCG, les MCR ne résolvent pas explicitement certains processus physiques, notamment d'échelle fine (inférieure à la taille de leur maille). Ceci contraint à les paramétrer empiriquement pour chaque aire et chaque objet d'étude, en les validant sur l'actuel et le passé proche par confrontation aux observations (Crétat, 2011), générant ainsi des incertitudes, tout comme dans les modèles de grande échelle² (Jacob *et al.*, 2007), et les transmettant aux modèles d'impact. Cette étape de validation se confronte, au même titre que la modélisation forestière, à l'absence ou la rareté de données climatiques d'observation.

De plus, dans le cas des études d'impact utilisant des données issues de la modélisation climatique, la plupart des diagnostics réalisés jusqu'à aujourd'hui n'examinent qu'une seule variable à la fois (le plus souvent les précipitations ou les températures) et ne se concentrent généralement que sur les tests de biais systématiques et la capacité à reproduire les configurations spatiales et temporelles pour une seule gamme d'échelles (Marques *et al.*, 2013; Flaounas *et al.*, 2013). Or les différentes variables sont intrinsèquement liées par des relations non linéaires complexes qui peuvent inclure des effets de seuil (Stéfanon *et al.*, 2015). L'utilisation de données d'observation dans les modèles d'impact permet donc d'identifier indirectement les variables ou les processus climatiques pour lesquels une attention particulière devrait être portée dans les MCR afin d'éviter une amplification des erreurs via le couplage des modèles climatiques aux modèles d'impact.

² Dans ce travail, l'expression « grande échelle » est employée au sens des modélisateurs, c'est-à-dire faisant référence aux espaces de grande dimension.

LES MCR, CLEFS D'ENTRÉES CLIMATIQUES AUX MODÈLES FORESTIERS :

Depuis les années 1960, la Bourgogne a connu un réchauffement des températures moyennes de l'air de l'ordre de $+1.9^{\circ}\text{C}$ ($\pm 0.3^{\circ}\text{C}$) (Cuccia 2008). Ce réchauffement s'est caractérisé par une augmentation des températures significative en été, saison pendant laquelle a également été constatée une baisse des précipitations. Par ailleurs ont été observés des régimes de précipitations modifiés en matière d'intensité, mais aussi en matière de nombre de jours de pluie, ces derniers ayant diminué au printemps et augmenté en automne (Castel *et al.*, 2010). Dans une région où les terres agricoles occupent 65% du territoire, et la forêt 31%, l'appréciation des changements climatiques récents et futurs constitue un enjeu important pour tous les acteurs en charge d'exploiter, valoriser ou préserver le patrimoine végétal régional. La Bourgogne est l'une des régions françaises ayant les surfaces forestières et les taux de boisement les plus importants et est logiquement l'une des principales régions de production sylvicole en France. Les forêts sont donc l'un des principaux éléments structurant le paysage en Bourgogne, et constituent une ressource importante puisqu'en plus de leur fonction économique, elles contribuent à assurer bon nombre de services environnementaux relatifs à la préservation des sols, de la ressource en eau ainsi qu'à la biodiversité. Mais face aux changements climatiques observés ces dernières années et attendus dans le futur et suite aux nombreux dépérissements observés dans les douglasaies et les hêtraies de Bourgogne après la sécheresse de 2003, l'adaptation de ces deux essences aux contraintes climatiques soulève de nombreuses inquiétudes en raison de la sensibilité de leur croissance radiale aux déficits hydriques.

Le développement des outils de modélisation forestière et de régionalisation des données climatiques ces dernières années a permis d'améliorer l'état de nos connaissances actuelles concernant les réponses des hêtres et des douglas à des modifications climatiques et à une occurrence accrue d'épisodes de sécheresse. De plus, ces outils présentent un potentiel certain pour la mitigation et l'aide à l'adaptation de ces essences dans un climat futur. Mais la structure très morcelée des massifs forestiers en Bourgogne impose de prendre en compte la variabilité spatiale haute résolution, en plus de sa variabilité temporelle, afin de mieux quantifier la réponse des écosystèmes forestiers à leur environnement climatique (Medvigy *et al.*, 2010). La modélisation dynamique régionale du climat - bien qu'imparfaite - est une voie pour appréhender à haute résolution les contraintes climatiques rencontrées (dans l'actuel et le futur) par les écosystèmes sylvicoles. L'utilisation des données issues des projections climatiques n'est pas envisageable pour répondre aux demandes des gestionnaires forestiers

sans une étape préalable de désagrégation. Cette désagrégation nécessite une phase de validation de la paramétrisation du MCR, ainsi que de la qualité des données issues de la modélisation dynamique régionale comparativement aux données d'observation. Or, la Bourgogne dispose d'un réseau d'observations *in situ* dense pour les précipitations et les températures, mais beaucoup plus épars pour le rayonnement solaire incident, la vitesse du vent moyen et l'humidité relative, sur la période 1989-2008. Certains produits climatiques permettent de pallier ce problème. Pour exemple, les réanalyses à mésoéchelle SAFRAN (Quintana-Seguí *et al.*, 2008) réalisées à partir de zones climatiques homogènes permettent de s'affranchir partiellement du manque de données d'observations issues de stations, mais les performances de ce type de produit sont variables spatialement et d'un paramètre à l'autre, et leur viabilité à être utilisées pour des études d'impact pour les écosystèmes forestiers n'a pas été analysée à l'échelle régionale.

PROBLÉMATIQUES ET OBJECTIFS DU MÉMOIRE :

L'objectif de ce travail est de tirer parti de l'aptitude des MCR à préserver la dynamique de large échelle, tout en enrichissant cette dynamique en processus et variabilité de mésoéchelle sur le Centre-Est de la France. Ce travail propose donc d'examiner la capacité d'un MCR, ici le modèle Weather Research and Forecasting (WRF, Skamarock *et al.*, 2008), à désagréger au pas de temps journalier et sur la période 1989-2008 la variabilité climatique de large-échelle afin de simuler des champs climatiques tels que les précipitations et les températures à une résolution spatiale et temporelle fine, mais aussi le rayonnement solaire, la vitesse du vent moyen, l'humidité relative et la pression de surface. Ces quatre variables sont nécessaires à l'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) selon la formule de Penman-Monteith recommandée par la FAO, et donc à la simulation du cycle de l'eau et du bilan hydrique. Elles sont pourtant très peu étudiées (Frey-Buness *et al.*, 1995; Copeland *et al.*, 1996; Heck *et al.*, 2001; Correia *et al.*, 2007; Boé *et al.*, 2007; Ishak *et al.*, 2010) dans la plupart des travaux de modélisation climatique régionale du fait notamment du manque d'observations pour chacune d'entre elles.

L'objectif général de ce travail consiste à mettre en place une chaîne de modélisation haute résolution (8km), via le couplage d'un modèle de climat régional à un modèle de bilan hydrique sous couvert forestier, qui permettrait la simulation d'indices de déficit hydrique pour les hêtraies et les douglasaies de Bourgogne, que l'on sait sensibles à la disponibilité en eau. L'approche de désagrégation dynamique qui permet de résoudre explicitement la

physique et la dynamique du système climatique régional est préférée à une approche statistique afin d'éviter de poser une hypothèse de stationnarité pour le climat futur et pour rendre compte de l'influence des forçages de surface (topographie, couvert végétal) sur le climat local.

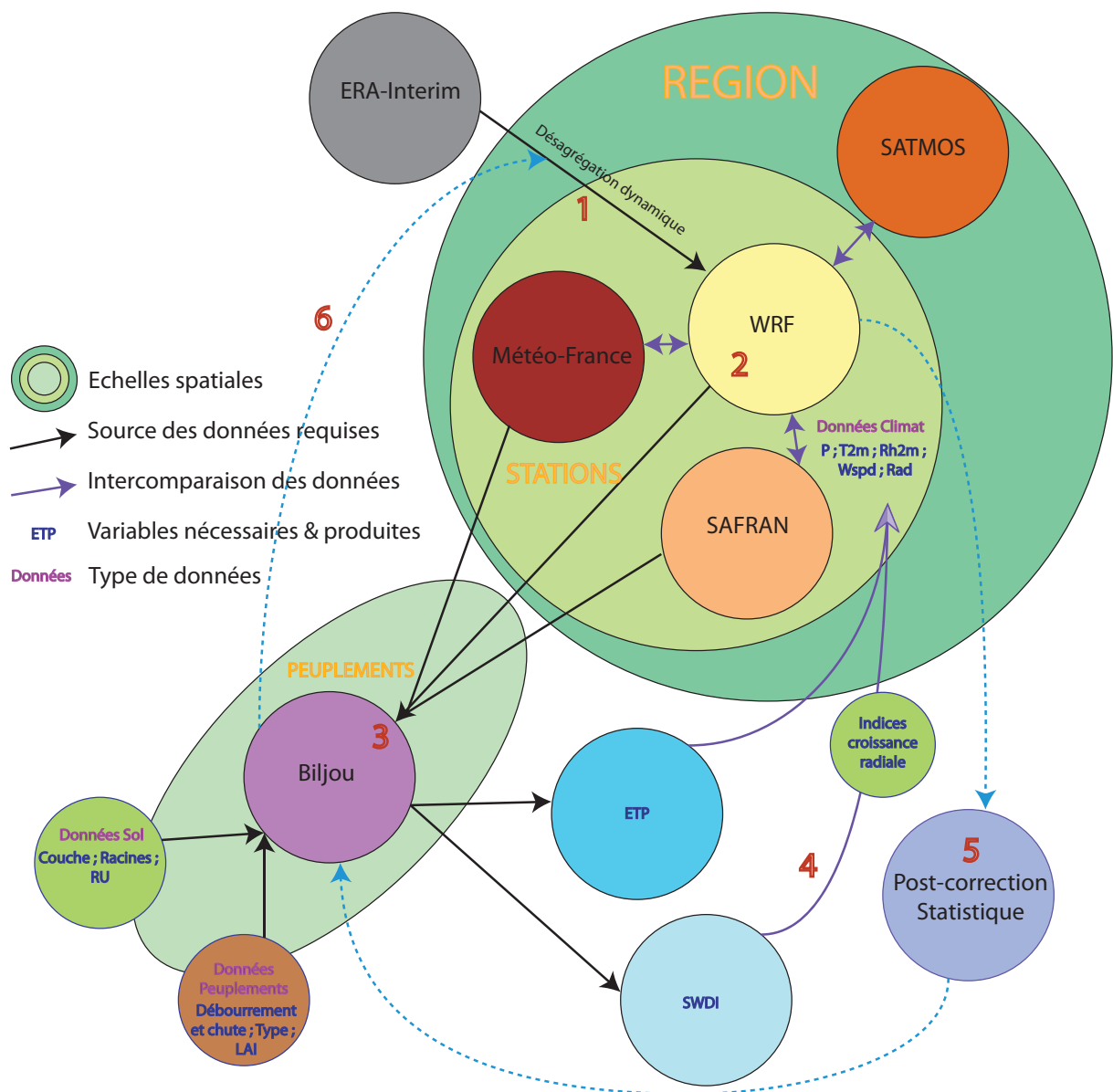


Figure I-1 Chorème des modèles utilisés et des données nécessaires à leur utilisation et à leur validation. Les chiffres indiquent les étapes successives d'exploitation et de validation mises en œuvre.

En préalable à la désagrégation de projections climatiques utilisant les nouveaux scénarios d'émissions de GES, les « Radiative Concentration Pathways » (RCP 2,6 ; RCP 4,5 ; RCP 6 et RCP 8,5, Moss *et al.*, 2010 ; Hallegate *et al.*, 2011 ; Arnel *et al.*, 2011) du Groupement

d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC), le présent travail aborde deux aspects de la validation de la désagrégation des données Era-interim (Fig. I-1., étape 1), à l'échelle de la région, de la station, et à l'échelle du peuplement forestier:

(i) Une première validation directe et détaillée des paramètres climatiques entrant dans le calcul des composantes du bilan hydrique (précipitations et évapotranspiration potentielle).

Peu d'études ont à ce jour évalué les capacités d'un MCR à reproduire la variabilité climatique régionale du rayonnement incident, de la vitesse du vent moyen, et de l'humidité relative (Bernard, 2008 ; Prahba et Hoogenboom, 2008 ; Pagé *et al.*, 2008 ; Pagé et Terray, 2011 ; Bonnardot et Cautenet, 2009). Ceci est particulièrement vrai à l'échelle du Centre-Est de la France, pour lequel aucun examen critique de la simulation de ces variables par un MCR n'a jamais été réalisé. Il s'agit donc ici d'évaluer la capacité du MCR WRF à reproduire la variabilité spatiale et temporelle en Bourgogne de chacune de ces trois variables. Cette évaluation sera étendue à la reproductibilité des températures moyennes journalières, ainsi qu'aux précipitations par comparaison avec les données d'observations Météo-France, SAFRAN et SATMOS (Fig. I-1., étape 2) à l'échelle de la région, mais aussi de la station. La capacité des MCR à reproduire avec succès ces deux variables a été démontrée pour de nombreuses régions (Liang *et al.*, 2006 ; Salathé *et al.*, 2008 ; Zhang *et al.*, 2009), y compris en Bourgogne à une résolution de 8km (Castel *et al.*, 2010 ; Xu *et al.*, 2012 ; Marteau *et al.*, 2014), en ce qui concerne leur distribution spatiale ainsi que leur variabilité interannuelle. Toutefois, ces travaux ont permis de montrer que les simulations du modèle présentaient une surestimation systématique des précipitations principalement au printemps et en été, lorsque des processus convectifs sont rencontrés, et des difficultés à reproduire leur variabilité haute fréquence et leurs extrêmes. Ce constat a été également observé à moindre mesure pour les températures. L'objectif est de déterminer la valeur ajoutée et les limites de WRF à simuler les variabilités spatiale et temporelle de ces cinq variables et leur géographie en Bourgogne, au pas de temps saisonnier et interannuel pour connaître leur capacité à se substituer aux données observées.

(ii) Une validation indirecte des paramètres climatiques à partir de l'estimation de (a) l'ETP et du (b) bilan hydrique sous couvert forestier calculé par Biljou[®], ainsi qu'à travers la relation entre les indices de déficit hydrique et les indices de croissances radiales des peuplements de douglas et de hêtres.

(a) Le cycle de l'eau régional dépend en premier lieu des précipitations. Mais les transferts d'eau du sol vers l'atmosphère sont aussi régulés par le climat via l'ETP. L'ETP, qui quantifie la demande évaporatoire au-dessus d'une surface, est calculée à partir des données de températures, d'humidité de l'air, de vitesse du vent, de rayonnement incident et de la pression de surface. L'évapotranspiration conditionne beaucoup de paramètres agronomiques, en particulier le confort hydrique des plantes qui marque la dépendance de la plante à la ressource en eau (Delcamp, 2011). L'objectif est de (i) confronter tant à l'échelle régionale qu'à l'échelle des peuplements forestiers les ETPs Penman et Penman-Monteith estimées dans l'analyse à mésoéchelle SAFRAN et par le réseau Météo-France à celle simulée par WRF afin d'évaluer sa capacité de reproductibilité et (ii) évaluer indirectement la capacité du modèle à simuler le rayonnement incident, la vitesse du vent moyen, l'humidité relative et la température moyenne.

(b) Ce travail se focalise essentiellement sur deux essences caractéristiques de la Bourgogne, le hêtre et le douglas, car ces deux essences présentent une forte réactivité aux variations interannuelles du bilan hydrique et au climat (Lebourgeois *et al.*, 2005). La simulation de bilan hydrique sous couvert forestier a déjà été effectuée en Bourgogne en forçant le modèle de bilan Hydrique Biljou[©] avec les données d'observation Météo-France les plus proches (ANR DRYADE, Sergent *et al.*, 2012) pour 30 placettes de douglas et 57 placettes de hêtres (Asse, 2013) pour lesquelles nous disposons de données de peuplements, de sols, et d'indices de croissance radiale. Ce jeu de données originales offre un cadre utile pour évaluer les capacités de la modélisation climatique régionale à décrire l'évolution du bilan hydrique et de l'indice de déficit hydrique. L'approche classique de calcul de bilan hydrique consiste à utiliser les données climatiques des stations proches, or l'éloignement entre les peuplements étudiés et les stations d'observation peut induire des incertitudes liées à la topographie respective de chacun des sites. La résolution fine des grilles SAFRAN et WRF permet de disposer de données climatiques accroissant la proximité avec le peuplement étudié, les rendant donc potentiellement plus exactes. Le premier objectif est de confronter ces trois jeux de données climatiques en amont et en aval de la modélisation du bilan hydrique, afin de déterminer si la proximité entre les points de grilles WRF et SAFRAN et les placettes forestières apporte une plus-value comparativement aux données des stations Météo-France (Fig. I-1., étape 3). Le second objectif est d'identifier indirectement, en exploitant la forte relation entre croissance radiale et déficit hydrique chez le douglas et le hêtre en Bourgogne, les variables ou les propriétés climatiques pouvant entraver l'estimation de l'indice de stress hydrique (Fig. I-1., étape 4).

L'utilisation de modèles d'impact s'avère être une bonne approche pour valider des données issues de la modélisation climatique dans les régions où les données climatiques observées sont de qualité ou quantité insuffisantes (Brands *et al.*, 2013). Bien que rarement utilisée (Lung *et al.*, 2013), Stéfanon *et al.* (2015) ont démontré la pertinence de cette méthode consistant à utiliser des données du présent ou du passé récent en entrée de modèle d'impact avant d'entamer des travaux relatifs aux projections climatiques. Partant de ce postulat, ce travail cherche à répondre à plusieurs questions :

- (i) Quelles sont les capacités et les potentialités (plus-values et limites) d'un Modèle Climatique Régional à simuler les variables nécessaires au calcul du bilan hydrique ?
- (ii) Le signal climatique simulé par les MCR est-il cohérent avec la réalité biologique des essences forestières ?
- (iii) Quels sont les principaux mécanismes limitant leur utilisation en entrée de modèles d'impacts et peut-on s'y soustraire à l'aide de méthodes de post-correction statistique (Fig. I-1., étape 5) ou par l'amélioration de la paramétrisation du modèle (Fig. I-1., étape 6) ?

ORGANISATION DU MÉMOIRE :

Pour répondre à ces questions, ce mémoire cherche à :

- (i) Confronter les simulations régionales à de nombreux jeux de données de références provenant des réseaux d'observation, des estimations satellitaires ainsi qu'à des analyses à mésoéchelle.
- (ii) Identifier indirectement à l'aide d'un modèle d'impact les variables ou les processus climatiques qui ne permettent pas de rendre compte de la réalité biologique des essences à travers leur indice de croissance radiale.

- (iii) Analyser l'efficacité d'une méthode de post-correction statistique ou d'autres paramétrisations à rendre compte de la réalité biologique des essences.

Ces réponses sont développées à travers les 5 chapitres suivants qui structurent l'architecture de ce mémoire :

Le **premier chapitre** présente le contexte topographique, géologique et climatique de la Bourgogne, ainsi que la place de la forêt en Bourgogne et l'influence du climat sur les peuplements forestiers bourguignons.

Le **second chapitre** présente un bref état de l'art de la modélisation forestière et de la modélisation climatique régionale, les modèles ainsi que les données mobilisés dans ce travail.

Le **troisième chapitre** présente la capacité du MCR WRF à simuler les variables climatiques nécessaires au calcul du bilan hydrique. Ce chapitre est construit à partir de l'article « Boulard D, Castel T, Camberlin P, Sergent AS, Bréda N, Badeau V, Rossi A, Pohl B (2015) Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water balance computation: a case study over northeastern France. » publié dans la revue *Climate Dynamics*.

Le **quatrième chapitre** présente l'apport d'une post-correction empirique pour la simulation des contraintes hydriques sur la croissance radiale des arbres. Il est développé sous la forme d'un article « Boulard D, Castel T, Camberlin P, Sergent AS, Asse D, Bréda N, Badeau V, Rossi A, Pohl B (2015) Bias correction of dynamically downscaled precipitation to compute soil water deficit for explaining year-to-year variation of tree growth over northeastern France. » publié dans la revue *Agricultural and Forest Meteorology*.

Le **cinquième chapitre** présente une discussion dans laquelle nous cherchons à approfondir les résultats du chapitre précédent en nous focalisant sur deux années-types, ainsi que sur l'exploitation de deux nouvelles simulations présentant l'apport de la résolution explicite de la convection et du guidage spectral.

Enfin, **une annexe** présente un dernier article publié durant cette thèse « Boulard D, Pohl

B, Crétat J, Vigaud N, Pham-Xuan T (2013) **Downscaling large-scale climate variability using a regional climate model: the case of ENSO over Southern Africa**. *Climate dynamics*, 40(5-6), 1141-1168.». Cet article dérivé d'un travail de master n'a pas de lien direct avec la problématique de cette thèse, mais permet d'aborder quelques aspects complémentaires de la paramétrisation de WRF et de sa validation.

1. FORETS ET CLIMAT : ELEMENTS CONTEXTUELS ET ZONE D'ETUDE

1.1. LA FORÊT BOURGUIGNONNE

1.1.1. Cadre physique du territoire bourguignon

La Bourgogne (Fig. 1-1) est une région française qui regroupe 4 départements pour une superficie totale de 31 582km² (environ 6% du territoire français). Elle se situe dans le Centre-Est de la France entre les latitudes 46°- 48,5° Nord, et les longitudes 2,5°- 5,5° Est, à l'Ouest du massif du Jura et de celui des Alpes, et au Nord-Est du massif Central. Son territoire s'étend sur trois bassins hydrographiques différents qui jouent un rôle prépondérant dans la migration d'espèces; à 44% sur le bassin de la Loire au Sud-Ouest de son territoire, à 28% sur le bassin de la Seine au Nord-Ouest, et à 28% sur le bassin du Rhône à l'Est.

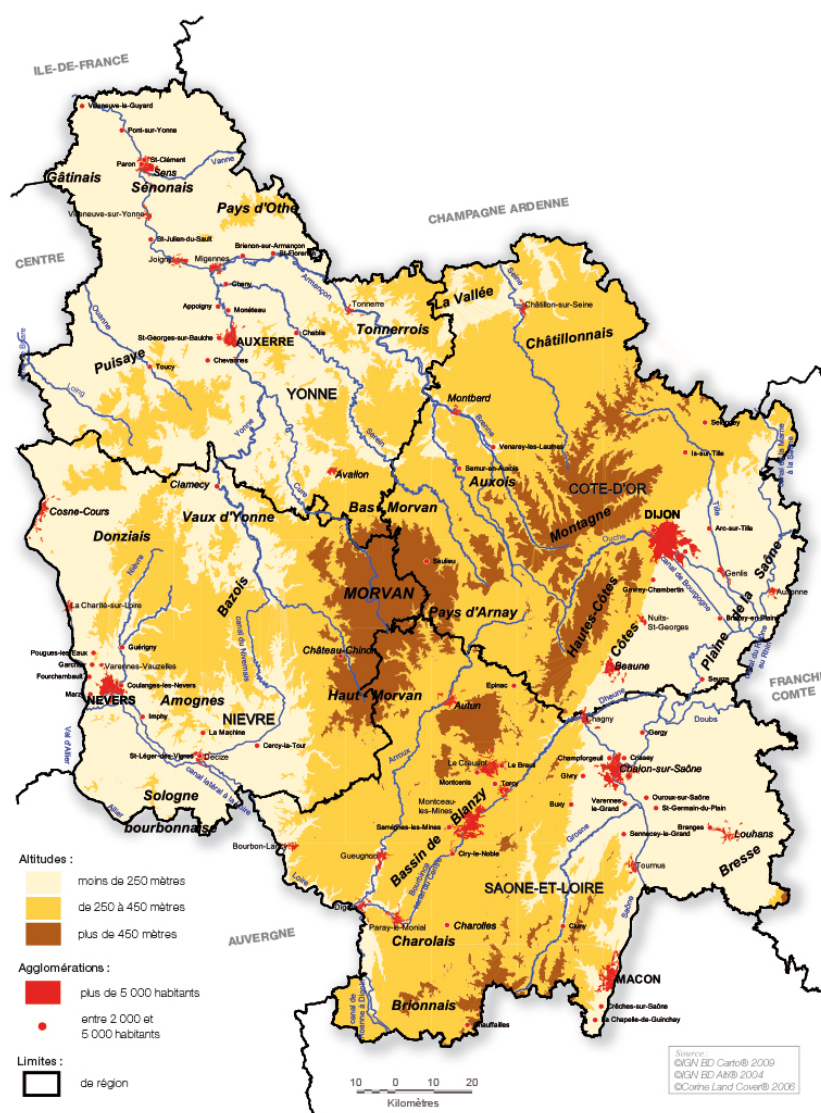


Figure 1-1 Topographie régionale de la Bourgogne (DREAL, 2012).

Le centre de la Bourgogne présente un massif granitique, le Morvan, qui résulte d'un affleurement du socle et culmine à 901m au Haut-Folin. Le Massif du Morvan est à cheval sur les 4 départements. Il est bordé vers l'Est par un faite, constituant la ligne de partage des eaux entre les bassins Saône-Rhône et Seine-Loire. Il comprend dans sa partie nord une voûte calcaire de 500 à 600m d'altitude, prolongement du plateau de Langres (seuil de Bourgogne), et plus au Sud des reliefs plus isolés (Charolais, Brionnais) ne dépassant que localement les 450 m. Les zones basses incluent d'une part la plaine de Saône à l'Est, et d'autre part à l'Ouest un ensemble de bas-plateaux et de vallées en légère pente vers le Nord-Ouest, intégrés aux bassins de la Seine et de la Loire.

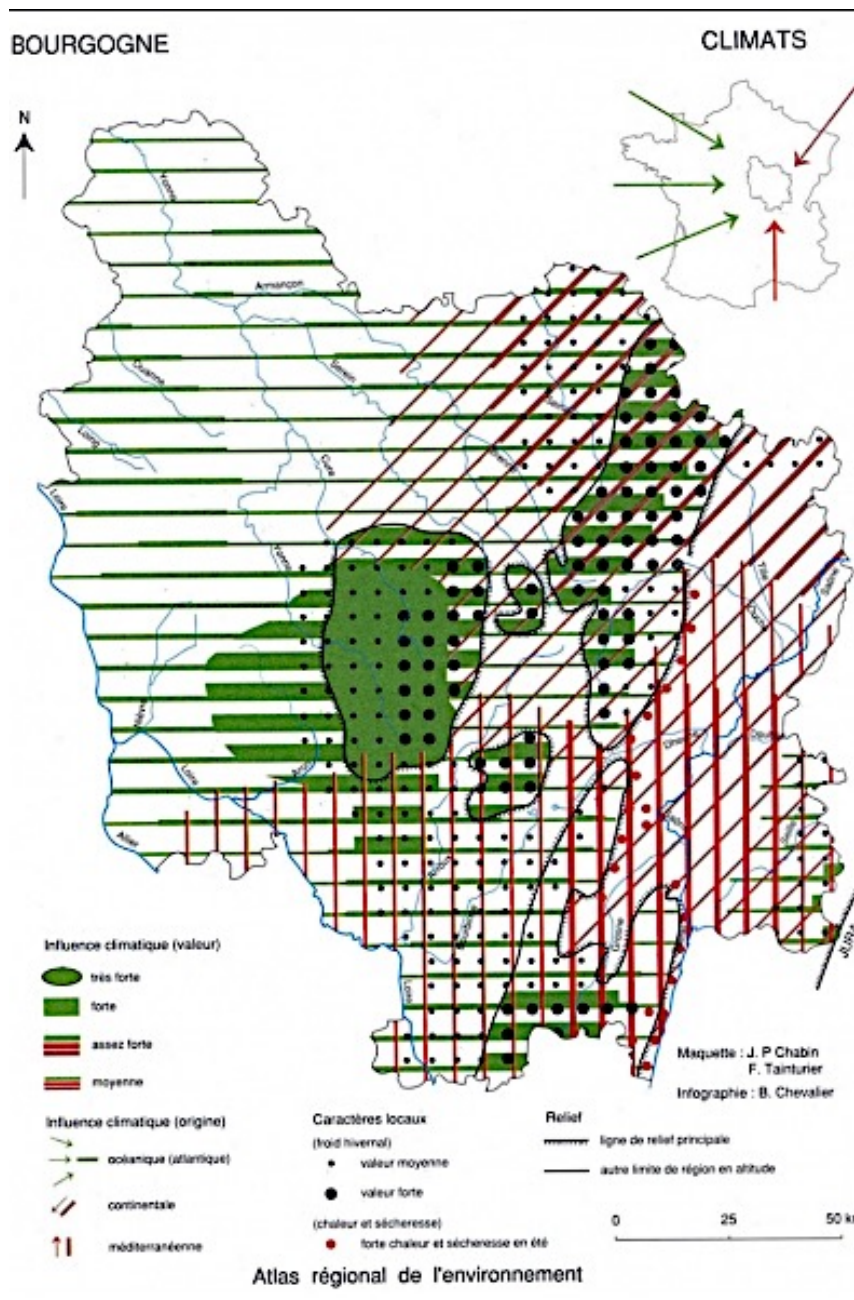


Figure 1-2 Influences climatiques en Bourgogne (Chabin, 1996).

Du fait de son éloignement des côtes, la Bourgogne se caractérise principalement par un climat de type océanique dégradé (Joly *et al.*, 2010) caractérisé par des masses d'air provenant essentiellement de l'océan Atlantique, et qui se déplacent majoritairement d'Ouest en Est en se dénaturant vers l'Est (Fig. 1-2). Cette influence dominante confère à la Bourgogne un climat tempéré, relativement humide en toutes saisons. Les températures sont rarement extrêmes, avec des moyennes en janvier comprises entre + 0.5°C et + 2.5°C et en juillet entre + 17°C et + 20°C (Chabin, 1996). De même, il existe une certaine homogénéité dans les régimes pluviométriques. Ces éléments permettent l'utilisation d'indices climatiques régionaux. Mais de substantielles variations locales liées au relief, à la continentalité croissante d'Ouest en Est, et aux influences méditerranéennes possibles via le couloir Saône-Rhône apparaissent. Ainsi, à l'Est dans la plaine de Saône, on observe en son Nord un climat à tendance continentale, un peu plus froid et sec en hiver, et au Sud-Est une influence méditerranéenne avec des conditions un peu plus chaudes et sèches en été, un peu plus douces en hiver et avec la possibilité d'évènements pluvieux remarquables en automne (Mizrahi, 1998). Au Centre, le massif du Morvan se caractérise par un climat océanique particulièrement arrosé et est responsable du déclenchement de systèmes convectifs mésoéchelles.

Les substrats géologiques rencontrés en Bourgogne sont très diversifiés (Fig. 1-3). Le socle primaire composé de roches granitiques et métamorphiques, forme le massif du Morvan et s'étend jusqu'au sud de la Saône-et-Loire. A la périphérie du Morvan s'étendent des dépressions marneuses (Auxois, Terre Plaine) ou schisteuses (Autunois), laissant place à des plateaux calcaires à l'ouest de l'Yonne et au Nord de la Côte d'Or. Le Nord-Ouest de l'Yonne est de nature crayeuse. Le flanc Nord-Ouest du seuil de Bourgogne s'abaisse vers le bassin parisien, avec une alternance de calcaires et de marnes, et des lignes de cuestas tournées vers le Sud-Est. Au sud de la Nièvre (Sologne Bourbonnaise), des anciens fossés d'effondrement ont été comblés par des sables et des argiles imperméables. Les failles qui entrecoupent les plateaux nivernais sont soulignées en creux par les vallées de la Nièvre, de l'Aron et de l'Yonne et en relief par les blocs soulevés de Saint-Saulge et de la Machine (DREAL, 2012). A l'Est entre Dijon et Mâcon les plateaux calcaires s'abaissent rapidement par une succession de talus regardant vers l'Est et délimitant les Hautes-Côtes, les Côtes de Beaune, les Côtes de Nuits et la Côte chalonaise. Dans le Mâconnais, les fronts calcaires sont découpés en éperons triangulaires. Plus à l'Est, dans la plaine de Saône dont l'altitude oscille entre 170 et 250m, la Saône et ses affluents ont creusé leurs vallées en formant plusieurs vastes niveaux de terrasses alluviales. La Bresse (Sud-Est) constitue un ancien fossé d'effondrement comblé par des

sables et des argiles imperméables. Quant aux vallées de la Saône, de la Loire et de l'Yonne, principaux cours d'eau de la région, elles sont recouvertes de sédiments alluvionnaires (Alterre-Bourgogne, 2010).

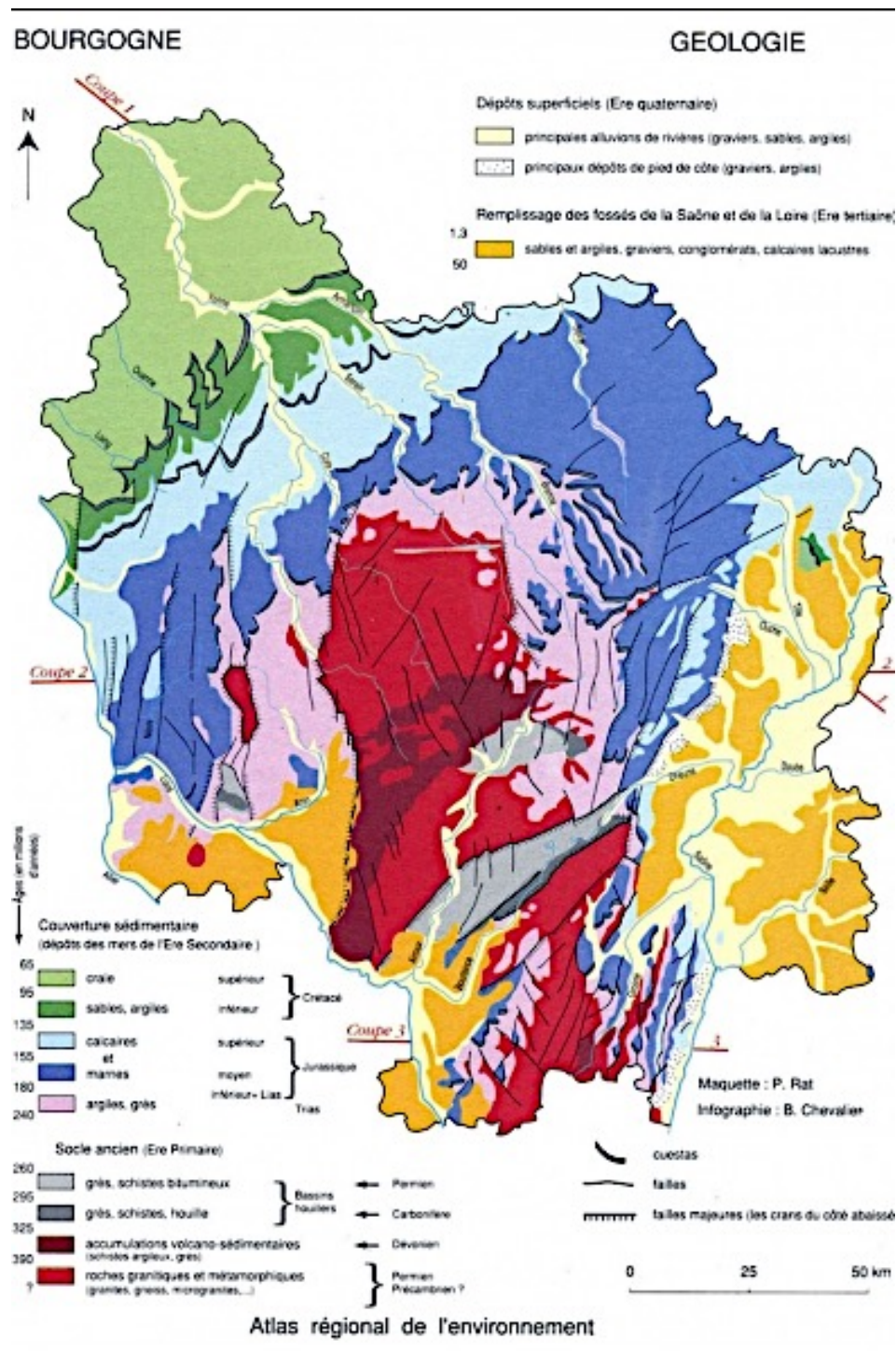


Figure 1-3 Principales formations géologiques de Bourgogne (Atlas régional de l'environnement)

En relation avec ces formations géologiques, quatre grands types de sols peuvent être identifiés (ONF, 2011) :

- les sols sur roches calcaires : plateaux et côtes calcaires, Champagne crayeuse, caractérisés par des sols hydrophobes et de faibles réserves utiles.

- les sols sur granites et roches volcaniques du Morvan, caractérisés par des réserves utiles faibles ou moyennes ;
- les sols sur schistes, argiles et limons des bas plateaux, plaines et dépressions, caractérisés par des sols hydromorphes et des réserves utiles importantes ;
- les sols sur alluvions récentes, dans les fonds de vallée et le fossé bressan, où l'on retrouve des réserves utiles importantes.

1.1.2. Ecologie et économie forestières du territoire bourguignon

La Bourgogne est l'une des premières régions forestières (5^{ème}) de France en matière de taux de boisement. Les forêts occupaient en 2009 970 000ha soit 31% de la surface de la région (Fig. 1-4), soit légèrement plus que le taux de boisement de la France (29%) (Inventaire Forestier National - IFN, 2010). Les surfaces forestières se sont accrues d'environ 30 000ha au cours de ces 20 dernières années, essentiellement au détriment des terres agricoles (DREAL, 2012). Cette progression s'est infléchie depuis quelques années et la surface forestière tend à se stabiliser.

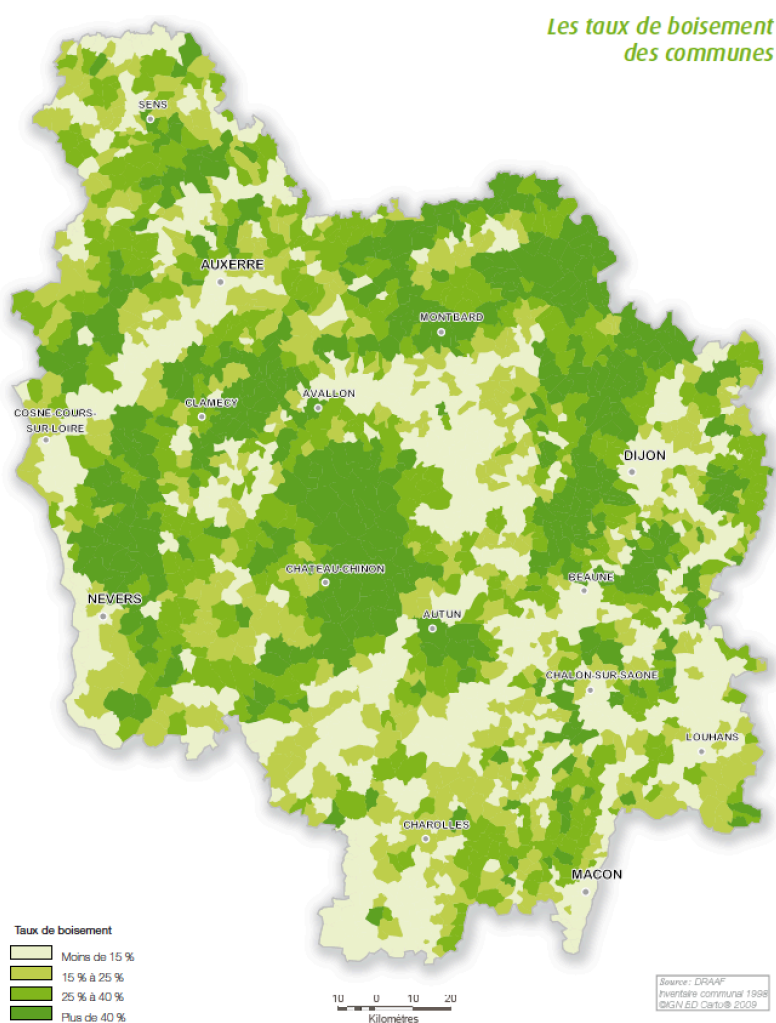


Figure 1-4 Taux de boisement par communes (DRAAF, 2010).

Les forêts de Bourgogne sont caractérisées par une grande diversité de stations forestières et par une grande amplitude de ses potentialités forestières, contraintes par les conditions pédo-climatiques plus ou moins favorables. Les taux de boisement les plus élevés s'observent principalement sur le massif du Morvan et les tables calcaires du Nord-Est de la région. Les forêts sont moins denses dans les plaines péri-morvandelles ou dans la dépression bressane au Sud-Est. Les stations forestières définies par l'IFN et qui correspondent à des étendues de terrain de superficie variable, homogènes dans leurs conditions physiques et biologiques (mésoclimat, topographie, géomorphologie, sol, composition floristique et structure de la végétation spontanée), ont été regroupées en 6 grandes zones forestières dans les Orientations Régionales Forestières (ORF) qui s'appuient sur les caractéristiques géologiques et climatiques des régions naturelles IFN (Fig. 1-5).

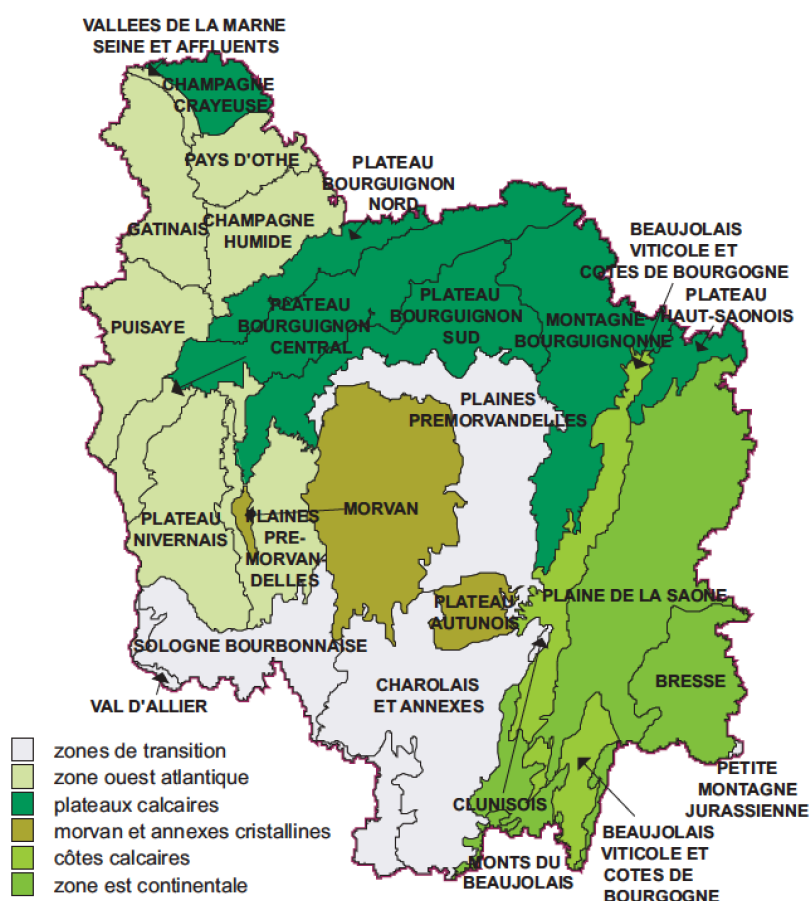


Figure 1-5 Stations forestières IFN et grandes zones forestières ORF (ONF, 2011).

La majorité des forêts de Bourgogne, qu'elles soient publiques ou privées, s'inscrivent dans la zone des plateaux calcaires, dans la zone Ouest-Atlantique et enfin dans le Morvan et

ses annexes cristallines. Pour ces deux dernières grandes zones forestières, les surfaces forestières sont principalement représentées par la forêt privée (166 000 propriétaires) qui couvre en Bourgogne 670 000 ± 17 000 ha, soit 68% de toute la forêt de la région (légèrement inférieur à la moyenne nationale de 75%).

La forêt est majoritairement composée de feuillus à 83% (780 000 ha) faisant de la Bourgogne la seconde région française en matière de surface d'essences feuillues (Fig. 1-6). Cette proportion de feuillus au sein des forêts de Bourgogne est retrouvée pour l'ensemble des départements. La principale essence rencontrée en Bourgogne est le chêne (64% des essences totales (Fig. 1-7)) majoritairement représentée par les chênes sessiles et les chênes pédonculés. Suit le hêtre qui représente 8% des essences forestières et le douglas (7%).

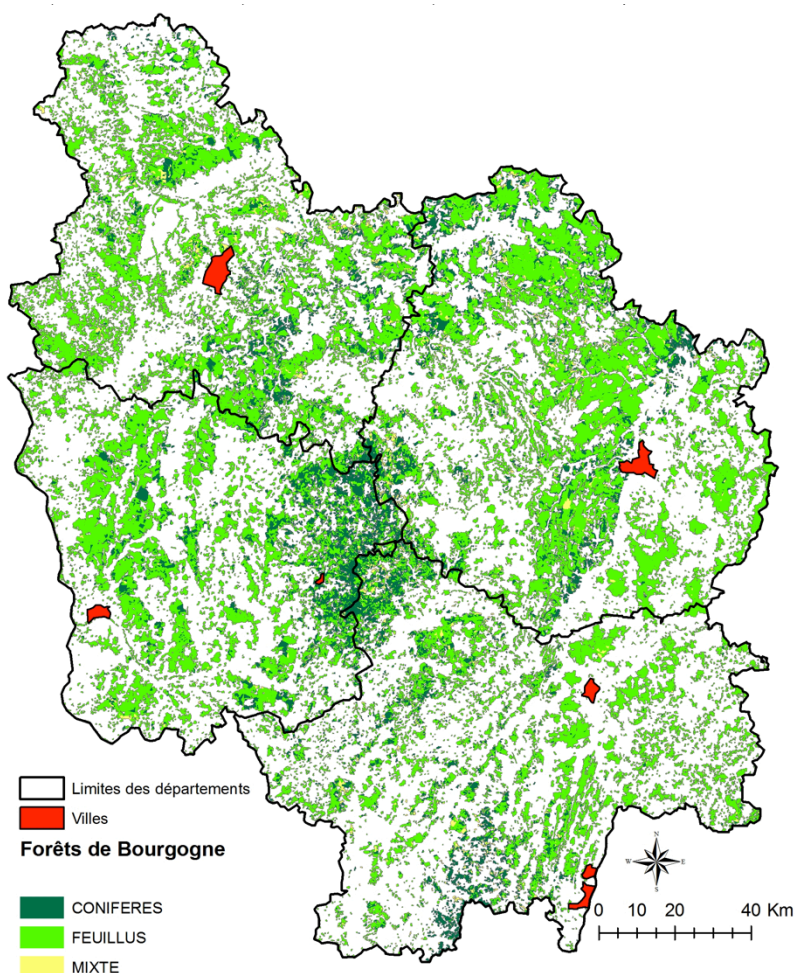


Figure 1-6 Distribution des conifères et des feuillus en Bourgogne.

Néanmoins, la carte des résineux et feuillus montre que la composition des forêts de Bourgogne varie spatialement (Fig. 1-6). Du fait des variations locales des propriétés des sols

ou des conditions topoclimatiques, ainsi que de paramètres économiques ou historiques locaux, la définition de types de formations forestières présentant une homogénéité tant en matière de production que de gestion sylvicole est un exercice difficile. Ainsi, les six grandes régions forestières de l'ORF ne correspondent pas à des formations homogènes, mais elles n'en sont pas moins caractérisées par des compositions en essences assez contrastées (Fig. 1-8), que ce soit dans les forêts domaniales ou dans les autres forêts relevant du régime forestier.

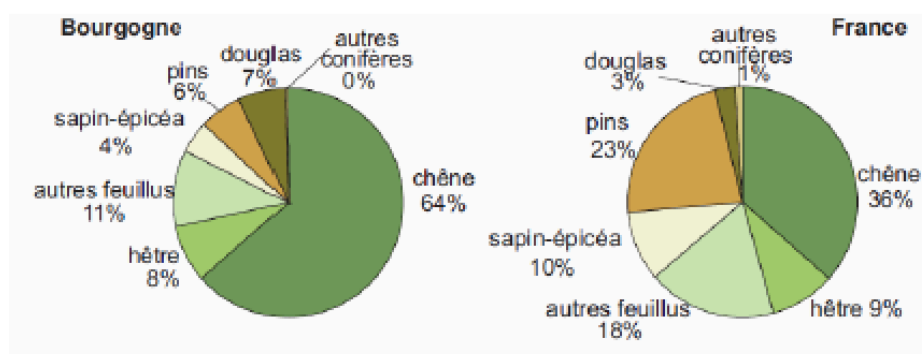


Figure 1-7 Principales essences présentes en Bourgogne et en France (DRAAF Bourgogne, 2010).

Bien que les forêts de feuillus prédominent sur l'ensemble de la région (Fig. 1-6), la présence de conifères (principalement douglas, sapins, épicéas) dans le Morvan et ses annexes cristallines structure le paysage. S'ajoute à cette proportion élevée de résineux un fort taux de boisement (47%). Ces éléments font du Morvan et de ses annexes cristallines des territoires à vocation clairement forestière bénéficiant d'une grande diversité de production pouvant tirer parti d'essences variées. Bien que leur présence soit plus faible, les résineux sont aussi présents sur les plateaux calcaires du Nord de la Bourgogne, et au sommet des Côtes calcaires qui jouxtent la plaine de Saône.

La forêt privée représente plus des deux tiers de la forêt en Bourgogne (68%) mais sa distribution est inégale à travers les 4 départements. Elle est largement majoritaire dans la Nièvre, la Saône-et-Loire et l'Yonne (77%) mais égale la forêt publique dans la Côte d'Or (51%). En 2007, la moitié de la forêt privée est constituée de propriétés d'au moins 25ha d'un seul tenant (DRAAF Bourgogne, 2007). Le reste de la forêt privée est partagée en un nombre considérable de petits propriétaires, notamment plus de 111 000 propriétaires ayant moins de 1ha de forêt (CRPF³). Quant à la forêt publique, elle se répartit entre 102 000 ± 6 000ha de

³ Centre régional de la propriété forestière : <http://www.forêt-de-bourgogne.fr>
25

forêts domaniales (10%) et 210 000 ± 7 000ha d'autres forêts publiques (21%). Les forêts publiques sont les plus représentées dans le département de la Côte d'Or (49%) où les forêts domaniales couvrent près de la moitié des surfaces forestières publiques pour des raisons historiques. Le fait est que les forêts publiques en Bourgogne sont généralement de plus grandes tailles comparativement aux forêts privées, impliquant une organisation différente. Les forêts domaniales couvrent généralement quelques milliers d'hectares, avec un maximum de 10 000ha dans la forêt de Châtillon sur Seine, et les forêts communales font généralement de plusieurs dizaines à plusieurs centaines d'hectares. Cette répartition entre forêts publiques et forêts privées a une incidence d'une part sur les structures de peuplement, ainsi que sur les stratégies de gestion et d'exploitation sylvicole.

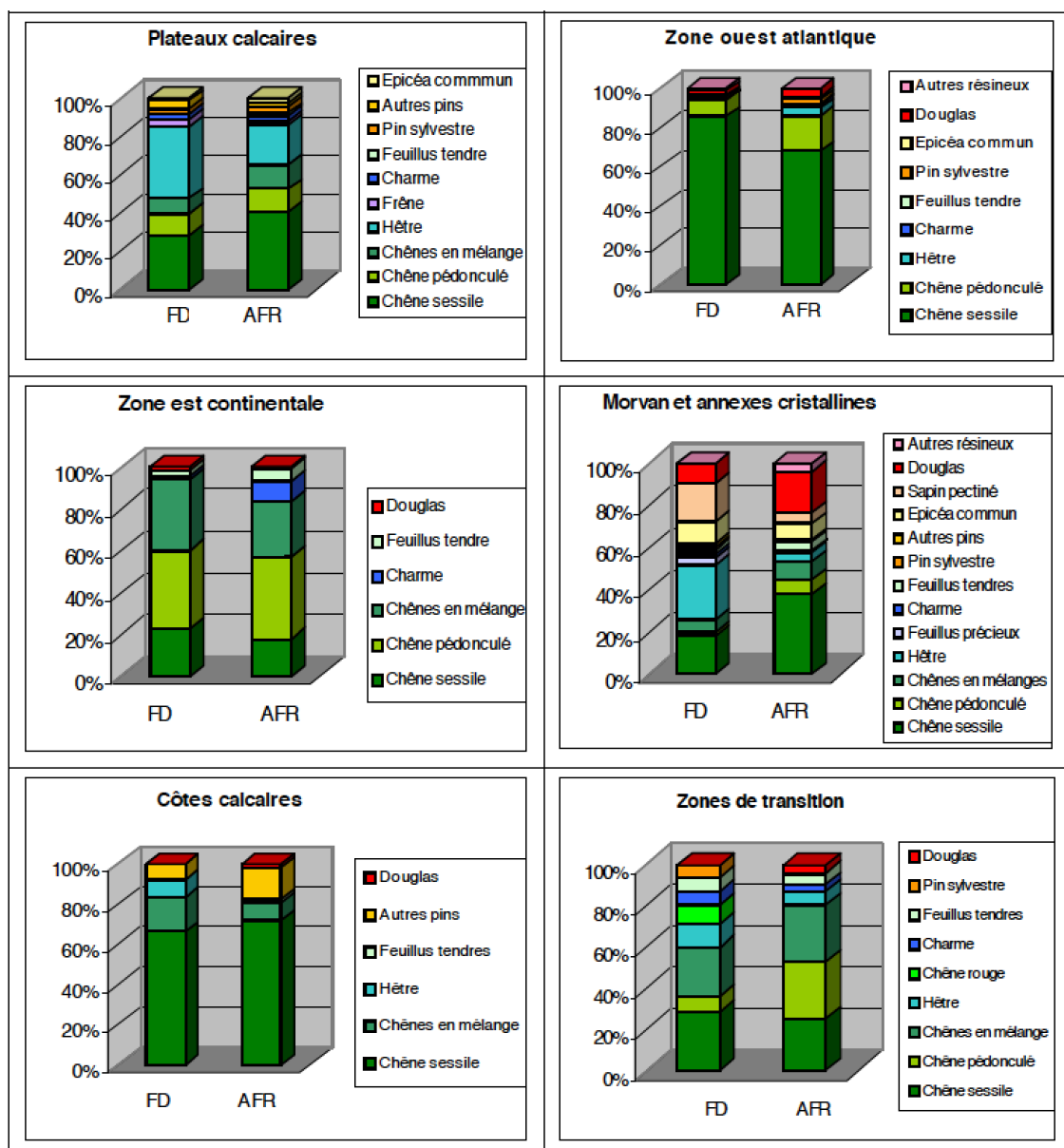


Figure 1-8 Composition en essences prépondérantes des grandes zones forestières ORF (ONF, 2011).

Lorsque l'on s'attache au volume sur pied des différentes essences⁴, des disparités apparaissent entre la forêt publique et la forêt privée. Pour exemple, les feuillus représentent 87% du volume sur pied en forêt publique alors que le volume sur pied des conifères dans cette même forêt publique ne représentent que 18% du volume total de conifères de Bourgogne. Des disparités apparaissent lorsque l'on se focalise sur des essences précises. Le chêne pédonculé est beaucoup plus représenté en forêt privée (76%) qu'en forêt publique (24%) (Fig. 1-9 - IFN Bourgogne, 2010).

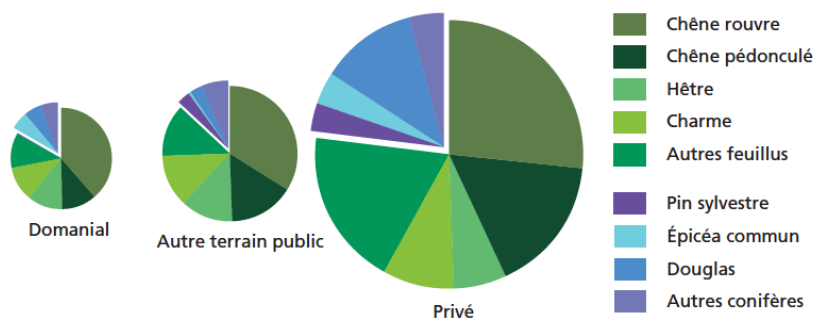


Figure 1-9 Répartition du volume de bois en forêt de production inventoriée par essence et par type de propriété (IFN Bourgogne, 2010).

De même, les volumes sur pied des conifères, notamment du douglas, de l'épicéa commun et du pin sylvestre sont retrouvés pour près de 90% en forêt privée (Fig. 1-9). Enfin, si l'on s'attache au hêtre, il présente une répartition plus homogène avec 44% du volume sur pied en forêt publique et 56% en forêt privée. En Bourgogne, le volume sur pied estimé en 2010 est de 174 millions de m³ avec un volume à l'hectare (179m³/ha) nettement plus élevé que la moyenne nationale (157m³/ha). Pour les 4 départements, Les volumes à l'hectare en forêt privée sont sensiblement plus élevés que ceux de la forêt publique (190m³/ha contre 156 m³/ha). Le chêne, ainsi qu'à moindre mesure le hêtre, le charme et le douglas sont les principales essences structurant le volume sur pied en Bourgogne (Fig. 1-10) et faisant d'elle la première région française en ce qui concerne la production de bois brut à partir de feuillus et de douglas.

Le type de propriété influence la structure des peuplements, avec des proportions de futaies⁵ majoritairement retrouvées dans les forêts privées, et des taillis⁶ sous futaies

⁴ Correspond au volume des tiges des arbres de diamètre supérieur à 7,5cm à une hauteur de 1m30.

⁵ Peuplements issus de graines ou de plants et dont la majorité des arbres ont le même âge. On parle de futaie pure en présence d'une seule essence et de futaie mélangée ou mixte, lorsque plusieurs essences coexistent.

beaucoup plus rencontrés dans les forêts publiques. En Bourgogne, la structure de peuplement⁷ dominante en 2008 était la futaie (51%) avec une tendance à l'expansion à un rythme de 1% par an (ONF, 2011). Le taillis sous futaie est encore très présent avec plus de 40% encore non converti en futaie en 2008 (ONF, 2011). Les plantations résineuses récentes sont majoritairement traitées en futaies régulières. Les variations du capital sur pied entre les deux derniers cycles d'inventaires IFN présentent un accroissement très prononcé pour les peuplements de conifères, ainsi qu'un accroissement des mélanges futaies feuillues. Les évolutions récentes des pratiques sylvicoles tendent à convertir les taillis sous futaie en futaies régulières (Fig. 1-11), c'est-à-dire une futaie où les arbres ont une même classe d'âge, et en futaies irrégulières. Le Morvan connaît un peu plus de coupes rases de taillis et d'anciens taillis-sous-futaie dégradés pour les convertir en futaie de conifères ; cela concerne annuellement 0,1 à 0,5% des surfaces.

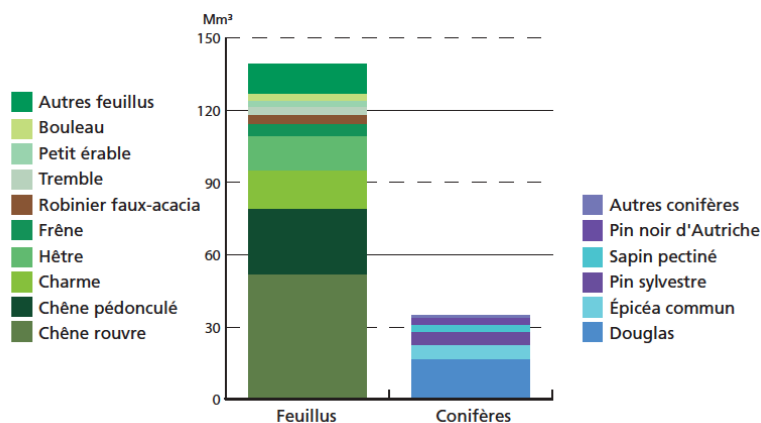


Figure 1-10 Volume de bois en forêt de production inventoriée par essence (IFN Bourgogne, 2010)

La filière bois désigne couramment l'ensemble des activités complémentaires qui concourent, d'amont en aval, à la réalisation de produits finis. En 2012, la filière forêt-bois comptait en Bourgogne 2800 établissements et 14600 emplois, soit 1,5% de l'emploi régional. La forêt en Bourgogne joue donc un rôle crucial pour l'emploi en zone rurale, et présente un tissu diversifié de scieries feuillues, d'artisans, et d'unités industrielles de sciages résineux (Agreste Bourgogne, 2015). En 2013, la récolte de bois a atteint 2,5 millions de m³, soit une hausse de 4,4% par rapport à 2012, faisant de la Bourgogne la 4ème région française en matière de production (6,8% de la production nationale).

⁶ Peuplement issu de la multiplication végétative par rejet de souche et drageons.

⁷ Mode d'assemblage des arbres constituant le peuplement (juxtaposition horizontale et verticale).



Figure 1-11 Futaie régulière de douglas à Dun-les-Places.

La production totale est partagée entre trois filières principales, la production de bois d'œuvre, de bois d'industrie et de bois énergie (Fig. 1-12). Majoritairement, la production est liée au bois d'œuvre (51% de la récolte). Le reste de la production est partagé entre le bois d'industrie (28%) et le bois énergie. Cependant, la récolte de bois énergie augmente fortement ces dernières années dépassant le seuil des 500 000m³ de récolte. Les structures de peuplement associées aux types de peuplement jouent évidemment un rôle primordial dans la répartition des récoltes forestières. Les résineux sont privilégiés pour la production de bois d'œuvre (784 000m³ pour un total de 1 240 000m³ de bois d'œuvre) malgré la constitution majoritairement feuillue des forêts de Bourgogne, et ils présentent un prélèvement en hausse alors que l'inverse se produit pour les feuillus. Les feuillus sont privilégiés pour le bois d'industrie dont les prélèvements atteignent les 700 000m³. Dans l'ensemble, les principales essences récoltées sont majoritairement le douglas (Fig. 1-13) et le chêne, et à moindre mesure le sapin, l'épicéa, le peuplier et enfin le hêtre.

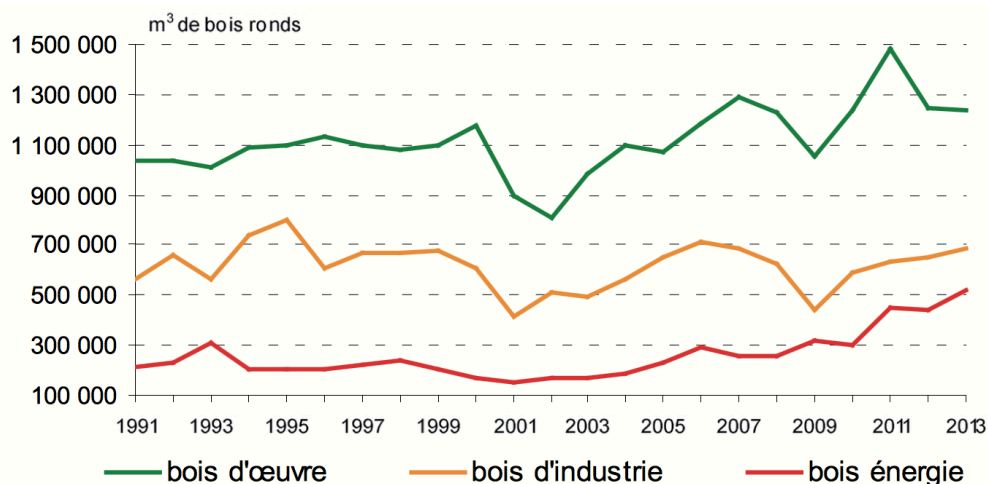


Figure 1-12 Récolte de bois entre 1991 et 2013 par type de production (Agreste Bourgogne, 2015).

Les principales entreprises que l'on retrouve dans les secteurs de production et de transformation sont situées majoritairement dans le Châtillonnais, le Morvan et le Sud de la Saône-et-Loire. Actuellement, la filière bois connaît un phénomène de concentration, marqué

par la disparition de petites exploitations et de scieries au profit de plus grandes structures. Malgré la hausse des récoltes, les exportations ont diminué de 12% entre 2012 et 2013, notamment à cause des difficultés de commercialisation du hêtre. Toutefois, la forêt de Bourgogne continue de croître en ce qui concerne le volume sur pied, notamment du fait du développement du douglas (environ 80% des plantations actuelles) qui permet de valoriser des sols relativement pauvres et de répondre aux investissements industriels lourds déjà réalisés dans la filière bois en Bourgogne (ADEME Alterre Bourgogne, 2012).



Figure 1-13 Grume de douglas à Autun.

Enfin, bien que l'activité forestière soit une composante majeure de l'économie locale et malgré son rôle de production très marqué, la forêt en Bourgogne reste un lieu d'usage récréatif ainsi que de biodiversité. Les forêts demeurent une composante essentielle du territoire bourguignon autant par les surfaces qu'elles couvrent et les paysages qu'elles modèlent que par leurs impacts sur l'environnement et sur la biodiversité. Elles disposent d'un rôle identitaire en plus de leurs fonctions économiques et sociales, mais aussi un rôle écologique avec 70% de la surface couverte par des inventaires écologiques et 20% de la surface intégrée à une zone Natura 2000 (ONF, 2011).

Les forêts contribuent d'autre part à répondre aux défis sociétaux relatifs à la préservation des sols, de la ressource en eau ainsi qu'à la biodiversité du fait de leur rôle de réservoir de ressources biologiques et génétiques et de trame verte permettant la circulation de la faune (Delcamp, 2011). Le principal service rendu par les forêts concerne l'atténuation du changement climatique à travers leur capacité à stocker du carbone. L'utilisation de bois-énergie en substitution à la combustion d'énergies fossiles permet de réduire les émissions de gaz à effet de serre. Ainsi, le CO₂ libéré par combustion du bois correspond au CO₂ stocké par

photosynthèse au cours de la croissance de l'arbre, générant un bilan neutre. En Bourgogne, la biomasse forestière a permis le stockage annuel moyen de 5.5 millions de tonnes de CO₂ entre 1996 et 2004, pour un total de 180 millions de tonnes de CO₂ stockées dans les arbres sur pied (bois, branches, racines) et 259 millions de tonnes de CO₂ stockées dans les sols forestiers avant déduction du bois prélevé et utilisé comme combustible (Alterre Bourgogne, 2010). Les forêts contribuent aussi, via le pompage de l'eau du sol par l'évapotranspiration, à la remontée de la nappe phréatique et au maintien de l'assainissement des parcelles et limitent l'érosion du sol. Elles jouent un rôle important dans l'amélioration de la qualité de l'eau du fait des très faibles taux de nitrates produits par les arbres et grâce à la filtration des excédents d'azote, phosphore ainsi que des polluants par les arbres. Elles nécessitent en moyenne 450 fois moins de traitements phytosanitaires que les cultures agricoles (Benoit et Simon, 2011). Elles réduisent ainsi les pollutions et les risques d'eutrophisation du milieu (Vernier *et al.*, 2003).

1.2. L'INFLUENCE DU CLIMAT SUR LES ECOSYSTÈMES FORESTIERS.

1.2.1. Bioclimatologie forestière

Le cycle de l'eau auquel sont tributaires les plantes n'est pas isolé dans l'espace et fonctionne en interdépendance et interférence avec les différents cycles de la matière et de l'énergie affectant les surfaces continentales (Lambert, 1996). Toutes les plantes quelles qu'elles soient fabriquent leur matière à partir de l'eau et du CO₂ et absorbent l'énergie solaire par photosynthèse. Les minéraux et l'eau nécessaires à leur croissance sont extraits des sols. Or, la disponibilité en eau, en énergie, en nutriments et la capacité d'absorption du CO₂ atmosphérique dépendent des conditions climatiques (Ramarohetra, 2014).

Les forêts sont sensibles au bilan énergétique qui intervient dans leur développement notamment à travers la température et le rayonnement solaire. Le rayonnement solaire intervient dans la demande évapo-transpiratoire des arbres et est utilisé lors de la photosynthèse pour l'assimilation du CO₂ atmosphérique et la fabrication des composés carbonés végétaux. Il joue aussi un rôle important dans la régulation de la croissance et du développement des plantes (photopériodisme, photomorphogénèse) et apporte une grande partie de l'énergie qui conditionne l'équilibre thermique des différentes composantes des forêts (Bonhomme *et al.*, 1994). La productivité de l'arbre va donc dépendre de sa capacité d'interception du rayonnement incident en fonction de la surface foliaire de la plante et de

l'architecture du couvert végétal (Ramarohetra, 2014).

Quant aux températures, elles contraignent la durée de la saison de végétation ainsi que leur activité photosynthétique et l'activité bactérienne (notamment celle du sol qui permet la libération de nutriments par minéralisation de la matière organique – Delcamp, 2011). Ces trois facteurs influent sur la vigueur des arbres. Toutefois, les températures conditionnent la demande évaporatoire des arbres, et jouent ainsi un rôle non négligeable sur la caractérisation du stress hydrique auquel ils sont soumis, principalement durant l'été. Les arbres résistent généralement bien aux fortes chaleurs mais des seuils létaux peuvent être atteints si les températures sont trop élevées, inhibant le développement des arbres, et endommageant leurs tissus. Les arbres sont aussi sensibles au gel, principalement lors de leur cycle végétatif. Dans le contexte de changement climatique, un réchauffement local des températures ainsi qu'une occurrence accrue de phénomènes climatiques extrêmes comme les canicules peuvent avoir une forte incidence sur la production sylvicole. D'un côté, l'augmentation des températures pourrait réduire les périodes de gel ainsi que la période de dormance, avancer la date de débourrement (éclosion des bourgeons), retarder la chute des feuilles et ainsi accroître la période de végétation des essences forestières. D'un autre côté, l'allongement de leur période végétative peut induire un risque de gel printanier (Lebourgeois *et al.*, 2006) ainsi qu'un assèchement précoce des sols qui combiné à de fortes chaleurs, peut ralentir la croissance des plantes et provoquer un blocage de croissance et/ou de maturation. L'occurrence accrue d'épisodes conjugués de canicule et de sécheresse peut donc remettre en question la distribution ainsi que la gestion des forêts telles que nous les connaissons actuellement en Bourgogne. Par ailleurs, les plantes possèdent une température optimale pour la photosynthèse (Seguin, 2010). En cas de températures élevées, les processus biochimiques tels que la photosynthèse et la respiration sont généralement stimulés par les fonctions enzymatiques, permettant une fixation plus rapide du CO₂ par les arbres. Une quantité accrue de carbone peut donc être allouée à la croissance radiale des arbres à des températures élevées car la respiration s'acclime plus facilement aux hautes températures que la photosynthèse, en augmentant l'assimilation et en modérant les pertes de carbone (Way et Oren, 2010). Les arbres qui se développent à des températures élevées n'accélèrent pas simplement leur croissance mais suivent différentes trajectoires de développement que les arbres exposés à des températures plus fraîches car ils allouent plus de biomasse aux feuilles qu'à leurs racines. Cela a pour conséquence pour un même diamètre de tige, de les faire devenir plus grand (Way et Oren, 2010). Mais en cas d'exposition trop importante à un déficit hydrique, des températures trop élevées peuvent causer directement des dégâts au feuillage des arbres car le

refroidissement des feuilles n'est plus assuré par la transpiration lorsque la conduction stomatique est fortement régulée (Asse, 2011).

Les forêts comme tous les végétaux, sont sensibles à la concentration en CO₂ atmosphérique qui conditionne l'efficacité de la photosynthèse et donc la croissance des arbres puisque c'est grâce à la photosynthèse que les végétaux synthétisent la matière organique. L'augmentation récente des concentrations en CO₂ atmosphérique augmenterait le rendement de la photosynthèse. Les arbres ayant un métabolisme de type « C3⁸ » sont fortement limités par la concentration en CO₂. Or l'augmentation des concentrations en CO₂ favoriserait la croissance des arbres et peut, comme pour le cas des chênes très présents en Bourgogne, limiter l'ouverture des stomates et ainsi limiter la perte en eau par évapotranspiration (Brisson et Levrault, 2010).

Pour toute portion d'espace, le déroulement du cycle hydrologique va dépendre de la climatologie, de la biogéographie, de la pédologie, de la géomorphologie, de la géologie, du mode de valorisation du sol et *a fortiori* du système de culture ou encore de son réseau de drainage et d'irrigation. Il s'agit du continuum Sol-Plante-Atmosphère (Cruiziat, 1997), qui caractérise les transferts hydriques et qui nécessite d'être étudié à des échelles régionales ou locales. Pour une portion d'espace continental, le cycle hydrologique peut être schématisé comme dans la figure 1-14 présentant les échanges d'eau qui se produisent entre les milieux aérien, souterrain et superficiel, en respectant nécessairement l'équation fondamentale du cycle de l'eau (Lambert, 1996) :

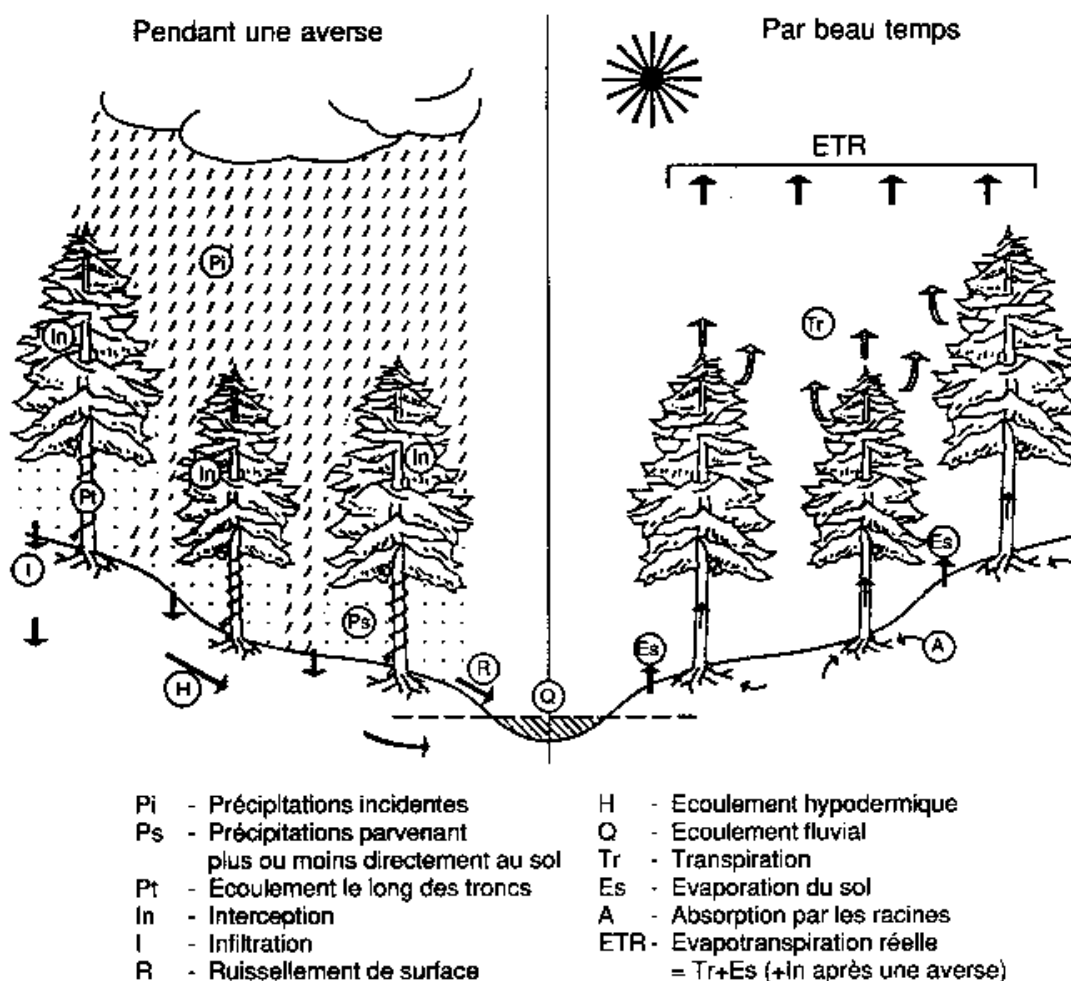
$$P_{\delta t} = (Q + ETR + \Delta R)_{\delta t} \quad (1)$$

Où :

- P représente la somme des précipitations reçues par l'aire d'étude et qui totalise les précipitations (Pi) nivales ; d'interception (In) réévaporées peu après leur chute ; d'humectation retenues par capillarité dans le sol avant d'être réévaporées (Pt et Ps) ; d'infiltration (I) percolant à travers le sol ; d'averse ruisselante (R) ; et la rosée.

⁸ sont catégorisés comme C3 les espèces végétales qui vivent dans un environnement suffisamment riche en eau assimilent le carbone du CO₂ sous forme de phosphoglycerate, un composé à 3 atomes de carbone.

- Q représente la somme des écoulements fluviaux sortant de l'aire étudiée et totalisant le ruissellement superficiel direct ; l'écoulement hypodermique (H) ; l'écoulement des sources dû à la vidange des nappes souterraines.
- ETR (Evapotranspiration réelle) représente la lame d'eau retournée à l'atmosphère par évaporation directe (à la surface des sols et des plans d'eau (Es) et la transpiration des plantes (Tr).
- ΔR représente la somme des variations de volume des réserves d'eau retenues dans les différents réservoirs.
- δt représente l'intervalle de temps considéré pour l'étude.



Source: Humbert et Najjar, 1992.

Figure 1-14 Schéma du cycle de l'eau dans ses composantes continentales et forestières (Humbert et Najjar, 1992).

La circulation d'eau se produit de manière différente en fonction de la situation météorologique dans laquelle se trouve la surface continentale, qu'elle soit pluvieuse ou non. Lors d'un événement pluvieux, la circulation sera principalement dépendante des

précipitations qui seront soit évaporées avant de toucher le sol, soit interceptées et partiellement absorbées par la végétation, soit écoulées le long des troncs ou directement tombées sur le sol ce qui constituera la pluie au sol, ou une surface d'eau libre. En fonction de l'intensité des précipitations et des caractéristiques pédologiques du sol (relatives à sa teneur en eau, sa capacité d'infiltration et sa structure), la pluie au sol stagnera, humidifiant ainsi le milieu, avant de retourner dans l'atmosphère sous forme d'évaporation, s'infiltrera dans les couches superficielles où se trouve le système racinaire des plantes et en profondeur lorsque la capacité de rétention en eau des sols est dépassée, ou enfin ruissèlera en surface. En interagissant avec le sol, le système racinaire de la forêt joue un rôle extrêmement important dans la transformation de la pluie au sol en écoulement (Germann, 1994). Ce processus s'effectue à deux niveaux : d'une part à la surface du sol, là où se produit la séparation entre écoulement de surface et écoulement souterrain qui est déterminé par la vitesse d'infiltration, et d'autre part au niveau du stockage et des trajets empruntés par l'écoulement souterrain qui est déterminé par la capacité de rétention et la conductivité hydraulique (FAO, 1996). Dans le cas de pluies intenses, un lessivage des sols peut apparaître, entraînant les éléments nutritifs nécessaires à la croissance des plantes des couches supérieures où se trouve leur système racinaire vers les couches plus profondes, et appauvrissant d'autant les sols.

Lors d'un épisode de beau temps, la circulation d'eau sera dépendante de la réserve hydrique. Sous l'effet de l'évaporation de surface, une remontée d'eau des couches profondes vers les couches superficielles intervient par capillarité et retourne dans la zone racinaire. L'eau contenue dans la zone racinaire peut être alors absorbée par la plante, en fonction du rapport entre la succion de la plante et celle du sol. La réserve utile⁹ correspond à cette quantité d'eau que le sol peut absorber et restituer à la plante. La disponibilité en eau mobilisable par la végétation de la réserve utile est donc critique en cas d'épisode de sécheresse. En situation de déficit hydrique, l'arbre met en place une régulation stomatique limitant la transpiration et préservant la continuité de son système hydraulique (Asse, 2011), afin de maintenir la différence de potentiel entre les feuilles et les racines en-deçà du seuil de cavitation¹⁰ qui pourrait conduire à des pathologies telles que la cavitation, l'embolie ou la

⁹ La réserve utile correspond à la différence entre la capacité au champ (capacité de rétention maximale en eau du sol) et le point de flétrissement (humidité du sol à partir de laquelle la plante ne peut plus prélever d'eau car la en eau du sol a été entièrement consommée).

¹⁰ La cavitation est causée par un déséquilibre entre la demande en eau (transpiration) et sa disponibilité, faisant apparaître des bulles d'air dans les vaisseaux conducteurs de sève (Sperry et Tyree, 1990).

thyllose. La régulation stomatique entraîne également une réduction de l'assimilation de CO₂ et de la photosynthèse (Chaves *et al.*, 2003), faisant ainsi du déficit hydrique l'un des principaux facteurs limitant la croissance de l'arbre (Zeiger *et al.*, 1987). Des lésions plus importantes peuvent apparaître dans le cas où la régulation stomatique ne suffit plus à protéger l'arbre d'un déficit hydrique trop intense ou trop long (Asse, 2011), entraînant une rupture de la continuité hydraulique et un phénomène de cavitation. La cavitation peut se traduire physiquement par une large gamme de symptômes de dépérissement, allant de la simple chute de feuille à la mort de l'arbre.

1.2.2. Changement climatique en France et en Bourgogne

A court terme, les effets anthropiques directs tels que l'usage de la forêt ou la fragmentation des habitats sont les principaux facteurs susceptibles d'affecter les écosystèmes forestiers et la biodiversité (GIP-ECOFOR, 2010). Mais le climat et les extrêmes climatiques provoqueront à plus long terme des modifications de la répartition de la végétation et de la biodiversité, d'autant plus que l'augmentation des températures observée ces dernières décennies s'accompagne d'un accroissement des concentrations de CO₂ atmosphérique, deux paramètres directement liés à la croissance radiale des essences forestières. Depuis le début du 20^{ème} siècle, un réchauffement des températures de l'ordre de 0.9°C a été observé sur l'ensemble du globe (Fig. 1-15). Ce réchauffement connaît une accélération depuis les années 1980, avec notamment 9 des 10 années les plus chaudes depuis 131 ans rencontrées lors de la décennie 2000-2010 (NOAA, 2011) et une année 2015 qui à l'échelle globale constitue l'année la plus chaude jamais enregistrée depuis le début des observations.

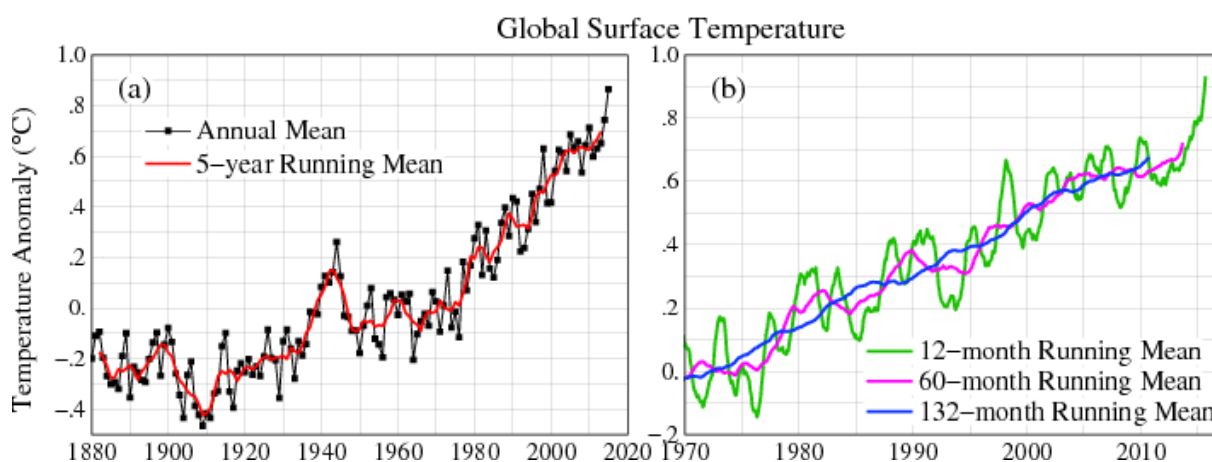


Figure 1-15 a Evolution des températures de surface moyennes annuelles et penta-annuelles globales de 1880 à 2016. b Moyenne mobile sur 1, 5 et 11 ans. La période initiale est 1951-1980 pour chacune des deux figures. NOAA ERSST (2016).

L'une des causes principales ayant provoqué ce réchauffement global correspond à l'accroissement de la concentration des gaz à effet de serre (GES) générés par les activités humaines (Fig. 1-16). Cet accroissement a été en partie provoqué par l'augmentation des concentrations du CO₂ atmosphérique de 226 à 385 ppm de 1980 à 2010. Les émissions de GES sont majoritairement composées d'émissions de CO₂ qui représentaient en 2004 77% des émissions anthropiques de gaz à effet de serre (IPCC, 2007). Ces GES tendent à concentrer plus d'énergie dans les basses couches et à la surface terrestre, perturbant et déséquilibrant le bilan radiatif terrestre. En plus de ce réchauffement déjà constaté, une augmentation moyenne des températures de l'ordre de 1.8°C à 4°C est simulée d'ici la fin du siècle selon plusieurs modèles et scénarios (IPCC, 2007) ainsi qu'une modification des cycles biogéochimiques¹¹. Une augmentation de la fréquence et de l'intensité des phénomènes extrêmes tels que les tempêtes, les vagues de chaleur, les sécheresses lorsque l'atmosphère prélève plus d'eau qu'elle n'en apporte ou les inondations est envisagée (Schär *et al.*, 2004 ; Tebaldi *et al.*, 2006) en réponses à ces modifications. Sous nos latitudes, ces modèles prédisent une augmentation de la durée et de l'intensité des périodes de sécheresse de la fin du printemps au début de l'automne avec des pluies plus soutenues mais moins fréquentes ; le nombre de jours de sécheresse atmosphérique augmentant ainsi entre chaque épisode pluvieux (Zapater, 2009).

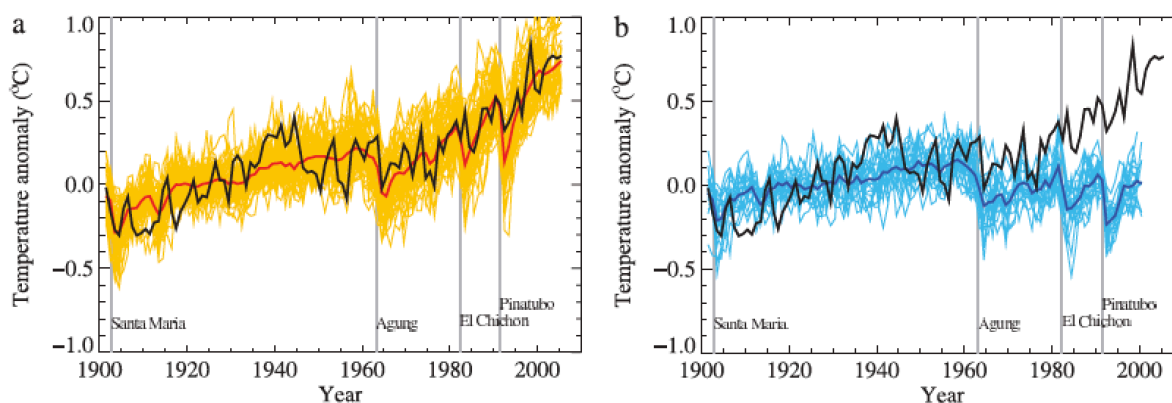


Figure 1-16 Comparaison entre anomalies moyennes de la température de surface globale pour l'observation (noir) et les simulations forcées avec **a** à la fois les forçages anthropiques et naturels **b** uniquement les forçages naturels. Les anomalies sont calculées par rapport à la moyenne 1901-1950 pour les observations (en noir, Hadley Centre/Climatic Research Unit, HadCRUT3 ; Brohan *et al.*, 2006).

¹¹ Ensemble des processus de mobilisation et de libération des éléments minéraux.

La même tendance à l'accroissement des températures a été observée tant à l'échelle de l'Europe de l'Ouest qu'à celle de la France (Fig. 1-17) avec les 3 années présentant le plus d'anomalies positives de températures entre 2011 et 2015. En France, Gibelin *et al.* (2014) indiquent, à partir de séries homogénéisées, que les températures minimales ont augmenté en moyenne de 0.29°C par décennie entre 1959 et 2009, et les températures maximales de 0.32°C par décennie. Néanmoins cette évolution n'est pas linéaire, car une rupture de stationnarité dans les séries temporelles de températures apparaît en 1987/1988 sur l'ensemble du territoire (Brulebois *et al.*, 2015). Cette rupture s'est caractérisée par une augmentation brutale des températures minimales de 0.92°C, et des températures maximales de 1.1°C. Terray et Boé (2013) ont montré qu'une augmentation des températures annuelles moyennes de 4.5°C par rapport au début du 20ème siècle était attendue d'ici la fin du 21ème siècle pour le scénario d'émission de GES RCP 8.5. Cette augmentation serait plus importante en été qu'en hiver (respectivement 6°C contre 3.7°C). De plus, leur projection suggère une diminution des précipitations estivales (-0.6mm/jour) principalement dans le Sud de la France, et une augmentation modérée des précipitations hivernales (+0.3mm/jour) en France septentrionale. Ces résultats infirmeraient une occurrence accrue des phénomènes extrêmes, quels qu'ils soient, et de l'augmentation de la durée et de l'intensité des périodes de sécheresse.

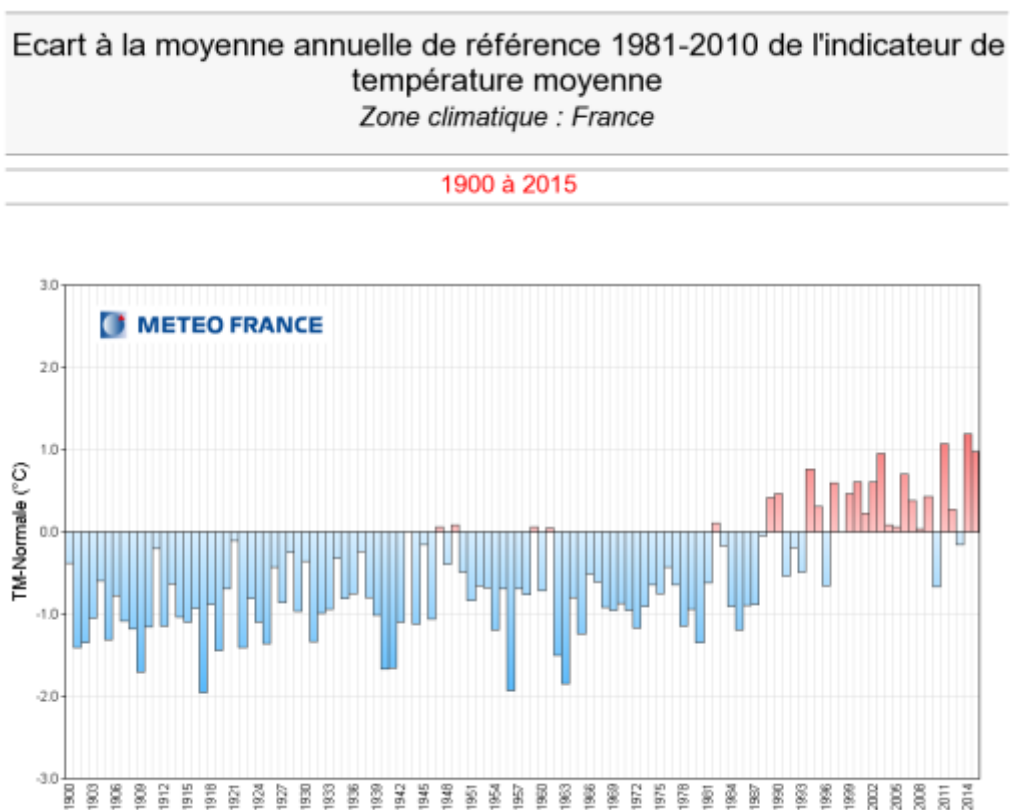


Figure 1-17 Ecart à la moyenne annuelle de référence 1981-2010 de l'indicateur de température moyenne en France (Météo-France, 2015).

Depuis les années 1960, la Bourgogne a connu un réchauffement observé des températures moyennes de l'air de l'ordre $+1.9^{\circ}\text{C}$ ($\pm 0.3^{\circ}\text{C}$) (Cuccia 2008). Ce réchauffement s'est caractérisé par une augmentation des températures minimales saisonnières pour toutes les saisons, notamment en hiver et en été ainsi qu'une réduction des hivers froids marquée par une diminution de 30% des séquences de cinq jours consécutifs avec des températures minimales inférieures à 5°C entre le début et la fin du 20ème siècle. Ce réchauffement s'est accompagné d'une augmentation des précipitations de l'ordre de 10% entre 1877 et 2003 pour la seule station de Dijon (OREB, 2005). A l'échelle régionale, aucune tendance significative n'apparaît en matière de précipitation. L'évolution des précipitations entre 1962 et 2007 se caractérise par une augmentation homogène du nombre de jours de pluies en automne, et à l'inverse une diminution au printemps. L'évolution du nombre de jours de pluie est moins tranchée en hiver et en été, bien qu'un gradient Nord/Sud apparaisse avec une faible augmentation observée au Nord de la Bourgogne, et une faible diminution observée au Sud. Une diminution des cumuls journaliers de pluie apparaît en hiver, sauf sur le massif du Morvan tandis qu'une augmentation homogène apparaît au printemps sur l'ensemble de la Bourgogne. En été et en automne, l'évolution est plus hétérogène, avec une diminution des cumuls journaliers de précipitations du Charolais au Plateau de Langres en passant par le seuil

de Bourgogne. Sur le reste de la Bourgogne, la répartition spatiale est plus homogène (Cuccia, 2008).

1.2.3. Les peuplements forestiers français et bourguignons face aux risques et au changement climatique

En France, la conjugaison des hausses de concentration en CO₂ et des températures (qui a augmenté la durée des saisons de végétation de plus d'une dizaine de jours au cours des 30 dernières années), a eu pour incidence d'accroître depuis 40 ans la productivité moyenne des forêts de l'ordre de 30 à 40% (ADEME – Alterre Bourgogne, 2012). La Bourgogne a connu une tendance similaire avec une augmentation de la productivité forestière variant de 1.2% à 2.5% selon les départements (OREB, 2005). Cependant, cette augmentation de la productivité moyenne des forêts bourguignonnes est à relativiser car la contribution des différents facteurs à l'augmentation de la productivité forestière est encore mal connue, notamment à cause de l'impact des reboisements effectués au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle pour lesquels les peuplements actuels sont désormais proches de leur âge de production maximale.

Toutefois, le principal facteur contrôlant le fonctionnement des couverts forestiers, particulièrement en période de croissance, est le statut hydrique. Les arbres sont globalement tolérants au manque d'eau en comparaison avec les autres végétaux (système racinaire plus profond, meilleure capacité d'extraction de l'eau du sol, forte régulation de l'ouverture des stomates), et sont capables de répondre à des contraintes hydriques fortes en diminuant leur indice foliaire (perte de feuilles) (Brisson et Levraut, 2010). Mais la sensibilité de chacune des essences forestières n'est pas homogène. Les arbres ont tous globalement un indice foliaire élevé et leur couvert intercepte une part importante des précipitations (Brisson et Levraut, 2010), mais chaque essence a des besoins en eau différents, et une sensibilité au stress hydrique qui lui est propre. Ils sont donc particulièrement sensibles à la quantité d'eau disponible dans le sol. De nombreuses études ont montré que les sécheresses tout comme les canicules, font partie des principaux risques climatiques causant au sein des forêts tempérées des dépérissements, c'est-à-dire une détérioration générale graduelle de l'arbre pouvant aboutir à sa mort (Manion, 1981). Les sécheresses peuvent entraîner des épisodes de dépérissement à large-échelle, limitant fortement la productivité des écosystèmes forestiers.

En Bourgogne, les conditions climatiques extrêmes de 2003 ont provoqué une sécheresse édaphique particulièrement intense en matière de durée, d'intensité, et de superficie. Les

conditions météorologiques ont été caractérisées par un déficit pluviométrique important, des températures exceptionnellement élevées, ainsi qu'un ensoleillement record sur la majorité du territoire régional. Bien que localement il ne s'agisse pas de l'année la plus sèche depuis le début des enregistrements Météo-France, l'année 2003 a été marquée par une période du 1er février au 30 septembre de déficit pluviométrique importante avec pour exemple, 237.8mm de précipitations à Dijon contre 497.6mm pour la même période pour la normale 1981-2010. Bien que le mois d'octobre ait été particulièrement arrosé, le déficit pluviométrique n'a pas été comblé. Ce déficit hydrique a de fait provoqué une sécheresse édaphique, conséquence d'une sécheresse atmosphérique assez forte et/ou prolongée qui épuise la réserve utile du sol, voire toute son eau de rétention capillaire, et caractérisée par un stress hydrique s'étendant du 1er mars au 1er octobre ainsi qu'une vidange précoce des nappes (sécheresse phréatique) en avance sur leur calendrier habituel (Alterre-Bourgogne, 2004). Par la suite, de très nombreux rapports (IFN, 2010) ont fait état de dépérissements et d'une mortalité accrue tant parmi les essences résineuses que les essences feuillues. Les peuplements forestiers potentiellement les plus sensibles sont ceux qui sont situés sur des sols à bonne réserve utile et qui voient un assèchement de cette réserve. Les arbres de ces forêts étant habitués à une bonne alimentation en eau auront un enracinement moins profond alors que les arbres appartenant à des forêts sur des sols à réserves utiles faibles ont déjà dû s'adapter à la contrainte hydrique au cours de leur développement (Alterre Bourgogne, 2009).

L'intensité et la variabilité plus grandes des régimes de précipitations issues des projections climatiques pour la fin du 21^{ème} siècle (IPCC, 2007) tendront à favoriser une alternance entre des phénomènes extrêmes d'inondations et de sécheresses aux latitudes tempérées (Dron, Rapport d'information SENAT, 2004). Les conditions météorologiques qui ont conduit à l'épisode exceptionnel de canicule-sécheresse de 2003 sont donc susceptibles de se reproduire au cours de ce siècle, faisant de cette année non pas un cas isolé, mais possiblement une première occurrence d'un risque reproductible dans le futur pour les écosystèmes vulnérables aux conditions météorologiques extrêmes (Benito Garzón *et al.*, 2008; McGregor *et al.*, 2005; Meehl and Tebaldi 2004; Schär *et al.*, 2004; Stott *et al.*, 2004).

Par ailleurs, l'accélération de la croissance des arbres en réponse à l'allongement de la période végétative et à la stimulation due à l'augmentation de la teneur en CO₂ atmosphérique n'est pas indéfinie. En plus des contraintes relatives à la disponibilité en eau, une seconde limitation relative à la disponibilité en azote et en nutriments apparaît (Bréda et Granier, 2007). L'effet fertilisant des dépôts azotés liés à la fertilisation agricole et aux pollutions

industrielles a pour le moment permis de maintenir le rythme de croissance. Toutefois, outre le carbone, l'hydrogène et l'oxygène absorbés au niveau des feuilles, les végétaux requièrent plus d'une trentaine d'éléments nutritifs dont 16 seraient indispensables (Ramarohetra, 2014) pour leur croissance. Les nutriments sont généralement prélevés sous forme ionique dans le sol et transportés par l'eau captée par les racines. Ils correspondent à des oligoéléments prélevés en petites quantités tels que le fer et le manganèse qui jouent un rôle dans la fabrication de la chlorophylle, et à des macroéléments tels que l'azote, le potassium, le phosphore, le magnésium, le calcium et le soufre, utilisés en quantités relativement importantes. L'azote joue un rôle primordial dans le développement de la plante puisqu'il permet la fabrication de protéines, chlorophylle, enzymes et vitamines et ne peut être apporté à la plante que sous forme minérale suite à la dégradation de l'azote organique en nitrates par les micro-organismes du sol. Or, l'activité de ces micro-organismes dépend des conditions pédoclimatiques puisqu'elle est stimulée par des conditions pédologiques chaudes et humides (Ramarohetra, 2014).

On observerait donc potentiellement deux grandes tendances concernant la croissance des arbres en France (Roman-Amat, 2007) :

- Une augmentation de la production lorsque les températures sont le facteur limitant principal, particulièrement dans le Nord-Est de la France et dans les zones montagnardes du fait de l'allongement de la saison de végétation et de la stimulation de la photosynthèse par la hausse des concentrations en CO₂ atmosphérique (sous réserve que la disponibilité en eau et en azote ne devienne pas contraignante).
- Une diminution de la croissance pour les espaces où la contrainte hydrique, accentuée par de fortes températures, est limitante.

Ces deux tendances sont observées en Bourgogne, quoique dépendantes de la sensibilité intrinsèque de chacune des essences forestières. Elles répondent d'autre part aux caractéristiques pédoclimatiques rencontrées à travers la région qui affectent la disponibilité en eau pour les essences forestières. C'est notamment le cas pour le douglas, plus courant dans le Morvan et dans ses annexes cristallines ainsi que pour le hêtre principalement retrouvé dans les plateaux calcaires de la Bourgogne.

La question des impacts du changement climatique encourus et futurs pour chaque essence est donc une question essentielle. En Bourgogne, de nombreux dépérissements ont été observés par le Département de la Santé Forestière (DSF) marqués par des intensités

différenciées en fonction des essences (ONF, 2011) :

- dépérissement généralisé du Sapin de Vancouver et de l'épicéa de Sitka dans l'ouest de la Bourgogne ;
- dépérissement de l'épicéa commun avec des intensités variables selon les zones géographiques ;
- dépérissement du douglas, généralement faible dans la Nièvre et les zones périphériques du Morvan pouvant devenir significatif lorsque l'exposition et la réserve en eau sont défavorables, notamment dans le Nord de la Bourgogne ;
- dépérissement du charme sur les Plateaux calcaires et la Montagne bourguignonne, chaque fois que la réserve utile en eau devient insuffisante ;
- dépérissement du hêtre sur les Plateaux calcaires et la Montagne bourguignonne (avec des déficits foliaires moyen de 25% sur un tiers des arbres) mais également dans la Nièvre ;
- dépérissement diffus du chêne sur plateaux calcaires ;
- dépérissement faible mais continu du chêne pédonculé partout où il n'est pas réellement en station mais aussi dans les forêts inondables de la Plaine de Saône, là où il est en principe adapté aux stations.

Actuellement, le DSF s'abstient de catégoriser ces dépérissements relevés sur l'ensemble de la Bourgogne comme une conséquence du changement climatique, du fait notamment d'épisodes extrêmes comme la tempête de 1999, pour laquelle certains des dépérissements pourraient correspondre à des effets retardés de la tempête amplifiés par les sécheresses et les chaleurs estivales de ces dernières années (ONF, 2011). Cependant, le DSF prévoit des risques d'apparition ou d'aggravation des dépérissements sur :

- le chêne pédonculé sur plateaux calcaires et dans la partie Nord de l'Yonne ;
- le hêtre sur tous les sols à réserve hydrique insuffisante (Plateaux calcaires et Montagne bourguignonne notamment) ;
- l'épicéa dans toute la région, hormis dans les zones les plus élevées du Morvan et de ses annexes ;
- le douglas, au Nord de l'Yonne et en zone de plaine mais également sur les stations limites ou inadaptées du Morvan, du Clunisois et du Plateau autunois.



Figure 1-18 Futaie régulière de douglas replantée suite à la tempête de 1999.

A côté des effets directs des déficits hydriques, la pérennité de la ressource en bois est aussi soumise à de nombreux aléas (tempêtes, crises sanitaires, incendies,) qui affectent de manière généralisée ou sélective les différentes essences. Pour exemple, la tempête de 1999 s'est soldée par 97 millions de m³ de chablis, soit près de trois années de récolte anéanties, avec 10% du couvert forestier concerné en Bourgogne, notamment dans le Morvan (Fig. 1-18). Même si la Bourgogne sera peu impactée par l'augmentation future du risque incendie (Chatry *et al.*, 2010) plusieurs centaines d'hectares ont été détruits en 2015 en Bourgogne, ce qui a été favorisé par des conditions particulièrement sèches durant tout l'été et par les fortes chaleurs (Fig. 1-19). Les structures de peuplement correspondant à des futaies régulières ont été particulièrement affectées.

En plus de ces facteurs abiotiques, la dynamique (croissance, mortalité) des peuplements forestiers est liée à l'activité des pathogènes et ravageurs dont la présence et la démographie sont elles aussi directement liées aux conditions climatiques. Le développement de nombreux parasites dépend directement des conditions de température et d'humidité tant pour la dissémination, l'infection ou la multiplication (Desprez-Loustau *et al.*, 2007). Selon les Directives régionales de l'Aménagement préconisées par l'ONF, certains organismes parasites se développent de façon récurrente ou cyclique en Bourgogne notamment :

- les défoliateurs précoces du chêne (Géométrides ou Tordeuses) et l'Oïdium du chêne, surtout présent dans des peuplements ayant subi une défoliation de printemps et dans les

jeunes plantations ;

- le chancre du hêtre, les rouilles du Peuplier et les agents de nécroses favorisés par l'augmentation de la densité de feuillages des arbres ;
- les scolytes de l'épicéa - Typographe et Chalcographe -, naturellement présents mais qui ont atteint des pics épidémiques à la suite de la tempête de 1999 et de la sécheresse de 2003 qui ont engendré une abondance de bois mort ;
- la chenille processionnaire du Pin, désormais présente jusqu'au Nord de l'Yonne, entraînant une défoliation des peuplements forestiers et qui atteint souvent un stade épidémique (Delcamp, 2011) après des périodes de chaleur ou de sécheresse ;
- le Fomes, un champignon racinaire qui provoque d'importants dommages au sein des peuplements résineux (sapins, douglas, épicéas, mélèzes, pins sylvestres) depuis une vingtaine d'années.



Figure 1-19 Incendie sur le plateau de Chenôve le 20 juillet 2015 (crédit photo : Thomas Rouet).

Les dépérissements liés aux ravageurs qui ont d'ores et déjà pu être constatés devraient augmenter avec le changement climatique (Delcamp, 2011). L'affaiblissement physiologique des peuplements forestiers accroît leur vulnérabilité aux attaques de pathogènes. Parallèlement, certaines tendances du changement climatique sont favorables au développement des populations de pathogènes, qu'il s'agisse d'insectes ravageurs ou de champignons. Une augmentation des températures hivernales est susceptible d'augmenter de

manière notable les capacités de survie dans des zones *a priori* défavorables à la présence de certains insectes, et élever les seuils thermiques létaux empêchant les possibilités d'installation d'espèces exotiques (Nageleisen et Roques, 2007). La hausse des températures moyennes entraîne la colonisation septentrionale de certaines espèces méridionales, ainsi que l'accélération des cycles de vie des ravageurs déjà présents et l'augmentation de leur activité et de leurs taux de survie hivernaux (Riou-Nivert et Moussu, 2007 ; Groupe interministériel, 2009), telle que la chenille processionnaire qui a augmenté son aire de répartition vers le Nord. L'impact des pathogènes devrait d'autant plus augmenter avec le temps qu'ils ont généralement des cycles de vie courts avec un fort pouvoir reproducteur et qu'ils sont très mobiles. Ces caractéristiques devraient leur permettre de s'adapter rapidement aux nouvelles conditions climatiques (Groupe interministériel, 2009).

1.2.4. Focus sur le hêtre et le douglas

Le hêtre (Fig. 1-20 - *Fagus sylvatica*) est une espèce décidue, indigène en Europe et qui pousse principalement en plaine dans la moitié nord de la France et en montagne dans la moitié sud, jusqu'à 1 700m. Le hêtre correspond à l'essence décidue qui produit le plus de volume de bois annuel en France. Il peut mesurer jusqu'à 40 m de hauteur et sa longévité est de 150 à 300 ans avec un âge d'exploitation entre 80 et 150 ans. Il pousse sur des humus de types variés, généralement de mull carbonaté à moder, et parfois dysmoder ou mor (Michelot, 2011). C'est une espèce d'ombre (sciaphile) qui craint l'hydromorphie et peut subsister sur des sols peu profonds grâce à un système racinaire superficiel (Rameau *et al.*, 1989). C'est une essence qui s'installe surtout dans la phase de maturité du cycle naturel d'une forêt (Milard, 2004). Il appartient à la végétation climacique d'une bonne partie de la Bourgogne, donc à la végétation qui est en équilibre avec le climat et les sols de la station (Godreau, 1992).



Figure 1-20 Hêtre du sud-Châtillonnais.

Occupant en Bourgogne 76 000ha répartis sur 340 parcelles forestières, le hêtre se rencontre principalement au sein des plateaux calcaires du Nord-Ouest de la Côte d'Or (Wimmer et Richard, 2013), où domine la hêtraie-chênaie (charmaie) (Fig. 1-21). Bien que l'enjeu de production y soit plus faible que dans le reste de la Bourgogne, les enjeux de préservation y sont importants du fait du fort nombre de groupes chorologiques et de la biodiversité qui les accompagnent. On les retrouve à moindre mesure dans les autres grandes zones forestières, tant pour des objectifs de préservation que de production, principalement fonction des conditions climatiques et pédologiques de chacune d'entre elles, et souvent au sein de chênaies-hêtraies. Ainsi, les hêtraies situées dans les zones de transition, dans le Morvan et ses annexes cristallines, et dans la zone Ouest-Atlantique auront principalement pour vocation la production, du fait d'une plus grande fertilité des sols. L'aspect de préservation prédomine notamment pour les Côtes calcaires, où les calcaires sont généralement durs, parfois marneux, et ont produit des sols plus ou moins squelettiques, filtrants et secs (Asse, 2013).

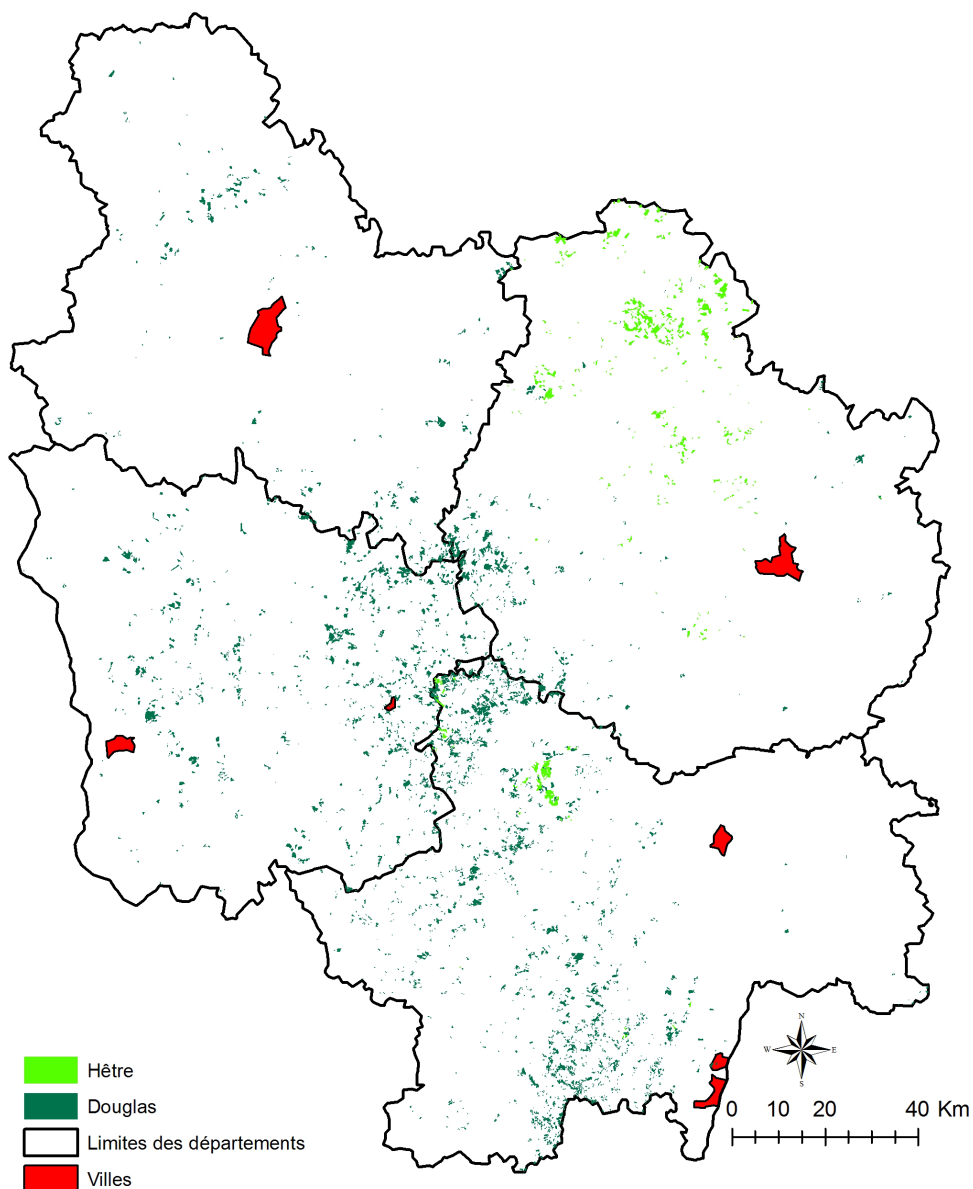


Figure 1-21 Distribution des peuplements de hêtres et de douglas en Bourgogne.

Cette distribution du hêtre en Bourgogne montre qu'il peut s'adapter à des situations pédologiques variées, y compris des sols à faible réserve utile en eau (Asse, 2013). Lorsque ces conditions sont rencontrées, le bilan hydrique des peuplements de hêtres est essentiellement conditionné par les précipitations, et les variations spatiales de sa croissance radiale pour les stations contraignantes vis-à-vis de la réserve utile en eau, suivent généralement les structures régionales du climat. Il est de fait sensible aux conditions extrêmes, supportant difficilement les épisodes de sécheresse. C'est une essence très réactive aux variations interannuelles du bilan hydrique. L'intensité du stress hydrique de l'année en cours et de l'année précédente permet d'expliquer plus de 70% des variations interannuelles de sa croissance (Badeau, 1995). En France, son aire de répartition serait confinée d'ici 2100 au quart Nord-Est et aux régions de montagne. Il ne serait donc probablement plus présent en

Bourgogne du fait de l'augmentation des déficits pluviométriques. On constate déjà un début de dépérissement du hêtre en Côte-d'Or et en Haute-Marne. On note aussi que dans les zones d'Auxerre ou de Chablis, où l'influence continentale favorable au hêtre n'existe plus du fait de l'augmentation des déficits hydriques, la place de hêtre se réduit progressivement (CESER Bourgogne, 2013).

Dans la perspective des changements climatiques, les mélanges d'essences compatibles et adaptées au milieu seront favorisés afin d'améliorer la résilience des peuplements, c'est-à-dire leur capacité à se rétablir après un aléa. Selon le DSF, cette option aura l'avantage d'atténuer des situations de dépérissement traumatisantes et de permettre, le cas échéant, une reconquête des peuplements "mités" par les composantes les plus résistantes du mélange. Dans le Morvan et ses annexes cristallines, le DSF prévoit une diminution des surfaces des peuplements de hêtres, surtout sur les stations les plus acides et pauvres en minéraux. Le hêtre y joue un rôle négatif puisqu'il acidifie l'humus et fournit un bois de qualité estimée comme médiocre. Cependant, le DSF préconise pour les plateaux calcaires du Nord de la Bourgogne une favorisation du hêtre en association avec d'autres essences feuillues comme le cormier, les alisiers, les érables, le tilleul et, sur les sols les plus profonds ou les versants mésothermes, le merisier et le chêne sessile. Une réduction au profit du chêne sessile est préconisée pour les stations les plus sensibles au déficit hydrique estival.

Le douglas (*Pseudotsuga menziesii*) est un arbre forestier qui appartient à la famille des Pinacées (Fig. 1-22). Il est originaire de la côte ouest du continent nord-américain. Dans son aire naturelle, le douglas peut atteindre des hauteurs supérieures à 100 mètres et des diamètres supérieurs à 4mètres. Son bois est caractérisé par une densité élevée et une résistance naturelle aux intempéries. En France, la quasi-totalité des douglas plantés sont des douglas verts. Le développement des plantations, y compris en Bourgogne, est apparu après la seconde guerre mondiale. Le douglas est depuis plus de 60 ans l'une des premières espèces de reboisement en France, principalement présente dans le Limousin, l'Auvergne, la Bourgogne, et le Midi-Pyrénées.



Figure 1-22 Douglas du Morvan.

En Bourgogne, les conifères couvrent 165 000ha. Or, le douglas à lui seul occupe 54 000ha répartis sur 3171 parcelles et représente 40% de ces conifères (second rang français). Il se situe majoritairement dans les forêts de type privées. Sa distribution est plus restreinte que celle du hêtre. Il est principalement présent dans le Morvan et ses annexes cristallines, essentiellement en Saône-et-Loire (Fig. 1-21), aux côtés de forêts feuillues. Or le Morvan, avec un taux de boisement de 47%, est très clairement une unité fonctionnelle à vocation de production. Le douglas y est l'essence résineuse la plus prometteuse en matière de productivité et de qualité du bois. Il est à moindre mesure présent dans la Zone Ouest-Atlantique. Les plantations sont réalisées avec des plants âgés de 3 ou 4 ans, issus de graines (Sergent, 2012). Les densités de plantation varient généralement entre 1000 et 1600 tiges/ha. Son âge d'exploitabilité est d'environ 60 ans, ce qui correspond plus ou moins à l'âge de la majorité des peuplements de douglas dans le Morvan actuellement. Il est bien adapté aux sols cristallins acides bourguignons, mêmes pauvres, du moment qu'ils ne sont ni trop secs ni trop

humides. Le douglas est l'arbre qui fixe le plus de CO₂ atmosphérique en Bourgogne (CNPF¹²). Avec une production moyenne de 15 m³/ha/an, le volume de bois récolté est d'environ 400 000 m³/an et devrait atteindre plus d'un million de m³/an vers 2025 (CNPF).

Le douglas est une essence ayant des besoins en eau très importants (50m³ d'eau par ha et par jour en moyenne annuelle) qui rendent difficile son implantation en zone de plaine où le déficit pluviométrique estival tend à se creuser (CESER Bourgogne, 2013). Le douglas est en effet très sensible au déficit hydrique, qui contraint sa croissance radiale (Sergent *et al.*, 2012). En 2003, les douglas présentaient de nombreux symptômes physiologiques visuels (Fig. 1-23) en réponse à l'épisode de sécheresse-canicule tels qu'une coloration anormale, des chutes d'épines, et des branches mortes qui ont été suivis par de nombreux dépérissements ou la mort de certains arbres. Ces symptômes visuels ont été provoqués par les hautes températures aux aiguilles dont les stomates étaient d'ores et déjà fermés à cause d'un déficit hydrique du sol précoce.



Figure 1-23 Peuplement de douglas présentant des symptômes de rougissement du feuillage en Bourgogne fin 2003 (CRPF).

Ce stress hydrique a provoqué des dépérissements de l'ordre de 10 à 15% chez le douglas (DRAAF Bourgogne, 2010). Les jeunes plantations ont été touchées de façon hétérogène et ont présenté des pertes de l'ordre de 40 à 60% (OREB, 2004). Quant aux individus qui n'ont

¹² CNPF – les essences en Bourgogne, consultable sur <http://www.foret-de-bourgogne.fr/index/action/page/id/496>

pas présenté de rougissement, leur état phytosanitaire a tout de même soulevé quelques inquiétudes, notamment à cause de feuillage jaunissant, et des houppiers clairs. Tous les peuplements de douglas ont donc été touchés mais à des degrés divers. Depuis 2003, les douglas dans le Morvan sont par ailleurs touchés par la nécrose cambiale en bande (Fig. 1-24). Les symptômes sont visibles via des fentes longitudinales apparaissant à mi-hauteur et remontant jusqu'à la formation d'un méplat sur l'écorce (9ème université d'été de la forêt de Bourgogne, 2013). Les peuplements situés plus en altitude et dans des stations où la pluviométrie est plus importante semblent moins affectés par cette maladie. La nécrose cambiale est plus présente pour les peuplements qui subissent un déficit hydrique estival plus important, lorsque les précipitations en été sont inférieures à 200mm. Mais le douglas, en fonction de sa localisation, présente toujours un bon potentiel de production. Il sera maintenu ou développé dans le Morvan et à sa périphérie notamment en substitution d'autres résineux comme l'épicéa et de feuillus comme le hêtre. Il pourrait constituer une bonne alternative à ces essences pour les stations les plus acides du Morvan et de ses annexes cristallines où la pluviométrie est suffisante et où un risque de déficit hydrique estival est limité.



Figure 1-24 Nécrose cambiale en bande du douglas observée suite à la canicule-sécheresse de 2003 (9ème université d'été de la forêt de Bourgogne, 2013).

Dans une cinquantaine d'années, la question de la pérennité du hêtre se posera. Une question similaire se pose aussi pour le douglas en Morvan, suite aux forts dépérissements constatés en réponse à la canicule-sécheresse de 2003. Ces deux essences ayant des besoins

en eau importants, elles seront toutes les deux particulièrement exposées à l'aléa de sécheresse sur des sols à faible réserve utile. Puisque les cycles de rotation des stations forestières sont dorénavant envisagés sur des échéances inférieures à 50 années, les questions relatives à la replantation d'espèces de substitution moins vulnérables à ces conditions climatiques sont sensibles, notamment pour le Morvan qui est une vraie région de production de douglas. Sur ces terres, la substitution au profit d'essences de feuillus poserait problème puisqu'il est très difficile d'obtenir une production de chêne, ou même de hêtre, de qualité (ONF, 2011).

2. DONNEES ET METHODES.

Ce travail se focalise essentiellement sur la capacité de données de surface issues de la modélisation climatique à être utilisées en entrée de modèle d'impact forestier. Ce chapitre présente ainsi deux brefs états de l'art, respectivement sur la modélisation forestière et la modélisation climatique régionale (sect. 2.1.1 & 2.2.1) qui expliquent l'orientation des choix faits ici pour de sélection des modèles. S'en suit une brève présentation du fonctionnement des deux modèles sélectionnés (Biljou[©] - Sect. 2.1.2 ; WRF – Sect. 2.2.2) et enfin la présentation des données ERA-Interim désagrégée par WRF et des données utilisées pour la validation directe et indirecte des simulations WRF (sect. 2.3).

2.1. MODÉLISATION FORESTIÈRE.

2.1.1. Etat de l'art sur la modélisation forestière.

Depuis plus d'une vingtaine d'années, de nombreux outils ont été développés pour permettre la modélisation de la distribution des espèces forestières (Guisan et Zimmermann, 2000 ; Thuiller, 2003 ; Piedallu *et al.*, 2009), notamment dans un contexte climatique modifié pouvant entraîner des déplacements d'aires potentielles des essences, une évolution de leur productivité ou des risques de dépérissements (Asse, 2013). En règle générale, ces outils communément appelés « modèles de niche » permettent de lier statistiquement la répartition observée d'une espèce pour une période donnée aux différents facteurs écologiques susceptibles de structurer son aire de distribution observée (Piedallu *et al.*, 2009) en :

- Identifiant les facteurs écologiques les plus pertinents pour expliquer la distribution d'une espèce ;
- Déterminant leur gamme de valeurs les plus favorables ;
- Evaluant la probabilité de présence de l'espèce.

Quelques auteurs ont déjà proposé pour certaines essences des cartes à fine résolution projetant la niche climatique potentielle de chaque espèce dans le futur (Pyatt *et al.*, 2001 ; Piedallu *et al.*, 2009 ; Badeau *et al.*, 2010). Dans le cas du hêtre (Fig. 2-1 - Badeau *et al.*, 2010), le modèle statistique expliquant au mieux la présence et l'absence de l'espèce à partir des variables climatiques disponibles correspond à l'augmentation des déficits pluviométriques cumulés de juin et juillet. Cette seule variable permet de reproduire la

présence potentielle du hêtre sur l'ensemble du territoire sauf en région méditerranéenne (ONF, 2011). Sauf en haute montagne, la fréquence observée du hêtre est conforme à la probabilité de présence établie à partir de ce modèle.

Néanmoins les approches purement climatiques ne permettent pas de prendre en compte la complexité des mécanismes en jeu dans la dynamique des couverts forestiers. Le fonctionnement écophysologique est un des éléments-clés des conditions de développement. Par ailleurs, les modèles répondent incomplètement aux demandes ainsi qu'aux attentes des gestionnaires forestiers, car ils sont le plus souvent calibrés à des échelles nationale ou européenne, peu opérationnelles à l'échelle des territoires vécus (échelle régionale, voire à l'échelle du massif forestier). Un besoin d'outils d'aide à la décision plus opérationnels et spatialement plus explicites existe (Asse, 2013). Enfin, il est rappelé que les effets des concentrations en CO₂ atmosphérique sur la photosynthèse et l'utilisation de la ressource en eau doivent être pris en compte pour simuler correctement les distributions spatiales passées et surtout futures des essences forestières (Wu *et al.*, 2007; Galbraith *et al.*, 2010; Keenan *et al.*, 2010), ce que ne font généralement pas les modèles de niche (Chéaib *et al.*, 2012).

Les modèles mécanistes représentent une seconde famille de modèles forestiers, et permettent de reproduire le fonctionnement biologique des essences. Bien que construits sur des bases fonctionnelles, ces outils sont généralement beaucoup plus gourmands en données et en temps de calibration et de traitement, car ils imposent la nécessité de connaître les processus relatifs à la physiologie, la reproduction ou encore la phénologie des

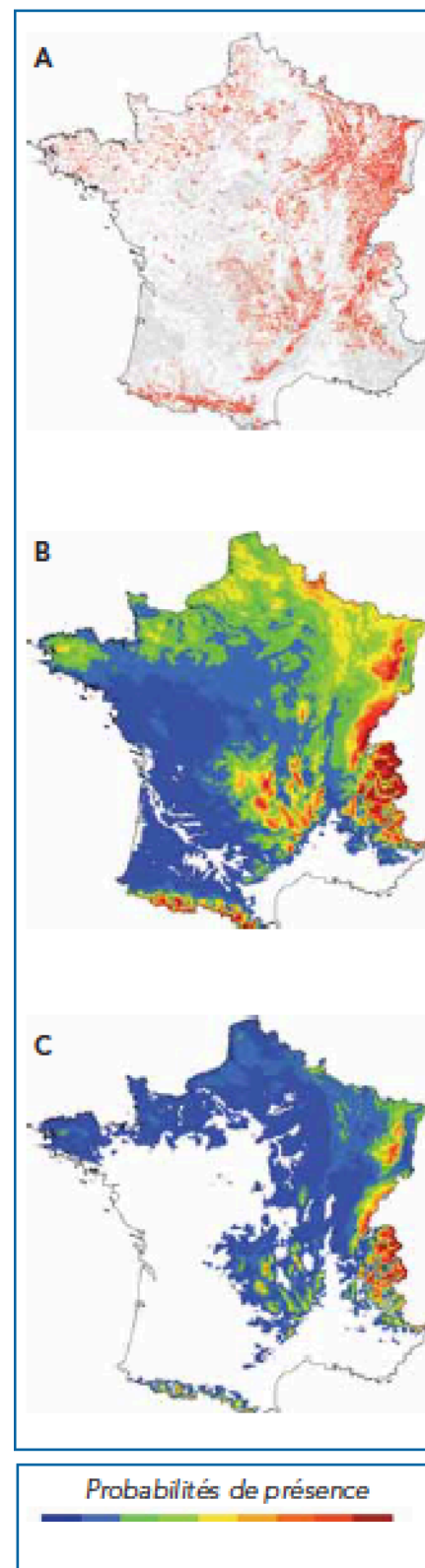


Figure 2-1 a répartition du hêtre observée par l'IFN ; b modélisation de l'aire actuelle de répartition du hêtre ; c extrapolation de l'aire de répartition du hêtre en 2100 (Badeau *et al.*, 2007).

essences. Trois différentes approches constituent la majorité des modèles mécanistes (Sainte-Marie, 2014) :

- Les modèles phénoménologiques issus de la dendrométrie qui s'appuient sur des lois empiriques basées sur l'observation des mensurations des arbres au sein d'un peuplement. Ces modèles permettent de prendre en compte directement les scénarios de sylviculture et restituent la production de carbone ainsi que le couplage carbone/éléments minéraux au sein de la biomasse mais ne tiennent pas compte explicitement du climat et des cycles biogéochimiques.
- Les modèles basés sur la biogéochimie qui proposent une description des processus biogéochimiques du sol en considérant explicitement le climat et les propriétés du sol mais qui tiennent difficilement compte de l'activité biologique du sol et d'une part du cycle biologique.
- Les modèles écophysiologiques tels que Castanea (Dufrene *et al.*, 2005), ou encore Biljou[©] (Granier, 1999), essentiellement mécanistes qui proposent un couplage fonctionnel entre les cycles du carbone et de l'eau, et qui prennent en compte le climat de manière explicite. Cependant, ces modèles ne proposent pas d'approches efficaces pour répercuter la fertilité des sols et la gestion forestière sur l'allocation de la biomasse.

Pour l'étude des impacts du changement climatique sur la distribution forestière, il reste cependant des incertitudes latentes, quel que soit le type de modèle utilisé (Chéaib *et al.*, 2012), relatives aux inconnues concernant les émissions futures de GES, à la méconnaissance importante de la sensibilité au climat de certaines essences ainsi qu'au manque de compréhension de certains aspects-clés liés au fonctionnement de l'arbre, ses interactions biotiques et perturbations biotiques, et enfin aux incertitudes dans le choix de la paramétrisation des modèles forestiers en réponse au climat. Il est donc nécessaire d'estimer rigoureusement ces incertitudes qui sont essentielles si les modèles sont utilisés comme aide à la décision par les gestionnaires forestiers (Chéaib *et al.*, 2012).

Dans le cas des hêtres et des douglas de Bourgogne, deux essences très réactives à la disponibilité en eau du sol, les modèles mécanistes peuvent permettre d'analyser leur sensibilité à la contrainte hydrique, mais aussi d'identifier les facteurs responsables ou impliqués dans les symptômes de dépérissement (Peiffer, 2005). Pour ces deux essences, la

quantification précise des sécheresses en forêt est nécessaire du fait des variations de quantité d'eau dans le sol au cours de la saison, et qui dépendent de la quantité d'eau arrivant au sol (pluie moins interception) et de la quantité d'eau quittant le sol (transpiration, drainage) (Badeau et Ulrich, 2008). L'intégration de données climatiques à des échelles spatiales et temporelles fines permet d'une part d'améliorer l'état des connaissances relatives à la sensibilité au climat de ces deux essences, mais indirectement, elle peut permettre de vérifier la qualité des données d'entrée climatiques à travers la réponse physiologique des arbres. Le choix d'un modèle pour ces deux essences repose sur sa capacité à proposer un couplage fonctionnel entre les cycles du carbone et de l'eau à travers la prise en compte explicite du climat. Les modèles récents de bilan hydrique fondés sur la prise en compte des processus écophysologiques de régulation du fonctionnement des écosystèmes ont montré que la régulation des pertes en eau correspondait à certains seuils de contenu en eau du sol (Lebourgeois, 2010). Ces modèles offrent une entrée utile pour aborder la vulnérabilité des forêts face aux évolutions observées et projetées du climat. Au-delà, il s'agira de quantifier les impacts pour aider les gestionnaires forestiers à opérer leurs choix (essences forestières, sylviculture) en environnement changeant.

Dans le cadre de ce travail, le choix se porte sur un modèle écophysologique permettant de calculer le bilan hydrique sous couvert forestier. Il permet au pas de temps journalier sur l'ensemble de la période 1989-2008, de suivre l'évolution dans le temps de la réserve utile en eau du sol afin de caractériser le déficit hydrique annuel auquel sont soumises les hêtraies et les douglasaies de Bourgogne. Ce suivi de leur état sanitaire est effectué à partir d'un indice de déficit hydrique fortement corrélé aux indices de croissances radiales de ces deux essences. Ce modèle écophysologique permettra d'évaluer les capacités du MCR WRF à simuler des variables climatiques à haute résolution spatio-temporelle suffisamment réalistes pour être utilisées en étude d'impact.

2.1.2. Présentation du modèle de bilan hydrique Biljou[©].

En modélisation forestière, les modèles les plus complexes qui intègrent le cycle de l'eau et le climat utilisent des données journalières et estiment le bilan hydrique à une échelle locale (Lebourgeois, 2010). C'est le cas du modèle Biljou^{©13} qui est un modèle de bilan hydrique à

13 <https://appgeodb.nancy.inra.fr/biljou/>

base journalière de type Transfert-Sol-Végétation-Atmosphère (TSVA) fondé sur trois types d'entrées (Météorologie, végétation, sol) qui permet l'intégration du cycle de l'eau et du climat. Il a été conçu par l'unité d'écophysiologie forestière de l'INRA de Champenoux (Bréda 1994, Granier *et al.*, 1995, Granier *et al.*, 1999, Granier *et al.*, 2000).

Le modèle Biljou[®] permet de prendre en compte les caractéristiques spécifiques des milieux forestiers. Il est basé sur les processus écophysiologiques qui régissent les flux d'eau dans le système sol-arbre-atmosphère (Sergent, 2011) telles que des réductions dans les entrées pluviométriques par l'interception des précipitations et des régulations du flux de transpiration qui sont fonctions des conditions climatiques et édaphiques (Peiffer, 2005). De nombreux travaux ont permis de démontrer la pertinence des données extraites des sorties de ce modèle tels que ceux ayant porté sur la croissance du hêtre en Lorraine (Badeau, 1995), le dépérissement du hêtre en zone de plaine (Badeau *et al.*, 1997), le dépérissement des chênes sessiles et pédonculés en vallée du Rhin (Bréda et Peiffer, 1999) ou plus récemment le dépérissement du douglas en Bourgogne et Midi-Pyrénées (Sergent *et al.*, 2012). Les simulations du modèle Biljou[®] permettent d'intégrer les conditions climatiques (précipitations, température, vitesse du vent, humidité de l'air, rayonnement solaire incident) et de rendre compte des interactions entre la réserve en eau du sol, la demande atmosphérique et la transpiration, selon le type de couvert (feuillus ou résineux), les valeurs de l'indice foliaire (Indice de surface foliaire - Leaf Area Index : LAI) et une description précise des caractéristiques du sol (caractéristiques hydriques et physiques du sol et fractions de racines fines dans les couches du sol) permettant de renseigner l'accessibilité des réservoirs d'eau.

L'équation générale du bilan hydrique calculée par le modèle (Badeau et Ulrich, 2008) est la suivante:

$$\Delta S_{sol} = P - I_n - T - ET_{sse} - D \quad (2)$$

Avec, comme représentés sur la Figure 2.2:

ΔS_{sol}	=	Variation du stock d'eau dans le sol ;	(4)
P	=	Pluie incidente ;	(1)
I_n	=	Interception de la pluie par le couvert ;	(2) et (3)=(1)-(2)
T	=	Transpiration des arbres ;	(5)
ET_{sse}	=	Evaporation du sol et du sous-étage ;	(6)+(7)
D	=	Drainage.	(8)

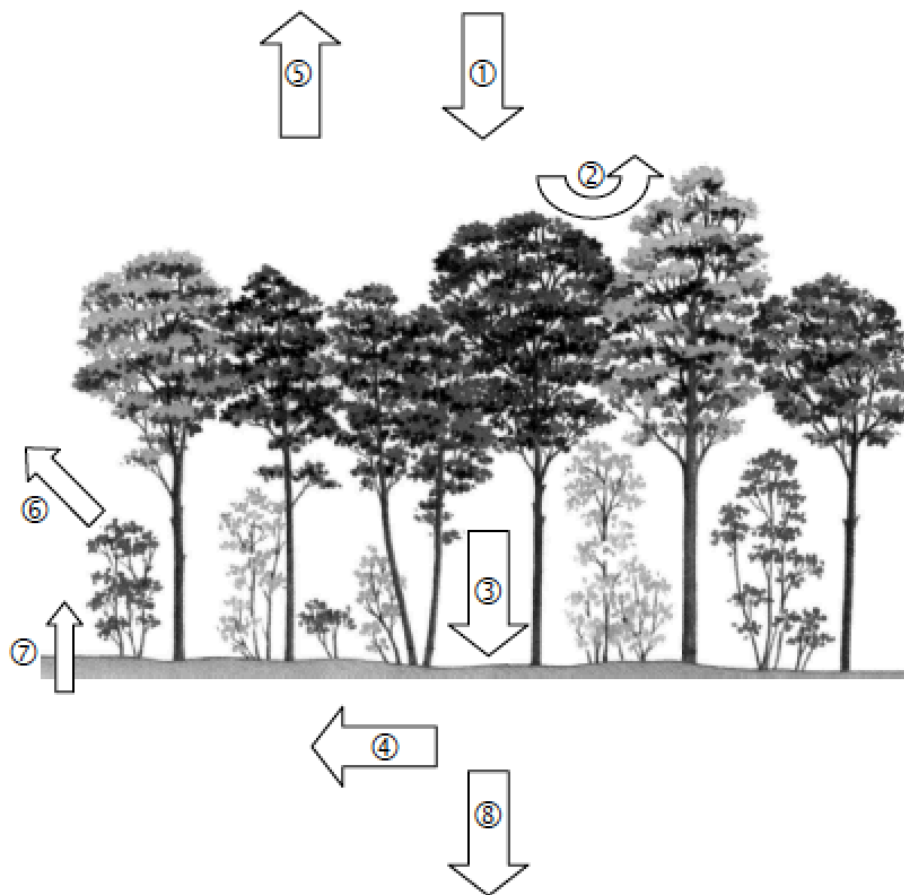


Figure 2-2 Illustration du bilan hydrique calculé par Biljou[®] (Badeau et Ulrich, 2008).

Le modèle calcule la réserve utile du sol qui est égale à la somme des réserves de chaque horizon jusqu'à une profondeur limite correspondant à la profondeur maximale de prospection racinaire et dépend de trois facteurs, la charge en éléments grossiers, la profondeur maximale d'enracinement et la teneur en eau volumique (Badeau et Ulrich, 2008) selon la relation :

$$RU = e \times \varnothing \times (1 - Cx) \quad (3)$$

Avec :

RU = Réserve volumique en eau du sol ;

e = l'épaisseur du sol ;

\varnothing = teneur en eau volumique ;

Cx = la charge en éléments grossiers, la réserve utile de ces éléments étant considérée égale à 0.

A partir de la réserve utile en eau du sol, Biljou[®] permet de calculer la réserve relative en eau du sol (Relative Extractable Water - REW) qui correspond à l'état de remplissage du sol en valeur relative. Il s'agit d'une variable adimensionnée qui se calcule pour un jour j selon :

$$REW_j = (R_j - R_{min}) / RU \quad (4)$$

Avec :

R_j = la réserve en eau du sol au jour j calculée sur la profondeur utile (profondeur d'enracinement) ;

R_{min} = la réserve minimale observée au point de flétrissement permanent ($pF = 4.2$) et sur la même profondeur ;

RU = la réserve utile du sol sur la profondeur utile, elle-même étant la différence entre la réserve en eau du sol à la capacité au champ et celle au point de flétrissement permanent.

La réserve relative en eau du sol permet ensuite de calculer le déficit hydrique qui intervient lorsque la réserve en eau du sol chute en dessous du seuil de 40% de la réserve maximale en eau du sol, indépendamment de l'essence considérée (Sergent, 2011). Les variations journalières de la réserve relative en eau du sol permettent alors de calculer trois indicateurs du déficit hydrique qui induisent une fermeture stomatique et un arrêt de la croissance radiale : son intensité, sa durée et sa date de début (Fig. 2-3).

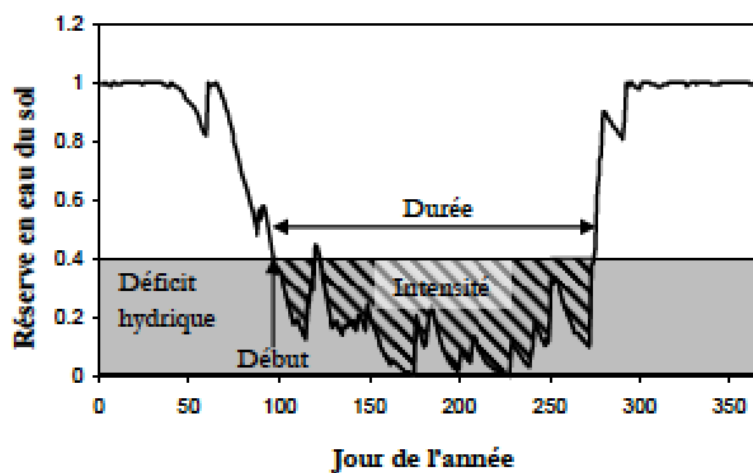


Figure 2-3 Evolution journalière de la réserve relative en eau du sol pour l'année 2003 pour une placette d'étude du dépérissement située en Bourgogne. Le déficit hydrique est caractérisé par sa durée, sa date de début et son intensité. Calcul réalisé avec le modèle de bilan hydrique Biljou[©] (d'après Sergent, 2011).

Le fonctionnement du modèle Biljou[©] passe par une paramétrisation renseignée à partir d'un fichier de paramètres en entrée de modèle. Ce fichier de paramètres indique principalement les caractéristiques des deux interfaces : couvert forestier et sol/racines (Peiffer, 2005). La paramétrisation est spécifique à chacun des sites d'étude et évolue d'une année à l'autre lorsque les paramètres relatifs au couvert foliaire varient (LAI, phénologie).

Le couvert modélisé est constitué de deux strates (peuplements et sous-étage). Le sol est découpé en plusieurs tranches qui correspondent soit aux horizons pédologiques s'ils sont renseignés par une campagne d'échantillonnage comme ici pour les peuplements de douglas (Sect. 2.3.4), soit à un découpage arbitraire selon les besoins comme pour le hêtre.

Un premier fichier de paramètres sol et peuplement doit renseigner les coordonnées géographiques (notamment utilisées pour le calcul de l'ETP avec la formule de Penman), les descripteurs de la végétation correspondant à la composition du peuplement (décidus ou sempervirents) ainsi que ses dates de débourrement et de chute des feuilles si le peuplement est décidu, et le LAI maximum atteint en pleine feuillaison. Ce fichier doit également renseigner le nombre de couches pour décrire le sol et les valeurs des caractéristiques de chaque couche c'est-à-dire la profondeur de la couche en cm, la réserve utile de la couche en mm, la fraction des racines fines de la couche, l'humidité pondérale au point de flétrissement permanent en gramme d'eau par gramme de sol et la densité apparente de la couche du sol.

Un second fichier doit renseigner les données météorologiques impliquées dans le calcul du bilan hydrique au pas de temps journalier correspondant aux précipitations, aux températures moyennes, à l'humidité relative, la vitesse du vent et enfin le rayonnement global.

Les résultats des simulations du modèle sont récupérés sous forme de deux fichiers. Le premier renseigne les différents flux hydriques au pas de temps journalier. Il comprend les valeurs d'interception des précipitations, d'évapotranspiration potentielle selon la formule de Penman et d'évapotranspiration réelle, la transpiration du peuplement, la réserve en eau du sol, la proportion d'eau du sol extractible et le drainage. Le second, au pas de temps annuel, renseigne en plus des valeurs précédentes le nombre de jours de stress hydrique, son intensité et la date de début du stress.

Une des principales difficultés contraignant l'utilisation du modèle Biljou[©] réside dans la capacité à mobiliser l'ensemble des données climatiques au pas de temps journalier nécessaire au calcul du bilan hydrique. Pour des études à une échelle régionale ou locale, seul un faible nombre de stations d'observation renseignent certains paramètres climatiques tels que l'humidité, la vitesse du vent et le rayonnement global, notamment dans les zones peu accessibles. Cette rareté de produits climatiques à des résolutions spatiales et temporelles suffisamment fines pour être utilisées en entrée du modèle Biljou[©] correspond à l'une des

raisons qui motive l'utilisation de méthode de désagrégation dynamique de données climatiques.

2.2. MODÉLISATION CLIMATIQUE.

Bien que les MCG demeurent l'outil principal permettant l'étude et l'attribution des évolutions passées, présentes et futures du climat de la Terre, en réponse aux différents forçages, notamment anthropique, leur complexité et leur coût tant en termes de temps qu'en termes d'allocation de puissance numérique a pour effet de limiter leur résolution spatiale à des mailles grossières, généralement comprises entre 100 et 300 km. Cette limite ne permet pas de les utiliser directement pour la mise en place de politiques d'adaptation aux changements climatiques pour certains enjeux régionaux ou locaux, qui nécessitent l'utilisation de modèles d'impact. Ceux-ci requièrent généralement d'avoir à disposition, à des échelles spatiales fines, certaines variables météorologiques dont la variabilité spatiale peut être contrôlée par des caractéristiques physiographiques locales. Pour outrepasser cette limite, les méthodes de descente d'échelle permettent l'exploitation de l'information climatique de grande échelle simulée par les MCG pour dériver des scénarios régionaux voire locaux pour la ou les variables météorologiques d'intérêt et pour la mise en œuvre d'un modèle d'impact (ACCLIMATE, 2011).

La mise en œuvre de la descente d'échelle s'appuie sur deux approches qui peuvent être combinées :

- l'approche statistique où la majorité des techniques repose sur l'établissement d'un lien statistique entre des variables de grande échelle simulées par les GCM (voire les RCM) et les données observées des paramètres que l'on cherche à représenter localement ;
- l'approche dynamique qui consiste à résoudre explicitement la physique et la dynamique du système climatique régional.

L'approche statistique se décompose en trois grandes familles : les méthodes de régression, les méthodes basées sur les régimes de temps et des analogues, et les générateurs de séries. Les méthodes de régression ne permettent que d'établir un lien statistique entre la série des prédicteurs simulés et celle des prédictands observés. Les régimes de temps réalisent au

préalable une classification des situations synoptiques et s'attachent ensuite à relier les valeurs prises par les prédicteurs à celles des prédicands en fonction de cette classification. Quant aux générateurs de séries, ils produisent des séquences aléatoires de variables météorologiques semblables à celles observées (Colin, 2011). Ces méthodes statistiques sont souvent mises en œuvre en sortie de modèle de climat (GCM ou RCM) pour des études d'impact qui nécessitent des données à très haute résolution spatiale.

L'approche statistique a pour avantage d'aboutir à des résultats plus proches des observations en climat présent, et d'atteindre une résolution plus fine que celle des RCM, mais elle suppose une hypothèse de stationnarité y compris pour le climat futur et ne rend pas compte de façon explicite de l'influence des forçages de surface (topographie, couvert végétal) sur le climat local.

2.2.1. Etat de l'art sur la désagrégation et la modélisation dynamique du climat.

Concernant la régionalisation dynamique, les modèles climatiques régionaux sont devenus des outils extrêmement populaires depuis une quinzaine d'années pour la simulation numérique du climat à des échelles spatiales fines, proches des échelles des territoires vécus. Leur fonctionnement s'apparente à celui des MCG puisqu'ils permettent la simulation de l'évolution spatio-temporelle de la variabilité climatique. Leur popularité s'explique d'une part par leur capacité à enrichir la dynamique en processus et variabilité de mésoéchelle sur une région donnée (généralement égale ou inférieure à la taille d'un continent), tout en préservant *a priori* la dynamique de large échelle (Castro *et al.*, 2005), et d'autre part par leur capacité à fournir des informations à des échelles plus proches de celles des impacts du climat (Pohl, 2015). Leur capacité à intégrer les effets des forçages de petite échelle s'exprime particulièrement bien dans des régions caractérisées par une variabilité spatiale fine et des circulations atmosphériques d'échelle locale ou régionale, dont la prise en compte peut améliorer la restitution de processus tels que la formation des nuages et des précipitations. Qui plus est, les MCR peuvent aussi améliorer au niveau temporel les sorties des modèles de grande échelle (ACCLIMATE, 2011). Les MCR sont constitués de deux noyaux qui communiquent à chaque pas de l'intégration choisi dans le MCR. Le premier est un noyau dynamique qui permet de résoudre explicitement les équations primitives de la thermodynamique des fluides et de la loi des gaz parfaits, et le second est un noyau physique qui permet la paramétrisation des processus physiques d'échelles inférieures à leurs

résolutions (processus « sous-maille ») dont les interactions directes (Fig. 2-4) et indirectes sont complexes et souvent non-linéaires (Crétat, 2011):

- échanges et transferts radiatifs courtes et grandes longueurs d'onde ;
- convection humide et sèche ;
- mouvements et turbulence dans la couche limite planétaire ;
- microphysique nuageuse ;
- interactions eau-sol-végétation-surfaces urbanisées à l'interface surface-atmosphère.

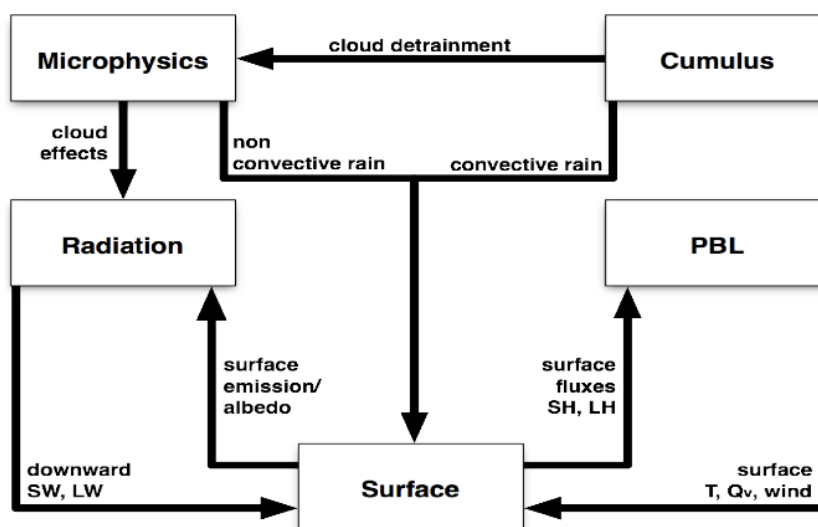


Figure 2-4 Interactions directes entre les paramétrisations physiques (Dudhia J., NCAR – WRF physics options presentation).

Les MCR étant des modèles de climat à aire limitée, ils sont généralement alimentés à leurs frontières latérales et en surface par des données de plus faible résolution. Ces modèles forceurs fournissent une partie des conditions initiales dans chaque maille du MCR, de manière à renseigner l'état de l'atmosphère et de la surface au premier pas de temps de l'intégration. Les MCR sont ensuite alimentés aux bornes latérales et à la surface du domaine régional à pas de temps constant (généralement toutes les 12h ou 6h) et tout au long de l'intégration (Crétat, 2011). Les données statiques permettent de décrire la surface : Modèle Numérique de Terrain, Occupation du sol et sol. Ces données sont à des résolutions natives de quelques dizaines à centaines de mètres voire quelques kilomètres pour le sol et permettent une description adaptée à la maille pour la résolution du climat d'une région. Notons que pour le sol, les descriptions restent sommaires et de qualité moindre, et que le couplage entre le modèle de surface et les basses couches de l'atmosphère nécessite une description précise du sol, de la végétation, des zones urbanisées, des plans d'eau et de la topographie en adéquation avec la maille du domaine. Cela en fait l'un des compartiments à l'heure actuelle, les moins

bien documentés.

La descente d'échelle suppose un emboîtement successif de domaines dont la résolution augmente d'un facteur 2 à 5 entre le domaine-parent et le domaine-enfant. Les échanges entre les domaines peuvent se faire selon deux modes :

- les domaines-parents fournissent les conditions aux bornes des domaines enfants ; on parle dans ce cas de one-way nesting.
- les résultats des simulations des domaines enfants peuvent être transmis aux domaines parents (two-way nesting).

Un guidage (nudging) peut être appliqué au premier domaine pour prévenir les éventuelles dérives du modèle régional en particulier pour les simulations longues, en réduisant l'ampleur de la variabilité interne du modèle et en atténuant la sensibilité au choix de la paramétrisation (Miguez-Macho *et al.*, 2004). Concrètement, le guidage consiste à rappeler les grandes ondes simulées par le RCM vers celles qui lui sont imposées (Colin, 2011). Le guidage ne s'applique pas aux domaines enfants afin qu'il puissent librement développer les traits du climat à fine échelle (Castel *et al.*, 2010). Mais quelques études ont signalé que le guidage spectral peut rendre incertaines les représentations de certains phénomènes de petite échelle tels que les extrêmes de précipitations (Alexandru *et al.*, 2009). Toutefois, les MCR ne sont pas exempts de toutes incertitudes. Celles-ci sont inhérentes aux modèles eux-mêmes ainsi qu'aux données utilisées comme données de forçage. Leurs principales sources d'incertitudes concernent :

- Les conditions initiales : les solutions des MCR sont fortement dépendantes des conditions initiales introduites comme données de forçage et qui peuvent avoir des conséquences dommageables au terme de leur intégration. Les MCR possèdent une variabilité interne propre suffisamment importante pour simuler des structures de petite et grande échelles qui ne sont pas uniquement déterminées par le forçage latéral. L'amplitude de la variabilité interne du modèle dépend de la région, de la saison et des situations synoptiques (Giorgi et Bi, 2000) ainsi que de la taille du domaine d'intégration (Alexandru *et al.*, 2007). Pour s'affranchir de cette incertitude, des simulations d'ensemble (Giorgi et Bi, 2000 Alexandru *et al.*, 2007 ; Lucas-Picher *et al.*, 2008 ; Boulard *et al.*, 2012) perturbant aléatoirement les conditions initiales sont nécessaires afin de distinguer le signal (partie reproductible) du bruit (partie non reproductible) en fonction de la convergence/divergence des membres de l'ensemble (pour plus de détails en Annexe l'article de Boulard *et al.* (2012) sur la relation

entre ENSO et la variabilité interannuelle des précipitations en Afrique Australe).

- Les conditions aux limites : les conditions aux limites ne sont pas solutions des équations du modèle (McGregor, 1997; Giorgi and Mearns, 1999). En ce sens, même dans le cas où les conditions initiales seraient parfaites, il resterait des sources d'erreurs générées par l'imposition des conditions aux limites telles que les différences de résolution et de pas de temps entre le RCM et son modèle forceur, la fréquence de couplage inférieure au pas de temps du modèle, ou les différences de schémas numériques et de paramétrisation entre les deux modèles (Colin, 2011). Pour limiter les impacts des conditions initiales et s'abstraire de la majeure partie de l'instabilité numérique (effet de bord), une zone de relaxation d'une largeur de 4 à 10 points de grille (Rummukainen, 2010) est généralement mise en place dans laquelle la contrainte imposée par le modèle forceur va être relaxée jusqu'à la valeur simulée par le RCM à la frontière de son domaine (Davies, 1976).
- L'incertitude intra-modèle : la physique d'un RCM peut fortement moduler le climat qu'il simule. Les schémas de convection sont d'une importance capitale pour simuler la pluviométrie d'autant plus lorsqu'elle est de nature convective (Dai, 2006 ; Leung *et al.*, 2003). Le déclenchement de la convection est en partie lié à la dynamique des basses couches telle que la convergence d'humidité, elle-même en partie gérée par le schéma de couche limite (Pohl, 2014). Le choix du schéma de couche limite affecte les profils d'humidité et de température interagissant avec le schéma de convection, et donc avec les précipitations (Bright et Mullen, 2002 ; Wisse et Vilà-Guerau de Arellano, 2004). Les schémas de microphysique contrôlent les échanges de chaleur à l'intérieur des nuages et influencent le bilan radiatif à la fois au sommet de l'atmosphère et en surface (Arakawa et Schubert, 1974 ; Arakawa, 2004). Le cycle atmosphérique de l'eau est aussi sensible aux schémas de radiation et aux conditions de surface. Des études de sensibilité à la paramétrisation, qui constituent certains axes de la recherche en climatologie, sont donc une étape fondamentale.
- La position et taille du domaine : Les performances des MCR sont sensibles au positionnement et à la taille de leur domaine d'intégration (Seth et Giorgi, 1998). Afin d'éviter des effets de bord, la région étudiée doit se trouver suffisamment loin des frontières du domaine, et les frontières du domaine doivent éviter de se situer dans des régions qui interagissent fortement avec le flux entrant (Antic *et al.*, 2004). Le domaine ne doit pas être trop grand pour éviter que le flux large échelle simulé par le MCR ne s'écarte

trop des flux du modèle forceur. Cependant, le temps de transit des variables doit être suffisamment grand à l'intérieur du modèle pour lui laisser la possibilité de développer des structures d'échelles fines (Alexandru *et al.*, 2007 ; Leduc et Laprise, 2009 ; Crétat, 2011).

2.2.2. Présentation du modèle Weather Research & Forecasting (WRF – Skamarock *et al.*, 2008).

WRF est un modèle climatique régional en point de grille, utilisé à la fois en recherche et en prévision opérationnelle du temps, et développé principalement au National Center for Atmospheric Research (NCAR, Etats-Unis). Il propose deux noyaux, le noyau Non-Hydrostatic Mesoscale Model (NMM) développé par le NOAA/NCEP pour la prévision opérationnelle, et le noyau Advanced Research WRF (ARW) développé par le NCAR pour la recherche météorologique et climatique. Le cœur dynamique ARW offre une large gamme de configurations (Fig. 2-5) allant de cas idéalisés en 2 et 3 dimensions, au mode « real » alimenté par les données simulées à large échelle (ré-analyses, GCM) et / ou par assimilation de données provenant de réseaux d'observation terrestres et satellitaires. Il est principalement utilisé dans la recherche pour la simulation numérique du climat (Crétat, 2011). Pour ce travail, c'est ce noyau qui est utilisé en mode « real » pour désagréger les champs atmosphériques issus des données fournies par les réanalyses ERA-Interim (Sect. 2.3.3).

La préparation des données utilisées pour l'initialisation de WRF en surface et à chaque niveau atmosphérique et pour le forçage aux bornes latérales requiert trois étapes successives (Fig. 2-6) :

- Une première étape qui permet la sélection des domaines à simuler pour atteindre la résolution cible, leur taille, leur localisation, ainsi que le type de projection cartographique et la résolution horizontale de données. Cette étape de geogrid permet la sélection des données statiques de surface fournies par le Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS, Friedl *et al.*, 2002) qui décrivent 20 catégories d'occupation du sol déterminées à partir de moyennes climatologiques, et leur interpolation à la résolution du modèle. L'utilisation des données MODIS impose toutefois le couplage de WRF au modèle de surface 4-couches NOAH (Chen et Dudhia 2001). Cette étape pondère chaque catégorie d'occupation du sol et de type de sol par la superficie occupée dans chaque maille WRF (Crétat, 2011) ;

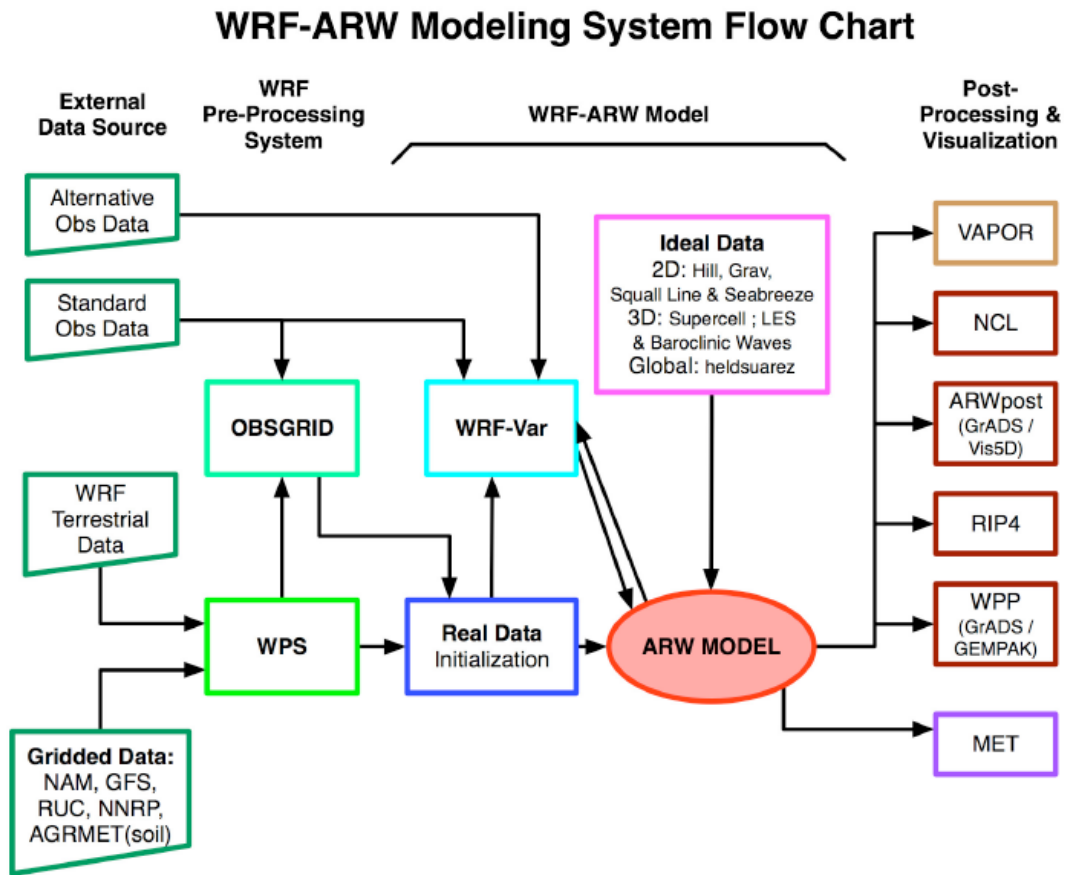


Figure 2-5 Organigramme du cœur dynamique ARW de WRF (Wang et al., 2009).

- Une seconde étape qui renseigne la période d'extraction des données, le pas de temps entre chaque extraction et extrait les données de forçage dynamique de large échelle (variables météorologiques, de surface terrestre telle que l'humidité du sol, et températures de surface océanique) utilisées pour fixer les conditions aux bornes latérales et en surface.
- Une troisième étape qui interpole horizontalement les champs extraits lors de la seconde étape sur les grilles définies lors de la première étape.

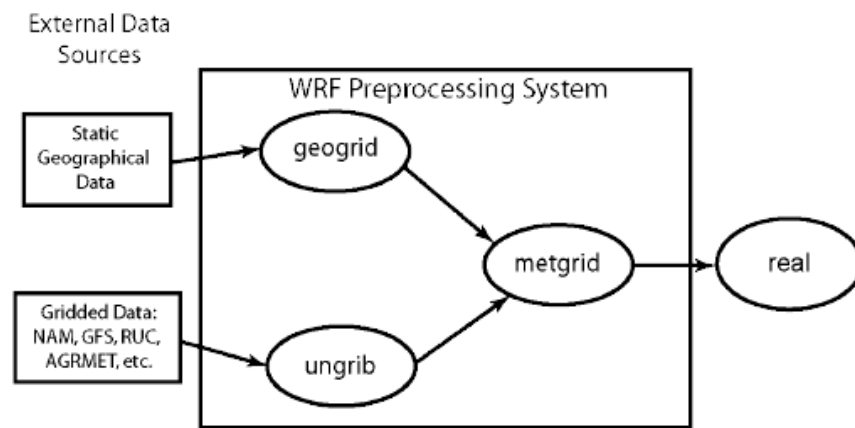


Figure 2-6 Les trois étapes de préparation des données (Wang *et al.*, 2009).

Lorsque les trois étapes de préparation ont été réalisées, les simulations sont initialisées. L'initialisation nécessite la définition de coordonnées verticales exprimées en niveau sigma qui présentent l'avantage par rapport aux niveaux de pression de mieux prendre en compte la topographie (Crétat, 2011), notamment pour assurer la contrainte de continuité et résoudre les équations de la mécanique des fluides. WRF propose une discrétisation verticale en 28 ou 35 niveaux σ . La densité du nombre de niveaux est fonction de l'éloignement à la surface, de manière à mieux renseigner les basses couches soumises à une dynamique plus bruitée que les hautes couches, davantage impactées par la circulation large échelle (Crétat, 2011). Ici, la discrétisation verticale en 28 niveaux σ est utilisée, et les champs atmosphériques des réanalyses ERA-Interim sont interpolés sur les 28 niveaux σ pour renseigner chaque maille du domaine afin d'initialiser les conditions atmosphériques. Le noyau dynamique ARW s'appuie sur la formulation non-hydrostatique des équations de la mécanique des fluides et de la thermodynamique et la résolution des équations est faite sur une grille Arakawa C. Les champs dynamiques tels que les composantes zonale et méridienne du vent (U et V respectivement) sont résolus sur la jonction des mailles tandis que les autres variables (variables thermodynamiques, scalaires et de masse) sont résolues au centre de chaque maille (Crétat, 2011).

Dans ce travail, les simulations ont été conduites à partir des ressources du méso-centre de calcul de l'Université de Bourgogne afin de traiter la quantité de données produites qui nécessite en plus de la puissance de calcul, des capacités importantes de stockages.

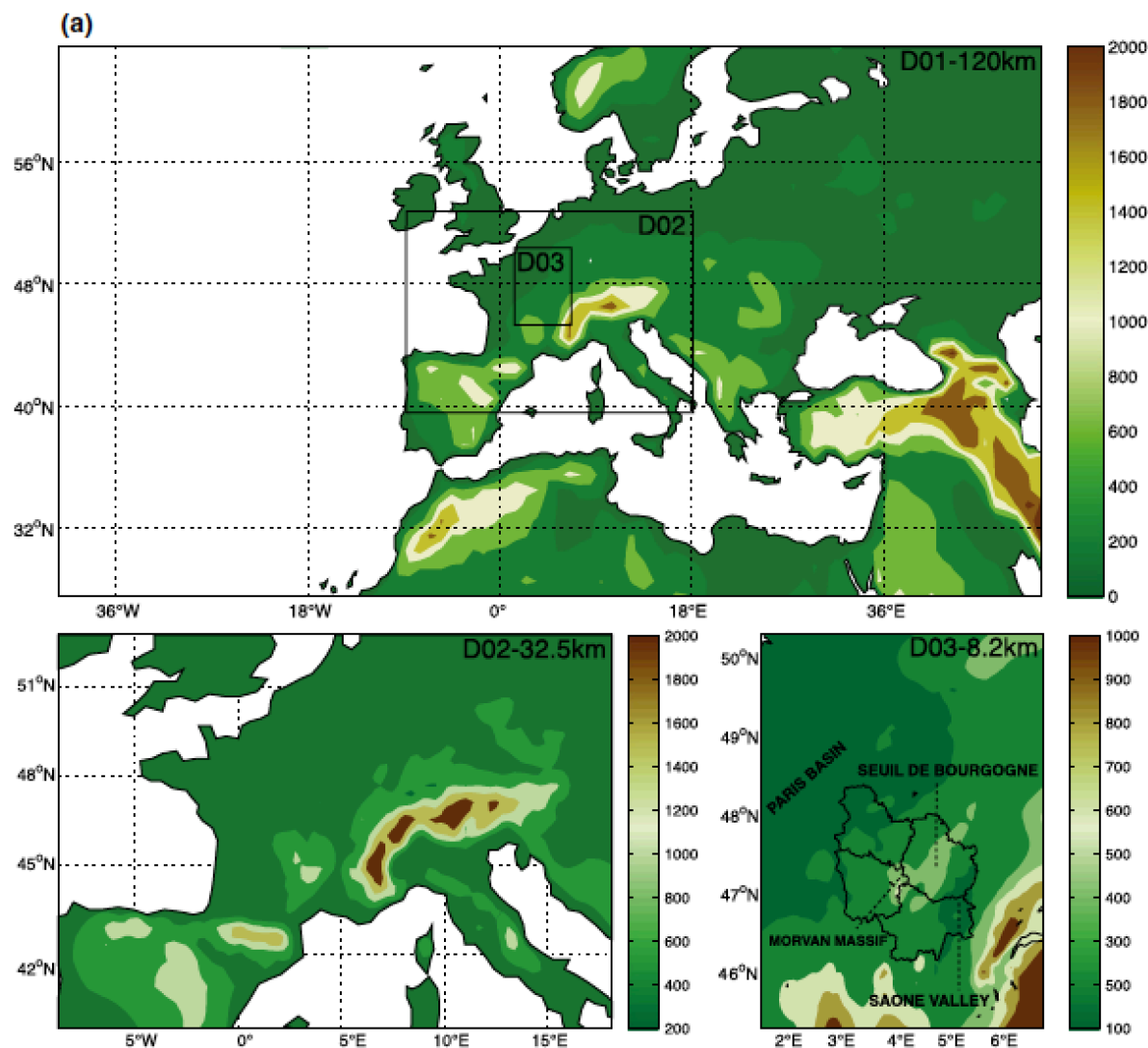


Figure 2-7 Paramètres et orographie des 3 domaines WRF emboîtés.

Les simulations ont été réalisées à partir des versions 3.1.1 (Skamarock *et al.*, 2008) et 3.6.1 en mode non-hydrostatique par emboîtement successif de trois domaines dont l'emprise géographique diminue parallèlement à l'augmentation de la résolution horizontale. Ces trois domaines ont des résolutions horizontales respectives de 120.0, 32.5 et 8.2km (Fig. 2-7) avec un 1^{er} domaine couvrant une aire géographique relativement étendue qui comprend au Sud, la Méditerranée ainsi qu'une partie de l'Afrique et au Nord, une partie des pays scandinaves. La largeur du domaine est importante afin d'intégrer une grande partie de l'Atlantique Nord. Ce large domaine assure une bonne représentation des systèmes météorologiques synoptiques qui balaient la France d'Ouest en Est (Castel *et al.*, 2010). Les résultats des simulations des domaines enfants sont transmis aux domaines parents (2-way nesting) pour chaque domaine. L'étude de la sensibilité du modèle à sa physique (Tab. 2-1) a été effectuée au préalable par Castel *et al.* (2010) dans le but d'analyser les capacités du modèle à reproduire les températures minimales, maximales et les cumuls mensuels de précipitations). La

configuration retenue correspond à la configuration 4 du tableau 2-1. Elle est présentée et développée dans les chapitres 3 & 4. La paramétrisation ainsi que les domaines choisis ont déjà été utilisés avec succès dans plusieurs précédentes études relatives à la variabilité climatique bourguignonne (Castel *et al.*, 2010 ; Marteau *et al.*, 2014) ainsi que dans un exercice de régionalisation du changement climatique (Xu *et al.*, 2012).

Configurations	Occupation du sol	Microphysique	Cumulus	PBL
1 (standard)	USGS	Kessler	Kain-Fritsch	YSU
2	Modis	Kessler	Kain-Fritsch	YSU
3	Modis	WSM6	Kain-Fritsch	YSU
4	Modis	Morrison	Kain-Fritsch	YSU
5	Modis	WSM6	Grell-Devenv	YSU
6	Modis	WSM6	Grell-Devenv	ACM2

Tableau 2-1 Configurations de WRF/ARW utilisées pour la désagrégation climatique sur le Centre-Est de la France (Castel *et al.*, 2010).

Le but de l'étude étant d'avoir un jeu de données climatiques à hautes résolutions tant spatiale que temporelle, les expériences sont forcées latéralement toutes les six heures par les réanalyses ERA-Interim (décrites en section 2.3.3) de 1000 à 10hPa (18 niveaux verticaux) à une résolution horizontale de 1.5°. Toutes les intégrations sont initialisées au 1er janvier à 00h UTC, et le pas de temps entre chaque calcul est fixé pour le premier domaine à 150 secondes. Ce temps est divisé par le ratio entre domaine parent et enfant ce qui entraîne la résolution des équations toutes les 37 et les 9 secondes environ pour, respectivement, les domaines 2 et 3. Sachant que le nombre de points de grille augmente avec la résolution du domaine, le temps de calcul pour résoudre la dynamique du climat de chaque domaine devient prohibitif. D'autre part, on se heurte à des problèmes de scalabilité réduisant l'efficacité de la parallélisation du code informatique. Ces considérations obligent donc de trouver un équilibre entre résolution spatiale et temps de calcul. Les données sont archivées toutes les six heures pour chaque domaine entre le 1er janvier et le 31 décembre, après une mise à l'équilibre d'une année.

2.2.3. Réanalyses ERA-Interim.

Les réanalyses ERA-Interim (Berrisford *et al.*, 2009; Dee *et al.*, 2011) sont mises à disposition par le Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT). Elles décrivent les variables atmosphériques à l'échelle globale sur une période allant de 1979 à nos jours et servent dans ce travail à initialiser le MCR et comme jeu de données de comparaison permettant l'évaluation de la capacité du MCR WRF à améliorer la simulation des champs climatiques. Le projet ERA-Interim a vu le jour en 2006 dans le but de

produire un jeu de réanalyses de transition entre les données ERA40 et une future génération de réanalyses.

Les réanalyses ERA-Interim sont générées par une intégration *a posteriori* du modèle spectral « Integrated Forecasting System » développé par le CEPMMT et Météo-France. Il est implémenté à une troncature T255 (environ 79 km) sur 60 niveaux verticaux. L'assimilation utilise un système variationnel quadridimensionnel (4D-Var) permettant de prendre en compte l'arrivée de données en continu, c'est-à-dire à des instants différents de celui de l'échéance où s'appliquent les rectifications, via un schéma d'assimilation séquentiel des données basé sur des cycles d'analyse de 12 heures (Dee *et al.*, 2011).

Elles reproduisent de façon plus réaliste le climat observé que ne le font d'autres réanalyses telles que ERA-40 ou NNRP-1 (Mooney *et al.*, 2010). L'objectif majeur des réanalyses ERA-Interim était d'améliorer un certain nombre d'aspects des réanalyses ERA40, notamment la représentation du cycle de l'eau, la description de la circulation atmosphérique ainsi que le traitement des biais dans le système d'observations des données *in situ* et satellitaires (Szczypta, 2011). Ces résultats ont été confirmés par les travaux de Szczypta *et al.* (2010) à l'échelle de la France, notamment en matière de reproductibilité de la variabilité temporelle. Cependant, Szczypta *et al.* (2010) notent toutefois une sous-estimation moyenne de 27% des précipitations – bien qu'elles soient une variable diagnostique qui ne force pas le MCR WRF - sur la France ainsi qu'une surestimation des données de rayonnement.

2.3. DONNÉES DE RÉFÉRENCE, PRODUITS SATELLITAIRES ET DONNÉES *IN SITU*.

2.3.1. Analyses à mésoéchelle SAFRAN et données SATMOS.

Le produit SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) est l'un des jeux de données utilisés pour valider les simulations effectuées sur WRF. SAFRAN est un système d'analyse à mésoéchelle, développé par Météo-France, qui permet de reconstruire des profils verticaux de l'atmosphère sur une grille horizontale régulière de 8km. Il se base sur une spatialisation de données issues de modèles de circulation générale à grande échelle, combinées à des données observées au sol (Szczypta, 2011). Il s'agit donc d'un modèle de type statistique capable de spatialiser les données

observées (Durand *et al.*, 1993). SAFRAN a été initialement développé pour prévoir les avalanches dans les Alpes. Il a ensuite été étendu à l'ensemble du territoire français (Etchevers *et al.*, 2000 ; Le Moigne, 2002). Etant donné le caractère local des conditions météorologiques observées, les variables atmosphériques sont analysées par pas de 300 mètres d'altitude, à l'intérieur de 615 unités géographiques de forme irrégulière mais climatiquement homogènes, ayant des superficies variables généralement inférieures à 1000km².

SAFRAN analyse d'abord la température, le vent, l'humidité de l'air, le rayonnement solaire incident et la nébulosité (Fig. 2-8). Pour chaque unité géographique, une ébauche du modèle est comparée aux observations afin de vérifier la cohérence des observations. L'analyse est ensuite effectuée à l'aide des observations valides et de l'ébauche en utilisant une interpolation optimale au pas de temps 6-horaires et à une résolution verticale de 300m (Rousset-Regimbeau, 2007). La densité des postes météorologiques fournissant des observations de rayonnements est faible. Pour cette raison, les variables de rayonnement sont calculées à partir d'un profil de nébulosité, lui-même déterminé à partir d'un modèle radiatif alimenté par les profils verticaux d'humidité et de température de l'air (Ritter et Geleyn, 1992). L'analyse des précipitations est quant à elle réalisée au pas de temps journalier qui correspond à la fréquence de la plupart des observations (Etchevers, 2000), et n'est pas fournie par des modèles. SAFRAN fournit les profils verticaux des différentes variables toutes les 6 heures puis les données sont ensuite interpolées au pas de temps horaire de manière linéaire sauf pour la température et les précipitations. Pour les températures, les variations diurnes sont estimées à l'aide d'un modèle de transfert radiatif et d'un terme de rappel à la température d'équilibre (Martin, 1988). La répartition horaire des précipitations est déterminée à partir de l'humidité spécifique et des données pluviométriques disponibles (Sczcypta, 2011). La limite pluie-neige est alors estimée à partir de l'altitude de l'isotherme 0.5° issue de l'analyse des températures. Les variables sont enfin projetées spatialement sur une grille régulière de 8km de résolution. Les analyses SAFRAN ont été validées à l'échelle de la France par Quintana Seguí *et al.* (2008).

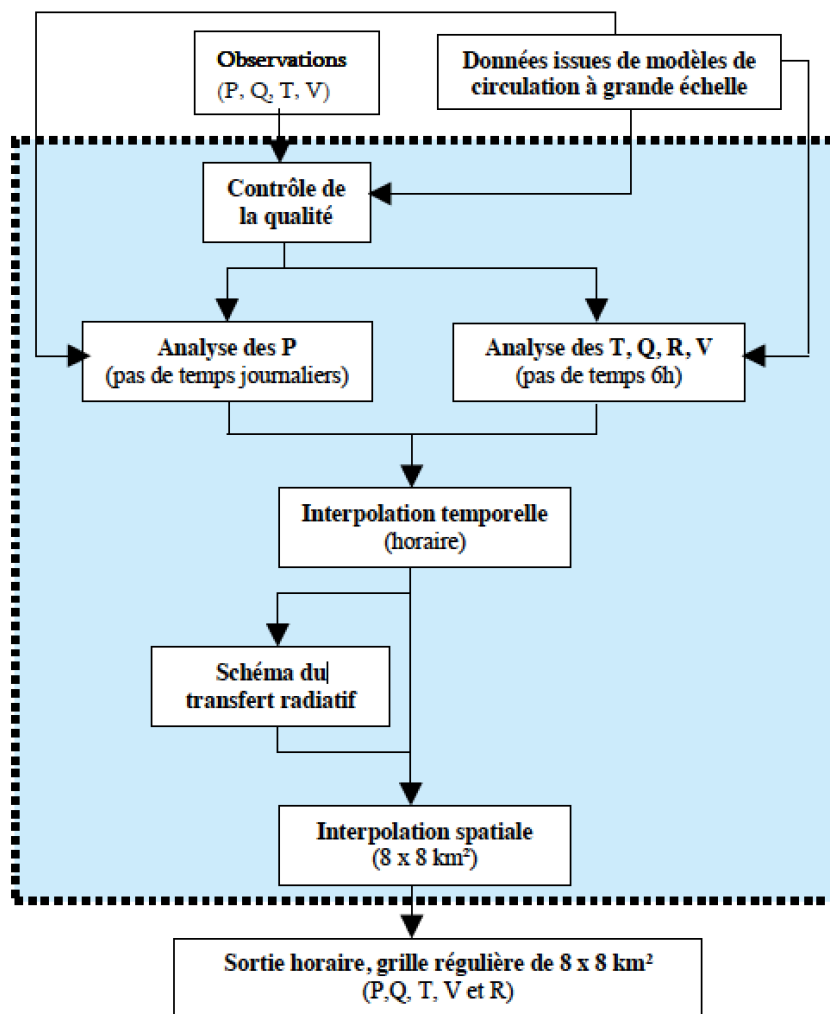


Figure 2-8 Schéma récapitulatif du fonctionnement des analyses SAFRAN adapté de Quintana Seguí *et al.* (2008). Les variables météorologiques sont les précipitations (P), la température (T) et l'humidité (Q) de l'air, la vitesse du vent (V) et le rayonnement solaire incident ou thermique (R) (Szczypta, 2011).

Les analyses SAFRAN présentent donc l'avantage de fournir à haute résolution spatiale l'ensemble des variables climatiques nécessaires à la simulation du bilan hydrique sur la période 1958-2008. Elles ont été utilisées à l'échelle journalière ou mensuelle pour mener une étude comparative avec les données simulées par WRF après une interpolation simple par plus proche voisin. Cependant, la qualité des analyses SAFRAN est dépendante du nombre d'observations de surface, fort pour les précipitations et les températures, mais plus faible pour la vitesse du vent et l'humidité (Vidal *et al.*, 2010).

Comme le rayonnement solaire SAFRAN est issu d'un modèle radiatif et ne repose pas sur des observations, la validation du rayonnement simulé par WRF a été réalisée à partir d'un jeu de données de télédétection issu du Service d'Archivage et de Traitement Météorologique des Observations Spatiales (SATMOS). SATMOS est un service construit sur la coopération

entre Météo-France et le CNRS et qui a pour but d'archiver et de diffuser auprès de l'ensemble de la communauté scientifique les données des satellites météorologiques (satellites défilants ou géostationnaires). En plus des images « brutes », SATMOS diffuse des données géophysiques qui sont dérivées d'images satellites. SATMOS propose des cartes d'éclairement solaire incident à la surface calculées à partir des données du canal visible Météosat suivant une méthode dérivée de Gautier *et al.* (1980). Ce calcul utilise un coefficient d'étalonnage Météosat, déterminé à partir d'une comparaison d'une série de données satellitaires et de mesures de surface faites en 1987 et la sensibilité du radiomètre visible est évaluée en permanence en suivant les variations interannuelles des comptes relevés sur des cibles désertiques homogènes (Piedallu *et al.*, 2007). Les résultats sont comparés mensuellement à des mesures pyranométriques du réseau de Météo-France (42 postes). Les données sont fournies sur la période 1996-2006 à une résolution temporelle de 10 jours et à une résolution spatiale de 10 km. Elles sont rééchantillonnées dans ce travail à une résolution de 8km afin de permettre des approches comparatives avec les données SAFRAN et WRF. Les données SATMOS ont été analysées par Piedallu *et al.* (2007) à l'échelle de la France et ont montré une très forte corrélation avec les données d'observation Météo-France malgré une légère surestimation du rayonnement en été, principalement sur les espaces montagneux, du fait notamment que la topographie ne soit pas directement prise en compte dans les calculs SATMOS.

2.3.2. Données d'observations *in situ* Météo-France.

La validation des variables climatiques simulées par WRF est aussi effectuée par comparaison avec les données extraites du réseau d'observation Météo-France afin d'évaluer les incertitudes et identifier les biais des simulations du MCR. Les données d'observation sont renseignées au pas de temps journalier sur la période 1989-2008. Les données de précipitations proviennent de 127 pluviomètres tandis que les températures moyennes de surface couvrent 89 stations (Fig. 2-9). Pour ces deux variables, les jeux de données présentent une distribution spatiale relativement homogène, et ne contiennent pas de données manquantes. Les moyennes et cumuls mensuels et annuels des températures et des précipitations ont été interpolés sur une grille d'un kilomètre de résolution en utilisant une méthode de splines en plaque mince tri-dimensionnelle (latitude, longitude, altitude) avec l'altitude comme covariable (Hutchinson, 1995).

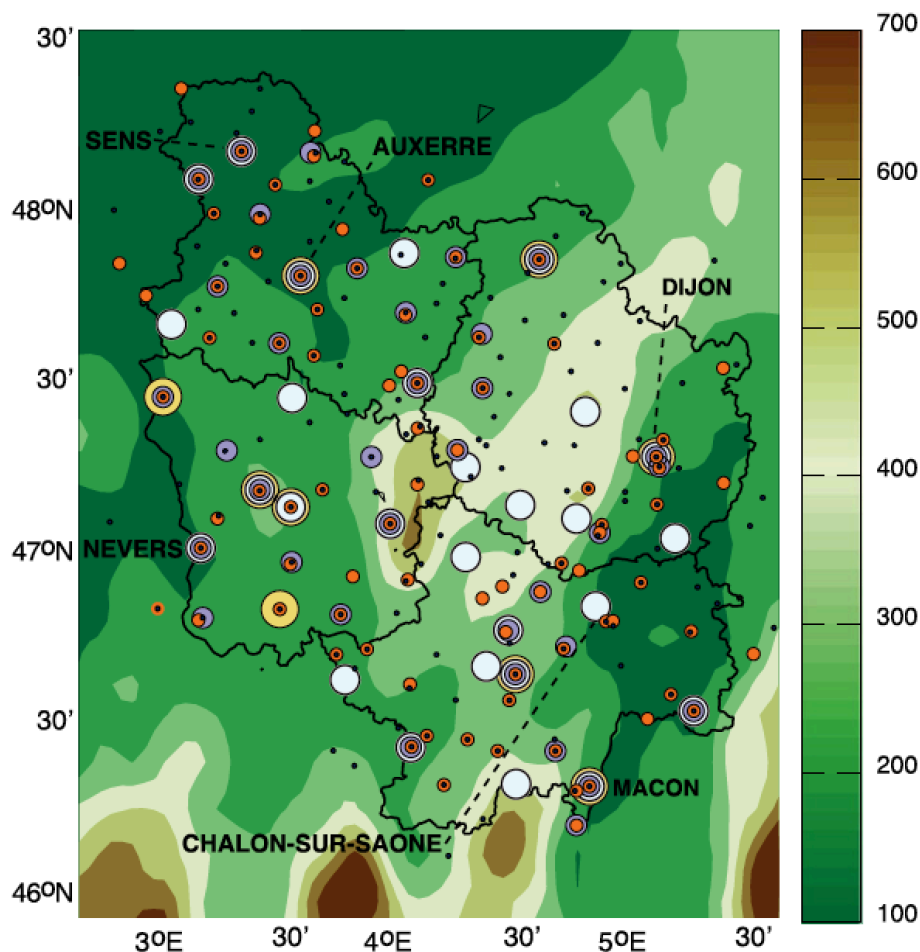


Figure 2-9 Localisation des stations d'observation Météo-France (noir : précipitations ; rouge : température ; violet : humidité relative; blanc : vitesse du vent ; orange : rayonnement). Les à-plats décrivent l'altitude en mètres.

Les observations renseignant le rayonnement global incident, la vitesse du vent moyen et l'humidité relative sont respectivement extraites de 9, 28 et 36 stations d'observation. Ces variables présentent environ 30% de données manquantes non reconstruites, principalement en début d'enregistrement. Ces trois variables présentent une distribution hétérogène à travers la région, et les comparaisons sont effectuées avec le point de grille WRF le plus proche de la station.

L'estimation de l'ETP Penman-Monteith par Météo-France est fournie pour 24 stations sur la période 2004-2008. Ces données présentent elles aussi quelques valeurs manquantes.

2.3.3. Données sol et peuplements forestiers.

Les données de sol et de peuplements forestiers ont été récoltées lors de deux campagnes d'échantillonnage. La première a été effectuée entre mars et avril 2009 pour les douglas (Sergent, 2011) dans le cadre de l'ANR DRYADE (Bréda et Peiffer, 2014), la seconde entre avril et mai 2013 pour les hêtres (Asse, 2013). Ces campagnes d'échantillonnage visaient à décrire de façon précise les caractéristiques topographiques et pédographiques des stations forestières ainsi que la structure des peuplements. Ces campagnes ont permis de récolter les données de sol et peuplement nécessaires à l'utilisation du modèle Biljou[©] ainsi qu'à la création d'un indice de croissance radiale pour les deux essences forestières.

Trente placettes pour le douglas et cinquante-sept placettes pour le hêtre ont été échantillonnées pour couvrir différentes situations pédoclimatiques, ainsi que l'intensité des dépérissements observés et conduire des analyses statistiques robustes. Dans chaque site, une placette circulaire de 15 m de rayon (700m²) a été installée à au moins 30 mètres d'une lisière et dans une zone la plus homogène possible : pente régulière, absence de microtopographie, de traces de remaniement anciens ou de trouées irrégulières dans le couvert (Sergent, 2011 ; Asse, 2013). Pour chaque placette, la localisation géographique par GPS, les renseignements administratifs et une description de la topographie ont été relevés (topographie, pente et exposition).

Pour la description du sol, une fosse pédologique a été creusée au centre de la placette jusqu'à la roche mère non ou peu fragmentée ou jusqu'à ce que l'enracinement fin des arbres ne soit plus perceptible. La fosse pédologique a permis l'identification et la description des horizons. La description comprenait une indication de la texture, de la quantité de racines, de la présence de taches d'hydromorphie, de la compacité, du type et de la portion des éléments grossiers (Sergent, 2011). Le type d'humus a été déterminé avec une description du recouvrement et de l'épaisseur de chaque horizon (Jabiol *et al.*, 2007). La description des profils racinaires a été faite pour les racines, selon une caractérisation de l'abondance en 4 classes (Asse, 2013) qui ont permis de calculer la réserve utile maximale et de paramétrer la composante sol du bilan hydrique relative à l'enracinement dans le modèle Biljou[©] :

- 0 : densité nulle, pas de racines ;
- 1 : densité faible, moins de 3 racines/dm² ;
- 2 : densité charge, 3 à 10 racines/dm² ;
- 3 : densité forte, plus de 10 racines/dm².

Dans chacune des placettes circulaires, une description dendrométrique et sylvicole a été effectuée. Tous les arbres de plus de 2.50 m de hauteur et les souches d'exploitation ont été inventoriés, numérotés et localisés. Un inventaire des circonférences à 1.3m de hauteur a été effectué sur tous les arbres de l'étage dominant. La hauteur totale, la hauteur de la première branche structurant le houppier et la hauteur de la base du houppier ont été mesurées pour chaque arbre à l'aide d'un dendromètre de type Vertex. La surface terrière de la placette a été obtenue par la moyenne de trois mesures effectuées au relascope de Bitterlish (Asse, 2013). Enfin la circonférence moyenne des arbres dominants, la hauteur dominante de la placette, la circonférence et la hauteur moyenne des arbres carottés ont été calculées. La hauteur dominante du peuplement est calculée comme étant la moyenne des hauteurs des six plus grosses tiges présentes dans le cercle de 700m² pour les hêtres, et mesurée sur trois des cinq plus gros arbres en circonférence pour les douglas.

Pour l'analyse de la croissance radiale, quinze douglas et dix hêtres ont été carottés à une hauteur de 1.3mètres, dix individus étant le nombre minimum nécessaire pour l'analyse dendrochronologique. Les processus d'exploitation des carottes afin d'obtenir un indice de croissance radiale sont développés dans Sergent (2011) et Asse (2013).

3. CAPACITE D'UN MCR A SIMULER LES VARIABLES CLIMATIQUES NECESSAIRES AU CALCUL DU BILAN HYDRIQUE.

Ce chapitre propose une analyse de la capacité du modèle WRF à simuler chacune des variables atmosphériques de surface nécessaires au calcul du bilan hydrique sous couvert forestier par du modèle Biljou[©]. Cette analyse repose sur une approche comparative entre les données simulées par WRF et les observations enregistrées par le réseau de stations Météo-France. A l'échelle de la région Bourgogne, ce réseau de stations est relativement dense pour ce qui concerne les précipitations et les températures. A l'inverse, seules quelques stations enregistrent l'humidité relative, la vitesse de vent moyen et le rayonnement solaire. De plus pour chacune de ces trois variables, la distribution des stations Météo-France est très hétérogène et pas toujours représentative des conditions topoclimatiques locales, le nombre de stations étant notamment très réduit sur les reliefs bourguignons alors même qu'ils concentrent une proportion importante des peuplements de douglas. Pour se soustraire à la rareté de données d'observations pour ces trois variables, le jeu des données de comparaison a été complété par les données journalières issues des analyses à mésoéchelle SAFRAN et pour le rayonnement solaire par les données satellitaires SATMOS, disponibles sur la période 1996-2006 à un pas de temps décadaire.

La rareté et l'hétérogénéité des stations d'observation pour ces trois variables rendent délicates toute validation des données simulées par le MCR WRF à l'échelle régionale. Afin de compléter l'approche directe de comparaison entre données issues d'observation et de simulation, une comparaison indirecte est effectuée par le biais de l'estimation d'une évapotranspiration de référence selon la formule de Penman-Monteith recommandée par la FAO à l'échelle de la région. Une seconde approche de comparaison indirecte à l'échelle du peuplement est effectuée à partir de l'estimation de l'ETP Penman et du calcul d'indices de déficit hydrique que l'on sait fortement corrélés aux indices de croissance radiale des douglas obtenus lors de la campagne d'échantillonnage de 2009 par le modèle Biljou[©] (Sergent *et al.*, 2012).

A travers la substitution de chacune des variables climatiques simulées par WRF, utilisées pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle, par des données d'observations, ce chapitre permet la hiérarchisation des variables climatiques socles impliquées directement et indirectement dans le confort hydrique des arbres. D'autre part il présente les résultats du calcul des indices de déficit hydrique et de croissance radiale des douglas. Le modèle Biljou[©]

a été alimenté par les variables simulées par WRF pour (i) affiner l'évaluation des simulations climatiques régionales, permettre la validation indirecte des données WRF et (ii) identifier les variables climatiques qui sont moins bien simulées par le modèle et qui empêchent la reproduction de cette relation. Les résultats de ce chapitre sont présentés dans l'article « *Capability of a regional climate model to simulate variables requested for water balance computation : a case study over northeastern France* » (Boulard *et al.*, 2015, *Climate Dynamics* : 1-28). Cet article, précédé de la version française du résumé original, est produit *in extenso* ci-dessous. Il est suivi d'une synthèse et discussion des principaux résultats.

3.1. RÉSUMÉ DE L'ARTICLE.

Cet article documente la capacité du modèle climatique régional ARW / WRF à régionaliser des variables atmosphériques de surface à haute résolution (8km) sur la Bourgogne (Nord-Est de la France) du pas de temps journalier au pas de temps interannuel. Dans ce but, une simulation continue de 20 années (de 1989 à 2008) a été effectuée.

Le modèle WRF forcé par les réanalyses ERA-Interim a été comparé à des observations *in situ* et aux analyses à mésoéchelle SAFRAN pour cinq variables atmosphériques de surface : les précipitations, la température de l'air, la vitesse du vent, l'humidité relative et le rayonnement solaire, les quatre dernières variables étant utilisées pour le calcul de l'évapotranspiration de référence (ET_0). Les résultats montrent une amélioration significative des données ERA-Interim par le modèle WRF. Elle est due aux capacités du modèle à reproduire la distribution spatiale de chacune des variables météorologiques, en dépit d'une légère surestimation des cumuls de précipitations surtout pendant la saison de convection estivale, et de la vitesse du vent pendant l'hiver. Comparativement aux observations Météo-France, les données WRF semblent de meilleure qualité que les analyses SAFRAN, qui échouent partiellement à reproduire des distributions spatiales réalistes pour la vitesse du vent, l'humidité relative et le rayonnement solaire - ce dernier étant d'ailleurs fortement sous-estimé. En conséquence, l' ET_0 estimée par SAFRAN est fortement sous-estimée. L' ET_0 estimée par WRF s'accorde mieux avec les observations Météo-France.

Afin d'évaluer la capacité de WRF à simuler une ET_0 fiable, le bilan hydrique de trente placettes de douglas a été calculé en utilisant un modèle de bilan hydrique sous couvert forestier. Trois indices de déficit hydrique du sol ont été calculés. Ils correspondent à la somme des écarts quotidiens entre la réserve relative en eau du sol et une valeur critique de

40% en dessous de laquelle la faible teneur en eau du sol affecte la croissance des arbres. Ils utilisent respectivement la station Météo-France la plus proche, les données SAFRAN, et une combinaison des données d'observation avec les données WRF. Les corrélations entre la croissance radiale du douglas et les trois indices estimés de déficit hydrique présentent des résultats similaires. Ces résultats montrent à travers l'estimation de l' ET_0 et la relation entre l'indice de déficit hydrique annuel moyen et l'indice de croissance radiale du douglas que les principales difficultés de WRF pour simuler le déficit hydrique sont principalement attribuables aux biais dans les précipitations.

En revanche, les faibles différences entre WRF et les observations concernant la température de l'air, la vitesse du vent, l'humidité relative et le rayonnement solaire rendent ces variables simulées par WRF utilisables pour le calcul du bilan hydrique et de l' ET_0 .

3.2. ARTICLE: Boulard D, Castel T, Camberlin P, Sergent AS, Bréda N, Badeau V, Rossi A, Pohl B (2015) **Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water balance computation: a case study over northeastern France.** *Climate Dynamics*, 46(9-10): 2689-2716.

Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water balance computation: a case study over northeastern France

Damien Boulard¹ · Thierry Castel^{1,2} · Pierre Camberlin¹ · Anne-Sophie Sergent^{3,4} · Nathalie Bréda³ · Vincent Badeau³ · Aurélien Rossi¹ · Benjamin Pohl¹

Received: 26 August 2014 / Accepted: 20 June 2015
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2015

Abstract This paper documents the capability of the ARW/WRF regional climate model to regionalize near-surface atmospheric variables at high resolution (8 km) over Burgundy (northeastern France) from daily to inter-annual timescales. To that purpose, a 20-year continuous simulation (1989–2008) was carried out. The WRF model driven by ERA-Interim reanalyses was compared to in situ observations and a mesoscale atmospheric analyses system (SAFRAN) for five near-surface variables: precipitation, air temperature, wind speed, relative humidity and solar radiation, the last four variables being used for the calculation of potential evapotranspiration (ET_0). Results show a significant improvement upon ERA-Interim. This is due to a good skill of the model to reproduce the spatial distribution for all weather variables, in spite of a slight over-estimation of precipitation amounts mostly during the summer convective season, and wind speed during winter. As compared to the Météo-France observations, WRF also improves upon SAFRAN analyses, which partly fail at showing realistic spatial distributions for wind speed, relative humidity and solar radiation—the latter being strongly underestimated. The SAFRAN ET_0 is thus highly under-estimated too.

WRF ET_0 is in better agreement with observations. In order to evaluate WRF's capability to simulate a reliable ET_0 , the water balance of thirty Douglas-fir stands was computed using a process-based model. Three soil water deficit indexes corresponding to the sum of the daily deviations between the relative extractible water and a critical value of 40 % below which the low soil water content affects tree growth, were calculated using the nearest weather station, SAFRAN analyses weather data, or by merging observation and WRF weather variables. Correlations between Douglas-fir growth and the three estimated soil water deficit indexes show similar results. These results showed through the ET_0 estimation and the relation between mean annual SWDI and Douglas-fir growth index that the main difficulties of the WRF model to simulate soil water deficit is mainly attributable to its precipitation biases. In contrast, the low discrepancies between WRF and observations for air temperature, wind speed, relative humidity and solar radiation make then usable for the water balance and ET_0 computation.

Keywords Regional climate modelling · WRF · Potential evapo-transpiration · Water balance · Soil water deficit · Douglas-fir

✉ Damien Boulard
damien.boulard@u-bourgogne.fr

¹ Centre de Recherches de Climatologie, UMR 6282 Biogéosciences, CNRS/Université de Bourgogne Franche-Comté, 6 Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France

² Département Agronomie-Environnement, AgroSup, 21000 Dijon, France

³ UMR 1137 Ecologie et Ecophysiologie Forestières, INRA, 54280 Champenoux, France

⁴ UMR 1137 Ecologie et Ecophysiologie Forestières, Université de Lorraine, BP 239, 54506 Vandoeuvre les Nancy, France

1 Introduction

In the context of anthropogenic climate change, it is widely recognized that many sectors will be affected by water deficits in different components of the land surface hydrological cycle. In particular, any change in the soil water balance will have major consequences for plant growth. An increase of the frequency and intensity of soil drought events is expected in the northern hemisphere, especially during spring and summer (IPCC 2007). During the 2003

drought and heat-wave episode, coniferous species such as Douglas-fir presented visual symptoms like abnormal coloration, needle loss or dead branches followed by adverse effects such as decline and tree mortality (Sergent et al. 2012). Over northeastern France, recent projections using the Weather Research and Forecast (WRF) regional climate model (RCM) of the SRES-A2 scenario have shown a warming of up to 3 °C for 2030–2050 and 5 °C by the end of the century (Xu et al. 2012). Thus, the 2003 episode should not be considered as an exceptional extreme event, but as an example of forthcoming forest-impacting hazards in a near future (Bréda et al. 2006; Betsch et al. 2010).

Assessing impacts of climate variability on the water balance requires reliable observation data representative of a given geographical area but usually unavailable at fine scales. Precipitation and potential evapotranspiration (ET_0) are two elements with a major role in the hydrological cycle and soil water balance. The FAO-56 Penman–Monteith (PM) equation (Allen et al. 1998) has been proposed as a worldwide standard by the Food and Agriculture Organisation (FAO) of the United Nations due to its accuracy to evaluate ET_0 at different time-scales. However, the PM equation requires numerous meteorological variables: air temperature, wind speed, relative humidity and solar radiation. Several authors highlighted the problem of the data availability due to the scarcity of in situ weather variables measurements (Shih et al. 1983; Remesan et al. 2008) and proposed simplified empirical methods (Droogers and Allen 2002; Pereira 2004; Gavilan et al. 2006), which vary in complexity and data requirements.

Adaptation to climate change relies on sustainable water resource management that requires projections, at high spatial and temporal resolutions, of all climate variables involved in water balance computation. Globally assimilated data such as the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalyses, or general circulation model (GCM) simulations, can compensate for the lack of available data. But their coarse spatial resolution (typically 80–250 km) is irrelevant and prevents them from being used directly for local impact studies or extreme events reconstruction (Zorita and Von Storch 1999). Impact models often need input climatic data at a resolution finer than 10 km and require thus a downscaling step to derive high-resolution information (Boé et al. 2007). During the last decade, an increasing number of studies assessed the usefulness and limitations associated with the dynamical downscaling of low-resolution GCM output using regional climate models (RCM: Giorgi and Mearns 1991; Laprise 2008; Landman et al. 2009; Rummukainen 2010). Such numerical dynamic regionalization of large-scale climate data has been carried out for many parts of the world, in the framework of international programs such as, among others, PRUDENCE (Christensen and Christensen 2007)

or ENSEMBLES (Van der Linden and Mitchell 2009) and more recently CORDEX (e.g., Jones et al. 2011), producing thus high-resolution climate simulations of atmosphere and land. The methodology consists in forcing laterally a high-resolution atmospheric model with coarser-resolution GCM output, usually without feedback to the parent solution. RCM experimental protocols assume that the region of interest (1) is influenced by atmospheric variability patterns that are of larger spatial extension than the simulated domain; (2) is passive, i.e. it is influenced by large-scale modes of variability without modifying their development, life cycle, and intrinsic properties in return (Boulard et al. 2013).

In this study, we propose to examine the capability of a current state-of-the-art RCM to downscale the coarse global reanalyses into higher resolution data, and simulate near-surface atmospheric spatial and temporal variability of weather variables used in the computation of potential evapotranspiration (ET_0) and water balance. Compared to precipitation and temperature, there has been relatively little work attempting to assess the skill of an RCM dynamical downscaling of these variables (Frey-Buness et al. 1995; Copeland et al. 1996; Heck et al. 2001; Correia et al. 2007; Boé et al. 2007; Ishak et al. 2010), partly due to the lack of representative high-resolution observational data. Consequently, there is also a lack of data quality verification and sensitivity analysis regarding downscaled data in the hydrological community (Ishak et al. 2010). Actually, higher resolution does not guarantee improved RCM outputs, hence the necessity for preliminary quality assessment before using such data for impact studies (e.g., water balance computation).

The non-hydrostatic Weather Research and Forecast (WRF) model (Skamarock et al. 2008) has been already successfully applied over northeastern France, for temperature and precipitation downscaling (Xu et al. 2012; Marteau et al. 2014). Temperature and precipitation are generally the most relevant and best studied meteorological variables for hydrological impact studies (Maraun et al. 2010). It is already known that precipitation simulated by RCMs is highly sensitive to their physics and usually show larger biases than surface temperature. Precipitation amounts are among the most sensitive quantities to the physical package. Their geography, intensity, and intraseasonal characteristics are predominantly sensitive to various physical schemes, including parameterizations for atmospheric convection, planetary boundary layer and cloud microphysics (Crétat et al. 2012). A previous study (Castel et al. 2010) also shows that the overestimation of precipitation amounts is significantly reduced by an improvement of the Land-Use/Land-Cover data used to perform the simulation. Over northeastern France, surface data taken from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) allows

Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water...

to better represent the surface albedo and latent heat flux involved in the simulation of precipitation than the United States Geological Survey data.

In the present work, the WRF model is used to perform high-resolution (8 km) simulations over the Burgundy region (northeastern France) at a daily time-step for the period 1989–2008. Here, both the downscaled data and original forcing reanalyses (namely, ERA-Interim) are compared to the mesoscale SAFRAN analyses (“Système d’Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige”, Durand et al. 1993; Durand 1995), which are already used by hydrological and agro-forestry communities (Boé et al. 2007; Durand et al. 2009). In France, operational systems such as SAFRAN provide high resolution gridded atmospheric data assessed at the national scale (Quintana-Seguí et al. 2008; Vidal et al. 2010). In order to quantify RCM-produced biases, the SAFRAN mesoscale reanalysis can be used as a reference (Szczypta et al. 2011). The estimated ET_0 is also verified with the corresponding ground-based observed data available over the region.

Downscaled climatic data are next used as input data for a process-based model (Biljou©: Granier et al. 1999) to simulate the water balance of thirty Douglas-fir stands across Burgundy. Douglas-fir, used as a plantation tree for timber in several upland parts of the region, is a species highly sensitive to soil water deficit (Sergent et al. 2012). Among the process-based models, the daily water balance model Biljou© is dedicated to forest stands, and allows to calculate each component of the water flux (tree transpiration, understorey evapo-transpiration, rainfall interception, drainage) and the daily soil water content under forests. The model quantifies the intensity, the duration and the frequency of drought experienced by the stand. It has already been successfully applied to different stands (Bréda et al. 2006; Gandois et al. 2010; Van der Heijden et al. 2011; Michelot et al. 2012) and over parts of Burgundy (Sergent et al. 2012; Van der Heijden et al. 2013).

This study aims at (1) documenting how accurately the WRF model is capable to reproduce the spatial and temporal variability of 2 m-air temperature, relative humidity, 2 m-wind speed, solar radiation, precipitation and potential evapotranspiration; (2) quantifying the RCM skills and weaknesses to simulate the water balance, based on a daily lumped water balance model for forests. The ability of the RCM to provide skillful input data for water balance computation will be assessed by focusing on the soil water deficits obtained from Biljou©.

This paper is organized as follows. Section 2 presents the data used and the experimental setup. Section 3 evaluates the capability of the regional model in simulating air temperature, wind speed, relative humidity and solar radiation variability and spatial distribution over Burgundy. Section 4 focuses on precipitation and ET_0 used for the

computation of the water balance. Results are finally summarized and discussed in Sect. 5.

2 Data and experimental setup

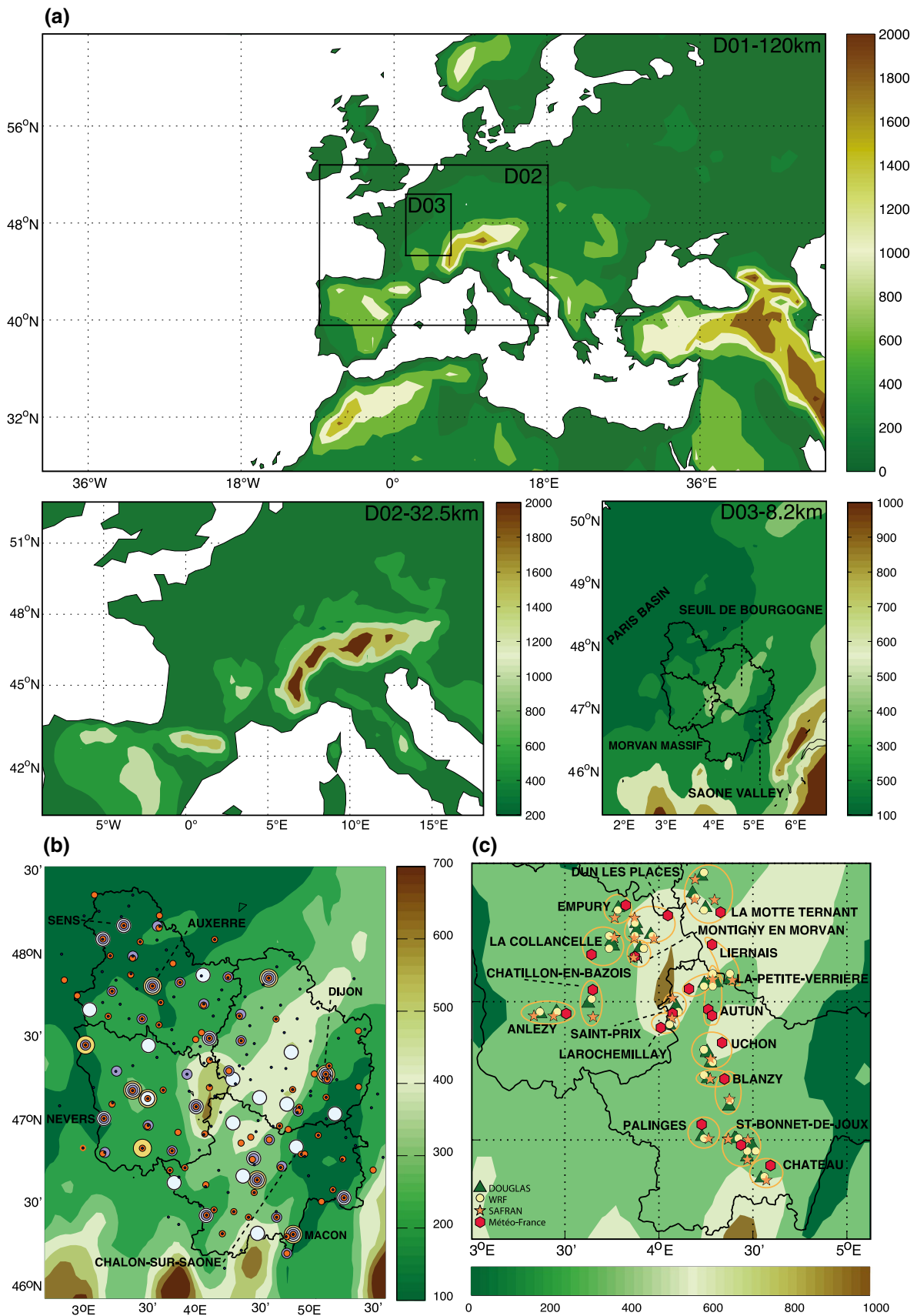
2.1 Study area

Burgundy is a region located in northeastern France. It is composed by the Yonne, Nièvre, Côte d’Or and Saône-et-Loire departments (Fig. 1a—D03) and covers an area of 31,528 km². It is characterized by a relatively complex topography, surrounded by the Jura and Alps massifs on the East, and the Massif Central on the Southwest. The topography is mainly characterized by two alluvial plains in the Northwest (Paris basin) and in the Southeast (Saône tectonic trough), rolling hills (maximal elevation of 901 m in the Morvan massif—Fig. 1b) and plateaux running from North to South across the central parts of the region. The highly fragmented land-use is dominated by pastures and croplands (2,000,000 ha, 64.3 %), forests (970,000 ha, 30 %) and vineyards (30,000 ha, 1 %). The climate of Burgundy is predominantly semi-continental with relatively short, warm summers and cool winters.

2.2 Experimental setup

The present study uses the WRF model (Skamarock et al. 2008) version 3.1.1. WRF is a non-hydrostatic model, suitable for simulating a wide range of scales, from thousands of kilometres to a few meters, with a large number of available options in what concerns the model core and physical parameterizations, making it appropriate for numerical prediction and climate simulation. WRF was setup with 3 two-way nested domains with respectively, 120.0, 32.5 and 8.2 km horizontal grid spacing and 28 sigma levels on the vertical (Fig. 1a). Lateral forcing is provided every 6-hours by ECMWF ERA-Interim reanalyses (Berrisford et al. 2009; Dee et al. 2011), from 1000 to 10 hPa (18 vertical levels) at a 1.5° horizontal resolution. ERA-Interim reproduces observed climate more realistically than other reanalysis products such as ERA-40 or NNRP-1 (Mooney et al. 2010), a result supported over France by the recent verifications by Szczypta et al. (2011). The ERA-Interim reanalyses are generated by an a posteriori integration of the Integrated Forecasting System atmospheric GCM with 6 hourly four-dimensional assimilations of satellite data, buoys and radiosondes, at a T255 spectral truncation with 60 vertical levels.

WRF integration time-step is fixed at 150 s and data are archived every 6 h over 1989–2008, after a 1-year-long spin-up. The 3rd inner domain extending from 45.91 to 48.52°N and 2.58 to 5.62°E, covers Burgundy and adjacent



Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water...

◀ **Fig. 1** **a** Settings and orography (m) of the three nested WRF domains. *Colors* show the corresponding topography such as is appears in WRF grids. **b** Location of Météo-France stations. *Colored circles* permit to differentiate stations that record precipitation (*black*), temperature (*red*), wind speed (*light blue*), relative humidity (*purple*) and solar radiation (*yellow*). **c** Location of Douglas-fir stands and associated weather stations (Météo-France)

territories, at an 8 km horizontal resolution (58×67 grid points). A similar domain has been successfully used in several previous modelling studies of the climate variability of Burgundy (Castel et al. 2010; Marteau et al. 2014), and a climate change regionalization exercise (Xu et al. 2012). The physical package includes the Kain-Frisch cumulus scheme (Kain 2004), the Morrison scheme cloud microphysics (Morrison et al. 2009), and the Yonsei University planetary boundary layer (Hong et al. 2006). Radiative transfers are parameterized with the Rapid Radiative Transfer Model Scheme (Mlawer et al. 1997) for long-waves and the Dudhia (1989) scheme for short waves. Surface data are taken from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS, Friedl et al. 2002) databases, which comprise a 20-category land-use index. Over landmasses, WRF is coupled with the 4-layer NOAH land surface model (Chen and Dudhia 2001). Soil moisture, which is one of the key parameters that control surface energy partition and water budget, is initialized from the ERA-Interim data. The four (10, 30, 60, and 100 cm) layers of the NOAH model are interpolated from the four ERA-Interim layers (7, 28, 100 and 255 cm depth) of soil moisture and temperature data. Sea surface temperatures are prescribed every 6 h by linear interpolation of monthly ERA-Interim sea surface temperatures. The lateral buffer zone used to smooth the relaxation of the model toward the prescribed atmospheric forcing is made of five grid points (1 grid point of forcing plus 4 grid points of relaxation).

2.3 Data

The assessment of the WRF simulation is done by comparison with four datasets: (1) weather station records of the Météo-France Weather Station Network (MWSN), (2) 8 km-gridded SAFRAN analyses, (3) gridded SATMOS (Service d'Archivage et de Traitement Météorologique des Observations Spatiales) data and (4) the raw ERA-Interim reanalyses.

MWSN daily weather station records provide the observed near-surface weather data over the period 1989–2008 (Fig. 1b). The stations are located in several different terrain situations with a variety of Land-Use/Land-Cover patterns such as forests, croplands, and urban areas. Daily records from 127 rain gauges are extracted from the MWSN. The observed air temperature is derived from 89

weather stations. Both of these datasets show a homogeneous spatial distribution and no missing values. Annual and monthly means (totals) of temperature (precipitation) are interpolated onto a 1 km resolution grid using a three-dimensional (latitude, longitude, elevation) thin plate splines method with altitude as covariate (Hutchinson 1995). Anomalies, defined as the departure from the monthly mean (total) temperature (precipitation), are interpolated onto the same grid and combined with the monthly mean grid. Observed records of solar net radiation, wind speed and relative humidity are available for 9, 28 and 36 weather stations respectively. These variables have ~30 % of missing values, mostly in the early part of the records, and which were not reconstructed. For these variables, due to the scarcity and heterogeneous distribution of weather stations, comparisons are done using the nearest WRF grid-point. Estimated Météo-France ET_0 data are computed for 24 weather stations over the period 2004–2008 using the Penman–Monteith equation over a hypothetical grass reference crop surface; they include some missing values too.

To overcome the scarcity of observed solar radiation data, solar radiation maps are derived from the visible channel of the Météosat satellite following the Gauthier et al. (1980) method. These maps are provided by the SATMOS service over the period 1996–2006 at a 10-days time-step and a resolution of 10 km. The sensitivity of the visible radiometer is assessed following the observed inter-annual variability in a homogeneous desert environment. The results are compared every month to pyranometric records from the MWSN (42 stations) across France.

Cell to cell comparison with the gridded high-resolution SAFRAN analyses is performed after a simple nearest neighbour interpolation. SAFRAN is a mesoscale atmospheric analyses system, which produces surface atmospheric variables covering France on a regular grid at an 8 km resolution using observations from the automatic, synoptic, and climatologic MWSN networks, and ECMWF reanalyses (Szczypta et al. 2011). Analyses are made on 615 climatically homogeneous zones taking topography effects into account. Vertical profiles of temperature, humidity, wind speed and cloudiness are interpolated at the hourly time-step by combining an optimal interpolation every 6 h, and a variational interpolation over 6 h windows (Durand et al. 2009). Precipitation analysis is performed daily. The solar radiation is calculated using a radiative transfer scheme (Vautard et al. 2013). Quintana-Seguí et al. (2008) and Vidal et al. (2010) already assessed the quality of SAFRAN analyses over France and highlighted that the increasing number of ground observations improves its realism over time. Hence, solar radiation and wind speed are the variables most affected by the scarcity of observations.

2.4 Potential evapotranspiration estimates

Potential evapotranspiration over a grass reference surface is estimated using FAO-56 Penman–Monteith (PM) equation. The reliability of PM equation (Allen et al. 1998) has been assessed by numerous authors (Allen et al. 1989; Bell et al. 2011; Prudhomme and Williamson 2013; McAfee 2013). The PM equation ranked as the best method for all climatic conditions. This method combines energy balance and mass transfer concepts (Penman 1948) with stomatal and surface resistance (Monteith 1981). ET_0 is dependent on four primary climatological parameters, namely solar radiation, wind speed, humidity and air temperature (Allen et al. 1998). For WRF simulation and SAFRAN analyses, the PM equation is expressed as:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (1)$$

where ET_0 = reference evapotranspiration (mm day^{-1}), R_n = net radiation at the crop surface ($\text{MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$), G = soil heat flux density (considered as $G \approx 0 \text{ MJ m}^{-2} \text{day}^{-1}$), T = air temperature at 2 m height ($^{\circ}\text{C}$), u_2 = wind speed at 2 m height (m s^{-1}), e_s = saturation vapour pressure (kPa), e_a = actual vapour pressure (kPa), $e_s - e_a$ = saturation vapour pressure deficit (kPa), Δ = slope vapour pressure curve ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$), γ = psychrometric constant ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

Xu and Singh (2001) found that wind speed (temperature and relative humidity) exerts more control on ET_0 at hourly (longer) time scales.

2.5 Soil water deficit and Douglas-fir growth index

Douglas-fir (*Pseudotsuga menziesii*) was chosen due to the high sensitivity of its radial growth to soil water deficit events. Data from thirty Douglas-fir planted stands (Fig. 1c) are used to evaluate WRF's capability to simulate a reliable ET_0 , which can be used in forest dendroecology studies. For each stand, annual soil water deficit indexes were calculated using the MWSN and/or WRF weather variables. Resulting soil water deficit indexes were compared and correlated to an annual radial growth index.

Stand and soil properties, and annual growth index taking into account tree age were obtained from a dendroecological study of Douglas-fir decline induced by extreme and recurrent soil water deficit (Sergent et al. 2012). Field observation and tree coring were performed during March to April 2009. At each site, a dendroecological plot with a radius of 15 m (700 m^2) was established, avoiding edge and gaps. A soil pit was dug to describe the soil profile to

calculate extractable soil water. Diameter at breast height, dominant height, and crown condition were also recorded to characterize the dendrometry of each stand. Sapwood width was measured in the cores and sapwood area was estimated from diameter at breast height. Tree leaf area was derived from sapwood area with an allometric relationship. 15 trees per stand were cored to the pith to evaluate tree age and calculate an annual radial growth index. Basal area increment was computed from ring width and used to characterise radial growth. The mean annual basal area increment was calculated for each plot. To allow growth comparison between plots of different ages, all series were standardised. Final chronologies at the plot level were prepared by averaging the annual residuals to yield a growth index (GI) expressed as a percent of the expected growth under average conditions, see Sergent et al. (2012) for more details.

Soil water deficit was computed using the daily lumped water balance model for forests Biljou© (Granier et al. 1999). Biljou© (<https://appgeodb.nancy.inra.fr/biljou/>) is a process-based model, which calculates water fluxes (interception, transpiration, actual evapotranspiration, drainage) and soil water content at a daily time-step. The model computes potential evapo-transpiration according to the Penman equation with forest albedo. For each stand, Biljou© quantifies soil parameters (maximum extractable water, bulk density, and water content at permanent wilting point for each soil layer) and stand parameters (leaf area index, fine root distribution). Soil water shortage has an impact on stomatal regulation as soon as Relative Extractable Water (REW) in the soil drops below a critical value of 40 % (Granier et al. 1999). Day-by-day computation of soil water content includes temporal autocorrelation, as REW is never reinitialised. The soil water deficit index (SWDI) calculated by Biljou© corresponds to the sum of the daily deviations between the relative extractable water and the critical value of 40 %.

The relationship between mean annual intensity of soil water deficit calculated with MWSN and/or WRF elementary variables (global radiation, wind speed, air temperature, relative humidity to compute ET_0 -Penman and rainfall) and mean annual growth index was examined using a linear regression for the period 1989–2008.

3 Analysis of potential evapotranspiration components

This section presents the results (summarized in Table 1) obtained for each atmospheric variable used to estimate ET_0 (namely, air temperature, relative humidity, wind speed, solar radiation). Comparisons are performed between WRF

Author's personal copy

Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water...

Table 1 WRF mean, bias, RMSE and R² against MWSN observations over the period 1989–2008 (2004–2008 for ET₀)

Month	Mean	Bias	RMSE	r ²	Mean	Bias	RMSE	r ²	
	Temperature °C				Incoming solar radiation j cm ⁻²				
Jan	3.81	0.27	0.95	0.73	351.40	-1.16	57.93	0.11	
Feb	3.92	-0.63	0.98	0.94	617.00	-4.50	99.40	0.19	
Mar	6.67	-1.04	1.27	0.76	982.90	-96.69	129.31	0.62	
Apr	8.90	-1.01	1.25	0.69	1431.60	-53.41	156.72	0.69	
May	14.29	-0.29	0.73	0.80	2002.60	101.82	198.72	0.25	
Jun	17.47	-0.09	0.85	0.71	2350.50	255.29	282.88	0.51	
Jul	19.87	0.05	0.85	0.79	2323.50	249.45	281.69	0.26	
Aug	19.79	0.01	1.10	0.57	1857.10	74.82	113.45	0.67	
Sep	15.39	-0.19	0.63	0.86	1228.40	-73.71	130.77	0.49	
Oct	11.75	-0.23	0.79	0.85	763.70	-0.14	85.64	0.31	
Nov	6.46	-0.03	0.73	0.84	401.60	-12.72	60.48	0.32	
Dec	3.91	0.23	0.99	0.78	297.70	19.00	39.27	0.59	
Year	11.07	-0.24	0.61	0.99	1220.80	38.62	147.74	0.97	
	Relative humidity %				Precipitation mm day ⁻¹				
Jan	85.61	-0.29	2.81	0.43	2.22	0.13	0.51	0.80	
Feb	83.09	1.50	4.11	0.26	2.38	0.21	0.73	0.63	
Mar	79.84	4.80	6.52	0.17	2.33	0.45	0.69	0.82	
Apr	75.87	2.86	5.12	0.75	3.06	0.60	0.99	0.66	
May	76.91	3.83	4.78	0.19	3.53	1.15	1.48	0.58	
Jun	75.24	3.01	4.74	0.24	2.92	0.74	1.10	0.25	
Jul	70.16	0.84	4.11	0.12	2.58	0.35	0.83	0.28	
Aug	67.41	-2.59	4.69	0.57	2.37	0.20	0.86	0.41	
Sep	71.60	-4.75	6.21	0.34	2.45	0.06	0.94	0.46	
Oct	78.38	-4.38	5.14	0.53	2.45	-0.22	0.67	0.63	
Nov	84.59	-2.19	4.30	0.22	2.59	-0.15	0.69	0.76	
Dec	86.14	-0.82	2.90	0.46	2.76	0.47	0.78	0.70	
Year	77.87	0.14	3.56	0.73	2.64	0.33	1.01	0.47	
	Wind speed m s ⁻¹				ET ₀ mm day ⁻¹				
Jan	3.18	0.94	0.98	0.84	0.63	0.07	0.06	0.72	
Feb	3.24	0.72	0.77	0.84	0.85	-0.06	0.15	0.84	
Mar	3.20	0.55	0.58	0.87	1.35	-0.20	0.37	0.16	
Apr	3.12	0.48	0.54	0.40	2.07	-0.44	0.48	0.91	
May	2.69	0.52	0.56	0.54	3.17	-0.10	0.23	0.70	
Jun	2.53	0.41	0.49	0.14	3.98	-0.22	0.41	0.46	
Jul	2.52	0.36	0.41	0.60	4.33	-0.25	0.31	0.93	
Aug	2.37	0.22	0.28	0.52	3.65	0.25	0.17	0.89	
Sep	2.45	0.54	0.58	0.63	2.35	-0.15	0.29	0.22	
Oct	2.70	0.85	0.87	0.62	1.46	0.01	0.21	0.94	
Nov	2.83	0.90	0.95	0.56	0.74	0.09	0.08	0.80	
Dec	3.19	0.86	0.91	0.69	0.56	0.15	0.06	0.91	
Year	2.57	0.61	0.69	0.66	2.10	-0.07	0.37	0.94	

All statistics were calculated using analyzed values for each point at the daily time-step

simulated variables and the ERA-Interim, SAFRAN and MWSN data sets over the period 1989–2008. The aim of this section is to evaluate the capability of the WRF model to downscale the ERA-Interim data at a high spatial resolution appropriate for impact studies.

3.1 Temperature

Figure 2 shows the climatological annual mean 2 m-temperature simulated by WRF (a), estimated by SAFRAN (b) and measured by the MWSN stations (c), together with

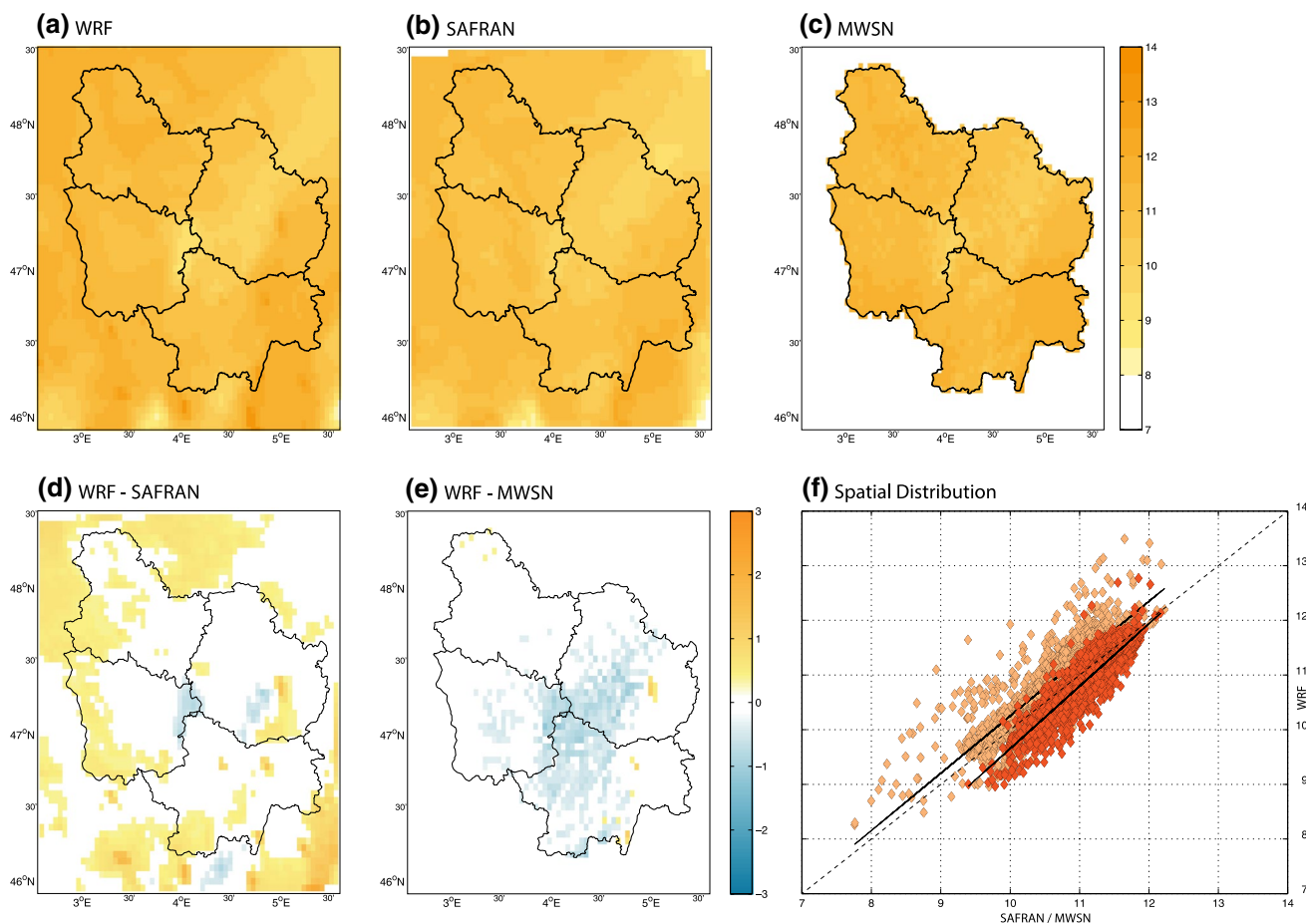


Fig. 2 **a** Annual mean 2 m-temperature ($^{\circ}\text{C}$) climatology over the period 1989–2008 according to WRF. **b** As **(a)** but for SAFRAN. **c** As **(a)** but for MWSN interpolated records. **d** WRF biases against SAFRAN, period 1989–2008. **e** As **(d)** but against MWSN records. Only differences that are significant at 95 % according to a t test are

presented. **f** Scatter-plots of annual mean 2 m-temperature for 1989–2008 at all grid-points of the studied area : WRF versus SAFRAN (orange) and WRF versus interpolated MWSN records (red). Black lines show least-square linear regressions

corresponding biases (Fig. 2d, e). Figure 2f presents the corresponding scatter plots. WRF simulates realistic spatial 2 m-temperature variability (Fig. 2) over Burgundy. As expected, the 20-year mean daily 2 m-temperature spatial distribution presents a strong altitudinal gradient with minimum values found over high ground areas (Morvan and seuil de Bourgogne plateau, see Fig. 1b) and maximum values over the northwestern and eastern plains. These results are in good agreement with Castel et al. (2010) and Xu et al. (2012). WRF presents however a cold bias against MWSN records ($-0.24\text{ }^{\circ}\text{C}$ for the regional average), mostly located over the central part of the region (Fig. 2e) and over high ground areas. This cold bias is partly generated by an under-estimation of maximum temperatures, already present in ERA-Interim forcings (Xu et al. 2012). A better fit is obtained with MWSN observations than SAFRAN analyses, despite the underestimation

of the 2 m-temperature (Fig. 2f). With respect to SAFRAN analyses, the regionally averaged temperature difference is positive ($0.29\text{ }^{\circ}\text{C}$) and spatially contrasted over Burgundy. The spatial pattern of the 2 m-temperature differences between WRF and SAFRAN (Table 2a) is strongly correlated with that of relative humidity differences ($r = -0.75$), and to a lesser extent to the altitude ($r = -0.35$). Although less extensive than with MWSN observations, a cold bias is found over central areas, confirming the underestimation of WRF mean 2 m-temperature over the Morvan massif. Warm differences are located over surrounding areas. Note that SAFRAN analyses may themselves exhibit small biases introduced by their hourly interpolation, which does not fully reproduce the observed diurnal cycle during the whole year (Quintana-Seguí et al. 2008).

Figure 3 presents the average annual cycle (Fig. 3a), year-to-year fluctuations (Fig. 3b) of a regional mean

Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water...

Table 2 (a) Spatial correlations of the differences between WRF and SAFRAN weather variables and altitude over the period 1989–2008 (n = 3886). (b) Temporal correlations (1989–2008, n = 20) of the differences between WRF and SAFRAN weather variables, averaged over the whole region

(a)					
	Temperature	Relative Humidity	Wind Speed	Solar Radiation	Precipitation
Temperature		-0.75	0.01	0.28	0.11
Relative Humidity	-0.75		0.14	-0.31	0.00
Wind Speed	0.01	0.14		-0.22	-0.19
Solar Radiation	0.28	-0.31	-0.22		0.08
Precipitation	0.11	0.00	-0.19	0.08	
Altitude	-0.35	0.62	-0.04	0.05	0.35

(b)					
	Temperature	Relative Humidity	Wind Speed	Solar Radiation	Precipitation
Temperature		-0.61	-0.13	0.39	-0.06
Relative Humidity	-0.61		-0.19	-0.49	0.33
Wind Speed	-0.13	-0.19		0.32	0.38
Solar Radiation	0.39	-0.49	0.32		-0.12
Precipitation	-0.06	0.33	0.38	-0.12	

temperature index and the spatial pattern of temporal correlations between WRF and SAFRAN (Fig. 3c) and MWSN (Fig. 3d) annual means. The annual cycle of observed mean temperature (Fig. 3a) is particularly well reproduced by WRF ($r = 0.99$ with both MWSN and SAFRAN) with a maximum cold bias found during March and April for the both data sets (Table 1). WRF simulation is in better agreement with observed data than the SAFRAN analyses during fall. The warm difference between WRF and SAFRAN is systematically found for every year of the period 1989–2008 (Fig. 3b). It is strongly correlated (Table 2b) with the relative humidity difference between SAFRAN and WRF ($r = -0.61$) and to a lesser extent the solar radiation difference ($r = 0.39$). The regional mean 2 m-temperature index shows that, in most years, WRF is closer to the observations than SAFRAN. The interannual variability is also well simulated ($r = 0.88$ with both MWSN and SAFRAN). From one year to another, WRF best fits observations over the northwestern part of the region (Fig. 3d), and presents minimum correlations over the southeastern part. This gradient is also found in the comparison between WRF and SAFRAN (Fig. 3c). WRF seems to better reproduce 2 m-temperature over areas controlled by westerly frontal disturbances and probably experiences more difficulties to reproduce thermal inversions associated with low-level phenomena during winter over the southeastern areas. These results confirm the model's capabilities to regionalize 2 m-temperature over the region.

3.2 Relative humidity

Only 36 MWSN stations record relative humidity daily (Fig. 1b). Their relative scarcity and heterogeneous distribution forced us to make comparisons with the nearest WRF grid-point. However, grid-to-grid comparison is performed between WRF simulation and SAFRAN analyses.

Relative humidity is related to air temperature as showed in Table 2a, b. Its variation is reversed from that of temperature, as the relative humidity depends upon the saturated vapour pressure, which increases as temperature rises. As expected, Fig. 4 shows that WRF relative humidity is related to the air temperature distribution (Fig. 2), with the highest values mostly located over areas with altitude exceeding 300 m. In sharp contrast, no clear altitudinal gradient appears for MWSN stations. The driest (wettest) stations are mostly located over the lowland (high ground) areas, but observations are strongly affected by local conditions. SAFRAN relative humidity shows a homogenous spatial distribution over the whole region that appears uncorrelated with neither the relief nor the MWSN records. Compared to MWSN, WRF tends thus to produce small dry (wet) biases mostly over the plains (elevated regions) (Fig. 4c). Maximum biases are located close to the major cities (Macon, Dijon, Auxerre, Sens), and are related to the simulation of urban heat islands by WRF (see Fig. 2a). Differences between WRF and SAFRAN show quite a similar spatial distribution. The matrix of spatial correlation (Table 2a) shows that relative humidity differences between WRF and SAFRAN are strongly correlated with the 2 m-temperature differences ($r = -0.75$), the altitude ($r = 0.62$) and also the solar radiation ($r = -0.31$), since the latter is involved in the 2 m-temperature spatial variability. Most of wet differences are located over the Morvan massif in the central parts of Burgundy ($>+4\%$), which experiences the maximal cold differences for 2 m-temperature, and dry differences predominate over the surrounding plains ($<-2\%$).

The annual cycle of observed mean relative humidity (Fig. 5a) shows that WRF (1) produces a wet bias during spring; (2) reduces the ERA-Interim dry bias in summer; (3) enhances it in fall, which presents maximum biases and RMSE against MWSN observations (Table 1). ERA-Interim and MWSN observations show very high co-variability ($r = 0.98$ over 1989–2008), probably due

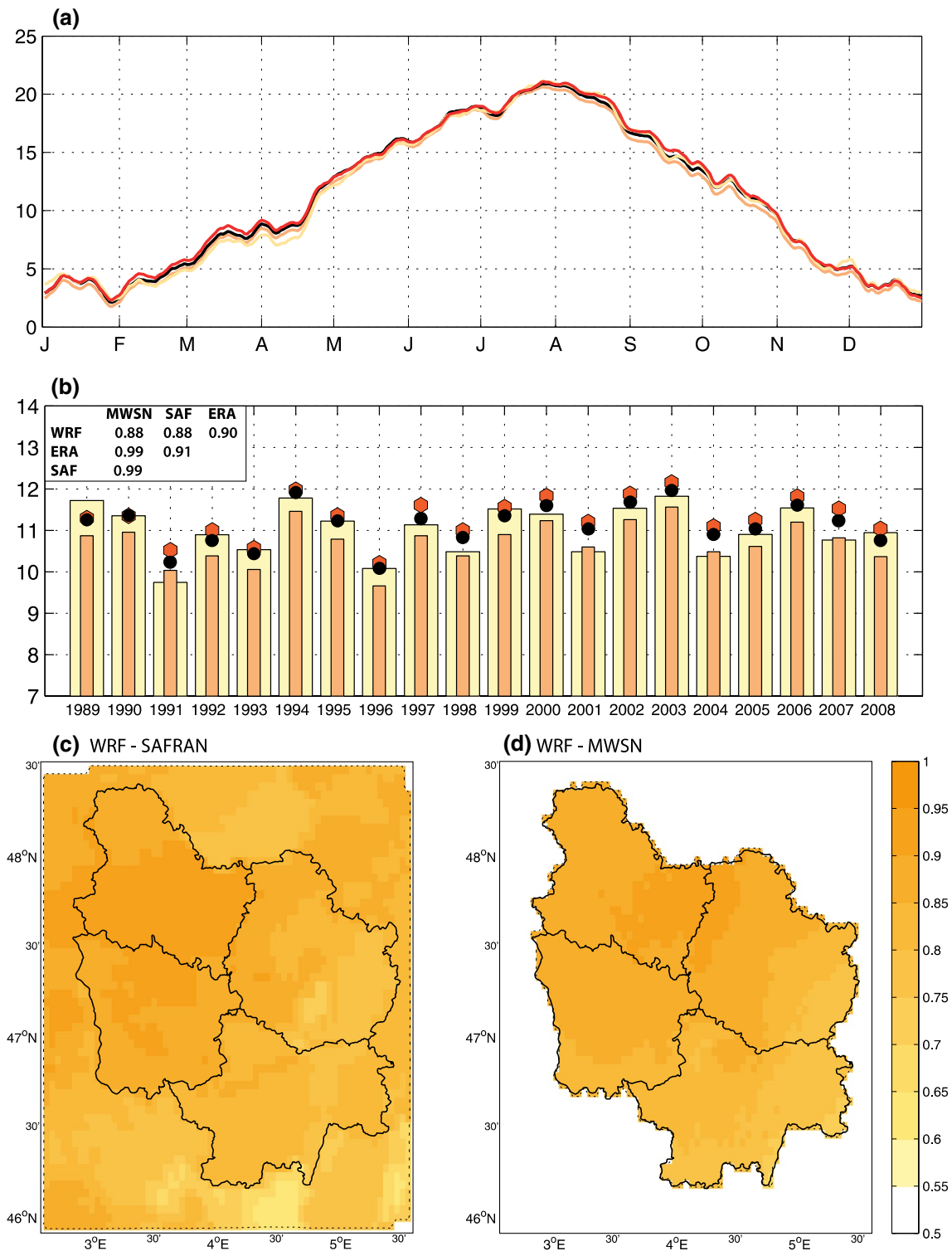


Fig. 3 **a** 2 m-temperature daily mean annual cycle (°C), averaged spatially over Burgundy for WRF exp. (yellow curve), SAFRAN analyses (orange curve), MWSN records (red curve), and ERA-Interim reanalyses (black curve), period 1989–2008. **b** As (a) but for the interannual 2 m-temperature index averaged throughout the

year. Colors are the same as panel (a). **c** Correlation between annual 2 m-temperature simulated by WRF and SAFRAN analyses, period 1989–2008. **d** As (c) but for WRF and MWSN interpolated records. Dashed black curves enclose correlations significant at $P = 0.95$ according to a Bravais–Pearson test

Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water...

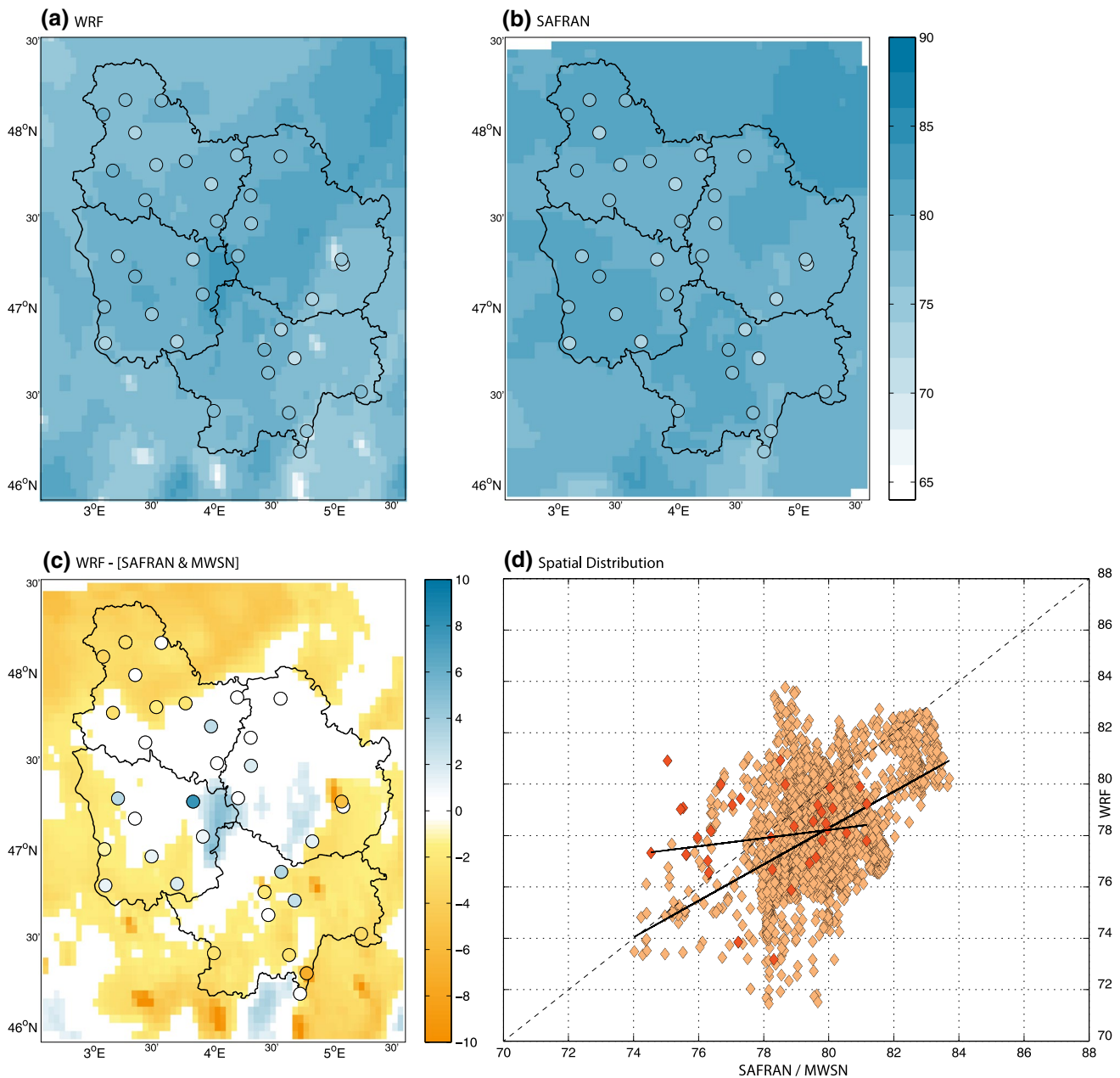


Fig. 4 As Fig. 2 but for annual mean 2 m-relative humidity (%)

to the fact that ERA-Interim data assimilate observation from MWSN records. Even if the relative humidity simulated by WRF exhibits weaker co-variability with MWSN observations ($r = 0.84$), the dry bias is generally reduced (Fig. 5a). In some months, especially from March to June, WRF actually over-corrects ERA-Interim, which presents an underestimation of up to -10% , as already stated by Szczypta et al. (2011). Due to the better simulation of the relative humidity over the surrounding plains

and cities, the annual mean relative humidity simulated by WRF also better fits the observations for more years than SAFRAN analyses do (Fig. 5b). Temporal correlation matrix (Table 2b) shows that the difference between WRF and SAFRAN is strongly correlated with the 2 m-temperature difference ($r = -0.61$), but also the solar radiation ($r = -0.49$). Interannual correlations (Fig. 5c) show that WRF is in fair agreement with SAFRAN ($0.5 \leq r \leq 0.9$) over almost the whole region except the northern part of

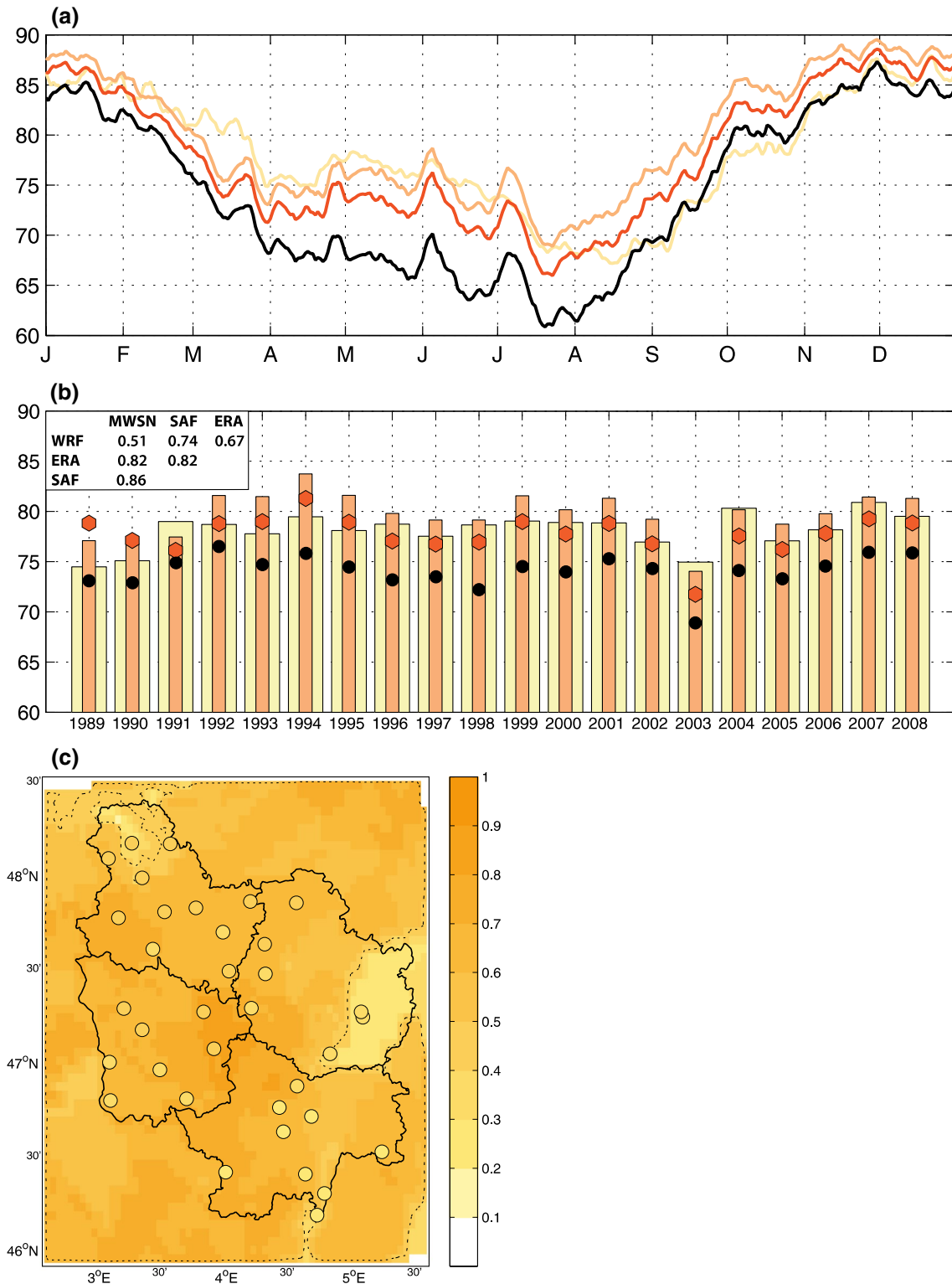


Fig. 5 As Fig. 3 but for 2 m-relative humidity (%)

the Saone Valley and the northwestern part where they are not significant. Temporal correlations between WRF and local MWSN observations show a NW-SE gradient with

maximum correlations reaching 0.58 in northwestern Burgundy but becoming not significant over the southeastern part.

Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water...

3.3 Wind speed

Only 28 MWSN stations are available for wind speed (Fig. 1b), but they present a homogeneous distribution over the region, even if they are mostly located in lowland areas. As for relative humidity, comparison is done with the nearest WRF grid-point but grid-to-grid comparisons are feasible for SAFRAN.

Highest wind speeds simulated by WRF (Fig. 6a) are mostly located in the northern part of Burgundy, where the average wind speed is often higher than 3 m/s. The relationship with topography is unclear, although minimum wind speeds tend to be found in small inner basins. The

southern part of the region experiences lower wind speeds (<2 m/s). MWSN observations do not present such clear zonal distribution but also tend to exhibit their highest wind speeds (>2 m/s) over the northern part of the region, and their lowest (<2 m/s) wind speeds over some locations in the southern part of Burgundy. Even if wind speed is highly variable in space within scale of hundreds of meters (Vidal et al. 2010), WRF tends to present an overall positive bias that reaches 1.5 m/s (Fig. 6d) over northwestern Burgundy (Fig. 6c). This overestimation may be attributable to the use of the Yonsei University planetary boundary layer, which has an impact—underestimation of the vertical wind shear—on the wind speed during stable conditions,

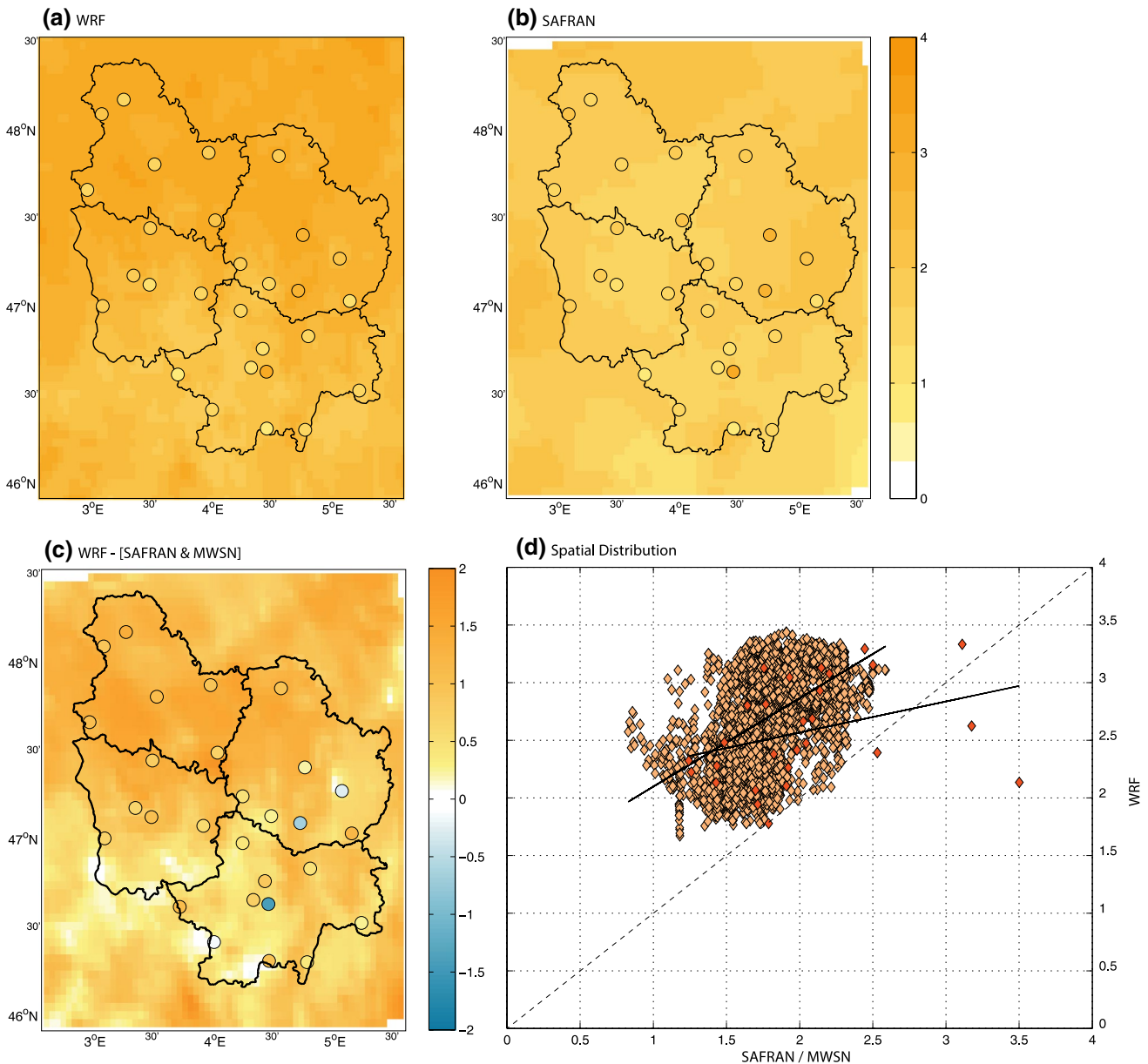


Fig. 6 As Fig. 2 but for annual mean 2 m-wind speed (m/s)

especially during winter. A large wind speed under-estimation (>-2 m/s) is located over an isolated hill, Mont-Saint-Vincent (601 m, central southern Burgundy) and can be attributed to the specific local topography. Indeed, this negative bias is not found over adjacent stations (located in partly urbanized plains), suggesting that WRF smoothes out the wind speed spatial variability. SAFRAN show difficulties to reproduce the spatial distribution (Fig. 6b). The mean wind speed and its spatial variability are underestimated (Fig. 6c). This result is consistent with Quintana-Seguí et al. (2008) and Szczypta et al. (2011) who concluded that SAFRAN analyses underestimated average wind speed with a mean bias of -0.3 m/s. This bias arises from the hourly interpolation and a spatial linear interpolation, which cannot resolve some local phenomena (Quintana-Seguí et al. 2008). Moreover, Vidal et al. (2010) indicate that the lower accuracy for spatial patterns of wind speed is mainly due to the scarcity of ground-based observations.

The wind speed annual cycle (Fig. 7a) brings similar conclusions. WRF systematically produces higher than expected spatial mean wind speed throughout the year. This positive bias slightly increases from October to February (Table 1). According to Szczypta et al. (2011), this over-estimation is mostly generated by an over-estimation of wind speed transmitted to WRF by ERA-Interim, and is not mitigated by WRF's better resolution, partly due to the use of the Yonsei University planetary boundary layer. At the interannual time-scale (Fig. 7b), both ERA-Interim and WRF, which are highly correlated ($r = 0.72$), present a weak co-variability with SAFRAN ($r = 0.39$ and $r = 0.29$ respectively) and MWSN ($r = 0.53$ and $r = 0.45$), but it should be noted that the actual range of wind speed variations is small. From one year to another, ERA-Interim and WRF's (SAFRAN's) positive (negative) biases appear to be almost constant over the period. Interannual correlations (Fig. 7c) show that WRF presents significant moderate correlations with MWSN observations for 23 of the 28 stations ($r > 0.43$). Only few areas show significant correlations between WRF and SAFRAN. The influence of local processes and the scarce network of observation data, particularly over elevated areas, make it difficult to evaluate the reliability of the three model products (SAFRAN, ERA-Interim and WRF) used in this work.

3.4 Solar radiation

ET_0 estimation is strongly constrained by the reliability of solar radiation data (Bois 2007). Solar radiation is also the main forcing variable that controls ET_0 during the summer season. The small number of in situ solar radiation records is a challenge for modelling ET_0 for climate impact studies (Remesan et al. 2008). In order to estimate the reliability of

solar radiation simulated by WRF, only 9 MWSN stations are available (Fig. 1b), which are compared to the nearest WRF grid point. We also perform grid-to-grid comparisons between SATMOS, SAFRAN and WRF. SATMOS data were evaluated over the whole France by Piedallu et al. (2007). They exhibit high skill to reproduce solar radiation, in spite of a positive bias against the 42 MWSN stations between March and July, especially over mountainous areas.

WRF (Fig. 8a) seems to simulate a realistic solar radiation latitudinal gradient, with lower values over the northern part and higher values over the southern parts of the region, consistent with the SATMOS estimates (Fig. 8c) and to some extent with the few MWSN stations available over Burgundy. In contrast, SAFRAN analyses do not show any latitudinal gradient (Fig. 8b). Their highest values are located over the Morvan Massif (>1300 J/cm²), which is irrelevant considering the expected climatological pattern of a high local cloudiness. Observed radiation is not assimilated in SAFRAN, so a patchy pattern is generated by the optimal interpolation applied over the climatically homogeneous areas. Differences in the spatial distribution between WRF and SAFRAN (Fig. 8d) follow the same pattern, with negative differences over the Morvan Massif, and mainly positive differences over the surrounding plains. WRF simulates lower solar radiation than SATMOS, especially over the southern part of Burgundy (Fig. 8e), but the bias generally remains of moderate magnitude (Fig. 8f). Comparisons with MWSN denote a rather good agreement with the observations, albeit moderate over-estimation (<100 J/cm²) in some stations in the plains. This could be due to WRF missing cases of local radiative fog in the valleys.

All the solar radiation datasets present a similar annual cycle. At wintertime, when the solar radiation is low, differences between all datasets are negligible (Fig. 9a). Seasonality in the biases is discernible with an over-estimation of solar radiation around 250 J/cm² (Table 1) in June-July. A lower positive bias is also found in ERA-Interim and SATMOS data over the whole year. In contrast, SAFRAN shows weak differences in regards to MWSN throughout the year. As shown by Szczypta et al. (2011), ERA-Interim tends to over-estimate the solar radiation, which is consistent with the underestimation of precipitation (Sect. 4.1), while SAFRAN tends to underestimate the solar radiation. WRF improves upon the raw ERA-Interim data, which present a positive bias close to 6 %, and reduces it to a positive bias close to 3 %, but it shows a larger overestimation starting at end of spring and during summer. This overestimation occurring during the core of the convective season is mainly due to the fact that in WRF the subgrid-scale convective parameterization does not consider cumulus cloud feedbacks to radiation. Hence when summertime convection is predominant,

Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water...

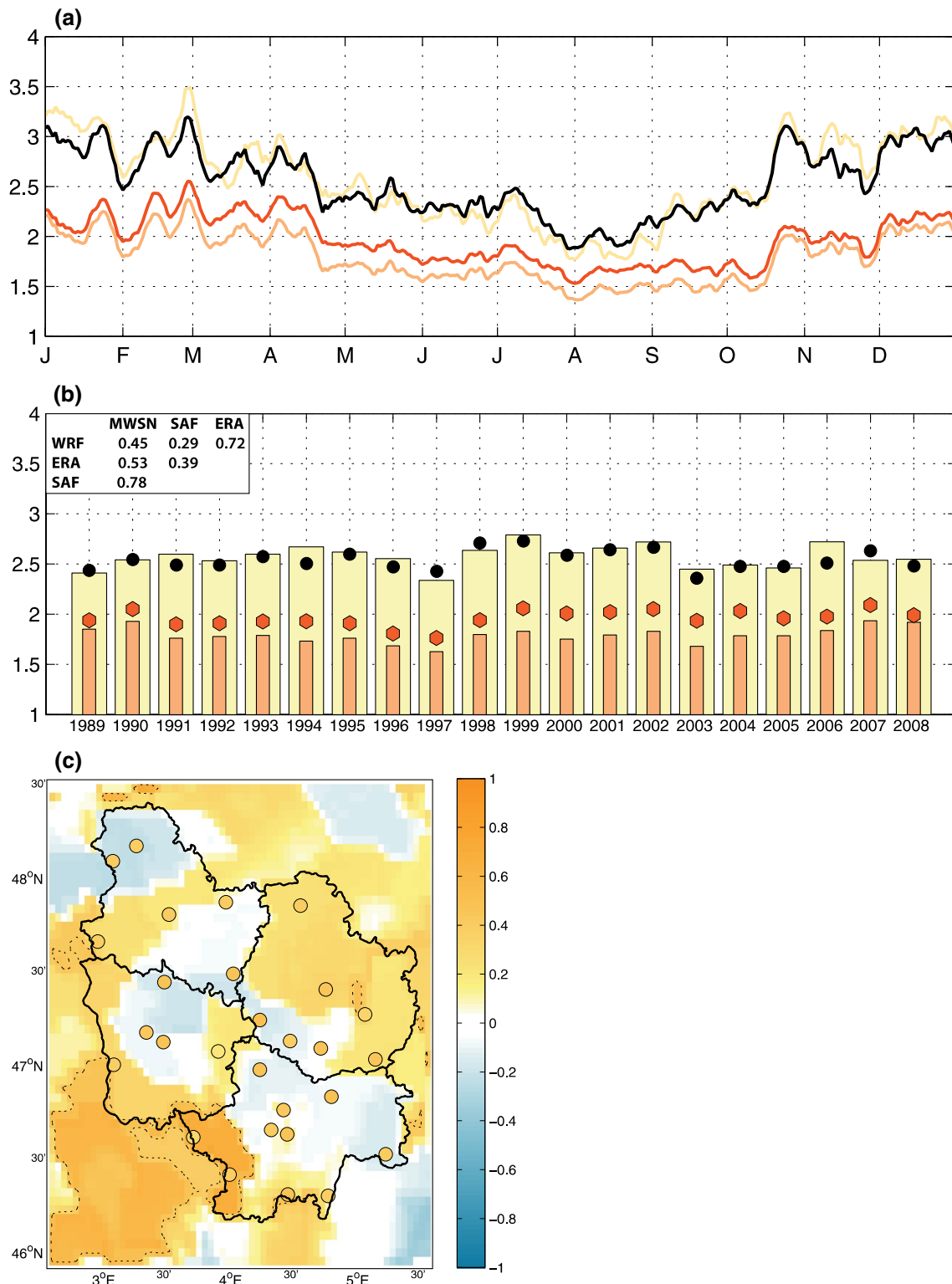


Fig. 7 As Fig. 3 but for 2 m-wind speed (m/s)

radiatively passive cumulus clouds result in excessive surface radiant energy (Alapaty et al. 2012). One strong limitation of these analyses is however that only three stations

are located South of 47°N. The scarcity and the anisotropic distribution of MWSN observations questions the representativeness of a regional solar radiation index, and

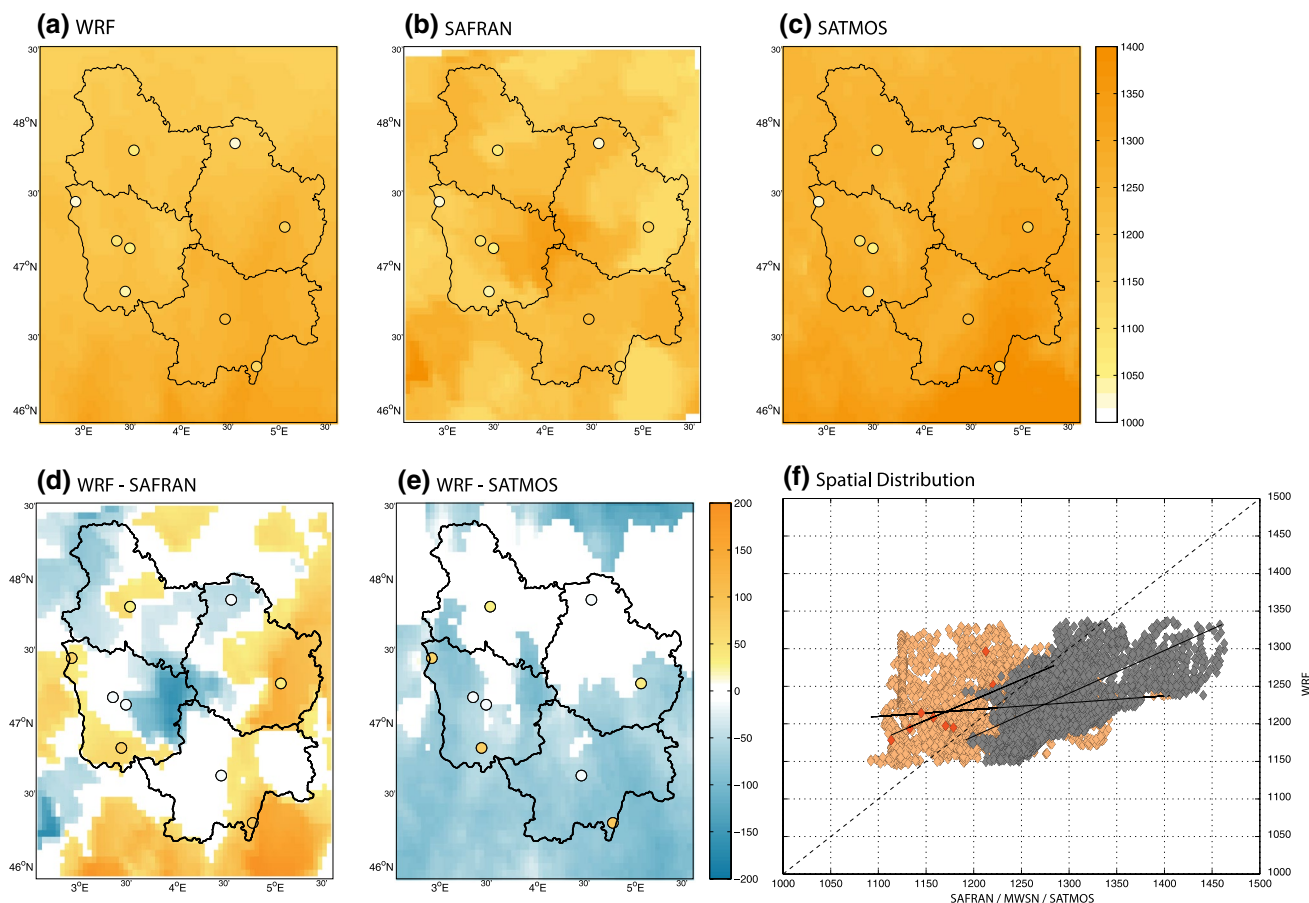


Fig. 8 **a** Annual mean solar radiation (J/cm^2) climatology over the period 1989–2008 according to WRF. **b** As (a) but for SAFRAN. **c** As (a) but for SATMOS. *Circles* correspond to MWSN station records **d** WRF biases against SAFRAN, period 1989–2008. **e** As (d) but against SATMOS. Only differences that are significant at 95 %

according to a *t* test are presented. **f** Intercomparison of WRF exp. over the studied area through scatter-plots of annual solar radiation for 1989–2008: WRF versus SAFRAN (*orange*), WRF versus SATMOS (*grey*) and WRF versus MWSN station records (*red*)

can generate an underestimation of the real annual cycle. The interannual variability simulated by SAFRAN and estimated by SATMOS (Fig. 9b) are strongly correlated to MWSN ($r = 0.86$ and 0.87 , respectively). WRF and ERA-Interim are both strongly correlated with SATMOS data ($r = 0.78$) but WRF shows a lower covariability with MWSN (0.63). WRF reduces the positive bias between ERA-Interim and MWSN observations every year of the period, but the magnitude of their differences varies inter-annually. Similarly to the results presented in Fig. 7c, the spatial distribution of interannual correlations between WRF and SAFRAN is strongly influenced by the climatically homogeneous areas used in these analyses (Fig. 9c). However, WRF shows high correlation with SATMOS data over the whole region (Fig. 9d). Correlations between WRF and MWSN are weaker but significant, with values ranging from $r = 0.43$ in the southern part of the region, to $r = 0.58$ over the northern part. SAFRAN

fails at reproducing solar radiation, which is a key variable for the ET_0 estimates.

Section 3 illustrated the capability of the WRF model in simulating climate variability over Burgundy at annual and interannual timescales for the atmospheric variables used to compute ET_0 . The WRF model tends to partially reduce the ERA-Interim biases against MWSN during the vegetative period for 2 m-temperature, relative humidity and wind speed, but slightly degrades the seasonal and interannual variability. Results show a good skill of the WRF model to simulate the spatial distribution for 2 m-temperature and wind speed, relative humidity and solar radiation. However it tends to slightly over-estimate wind speed during winter and solar radiation during summer. At a similar resolution, the spatial distribution for relative humidity, wind speed and solar radiation seems to be more relevant considering the physiography and land-cover of the area than that derived from SAFRAN analyses.

Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water...

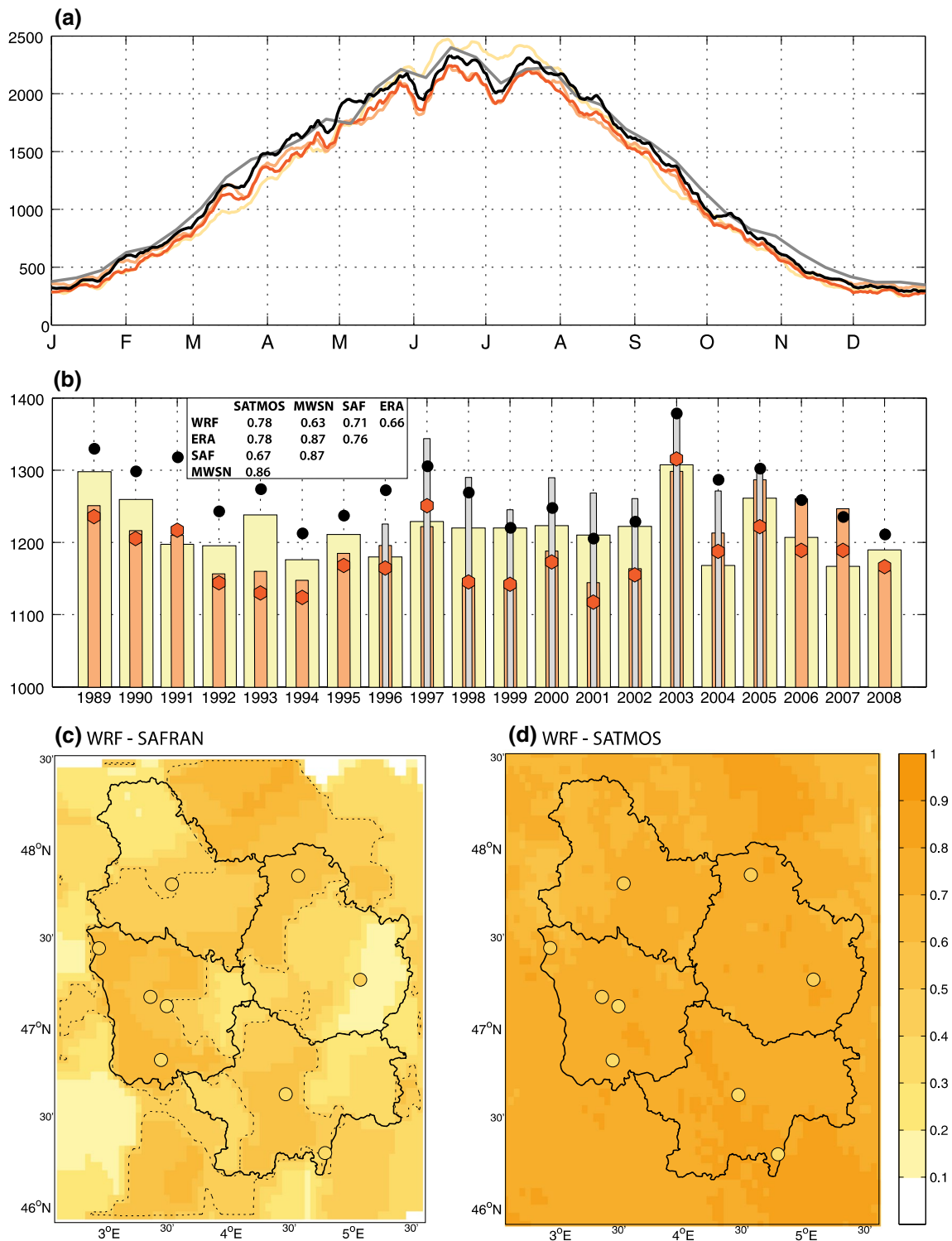


Fig. 9 a Solar radiation daily mean annual cycle (J/cm^2), averaged spatially over Burgundy for WRF exp. (yellow curve), SAFRAN analyses (orange curve), MWSN station records (red curve), SATMOS satellite data (grey curve) and ERA-Interim reanalyses (black curve), over the period 1989–2008. b As (a) but for the interannual solar radiation index averaged throughout the year. Colors are the

same as panel (a). c Correlation between annual 2 m-temperature simulated by WRF and SAFRAN, period 1989–2008. d As (c) but for WRF and SATMOS. Circles represent the correlation between WRF and MWSN. Dashed black curves correspond to 95 % significant correlations according to a Bravais–Pearson test

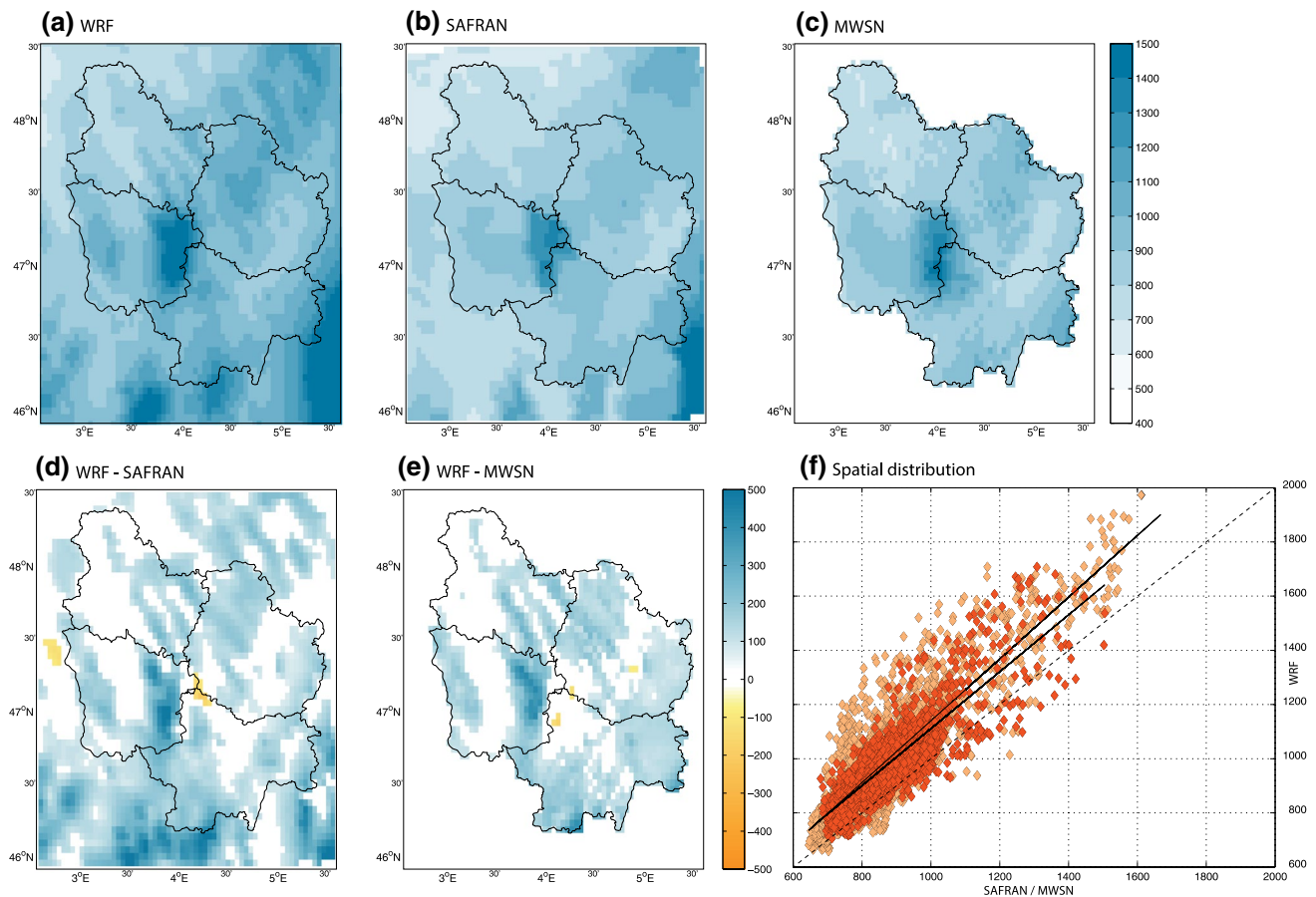


Fig. 10 As Fig. 2 but for annual mean precipitation amounts (mm)

4 Analysis of water balance and its components

This section first presents the results obtained for down-scaled precipitation and the reference ET_0 estimated from the Penman–Monteith equation (Allen et al. 1998). The ET_0 computation uses downscaled 2 m temperature, relative humidity, wind speed and solar radiation discussed in Sect. 3. The aim of this section is to evaluate the capability of the model to produce realistic input data (precipitation and ET_0) to compute the soil water balance of Douglas-fir forested stands.

4.1 Precipitation

A detailed study of WRF capability to simulate precipitation over Burgundy is provided in Marteau et al. (2014). Only a brief account is provided here, with SAFRAN and MWSN used as reference datasets, the latter being interpolated onto a 1 km resolution grid using the thin plate splines method. WRF simulates rather realistic precipitation spatial distribution and amounts (Fig. 10a), corroborating the sensitivity studies performed by Castel et al. (2010)

and Marteau et al. (2014) over a similar domain. Largest amounts are located over the western slopes of the Morvan Massif (>1500 mm), and minimum amounts over the surrounding plains (<700 mm). This is supported by MWSN (Fig. 10c) and SAFRAN (Fig. 10b). However, precipitation amounts tend to be over-estimated over most parts of the region. Precipitation biases (Fig. 10d, e) are generally moderate, with some noticeable too wet conditions over the relief (>400 m), especially over the southwest side located under the direct influence of the dominant winds. Precipitation amounts simulated by SAFRAN are close to the observations, but underestimate precipitation amounts over the southwest part of the Morvan massif, by about 200 mm (Fig. 10b).

WRF produces less satisfactory results when working on the average annual cycle (Fig. 11a; note that all cycles were filtered using a 31-day running mean for readability). WRF presents a weak co-variability with MWSN observed annual cycle ($r = 0.47$). The largest differences are found during the spring and summer seasons, from April to August, due to a large over-estimation of convective precipitation (Marteau et al. 2014). This is partly supported by

Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water...

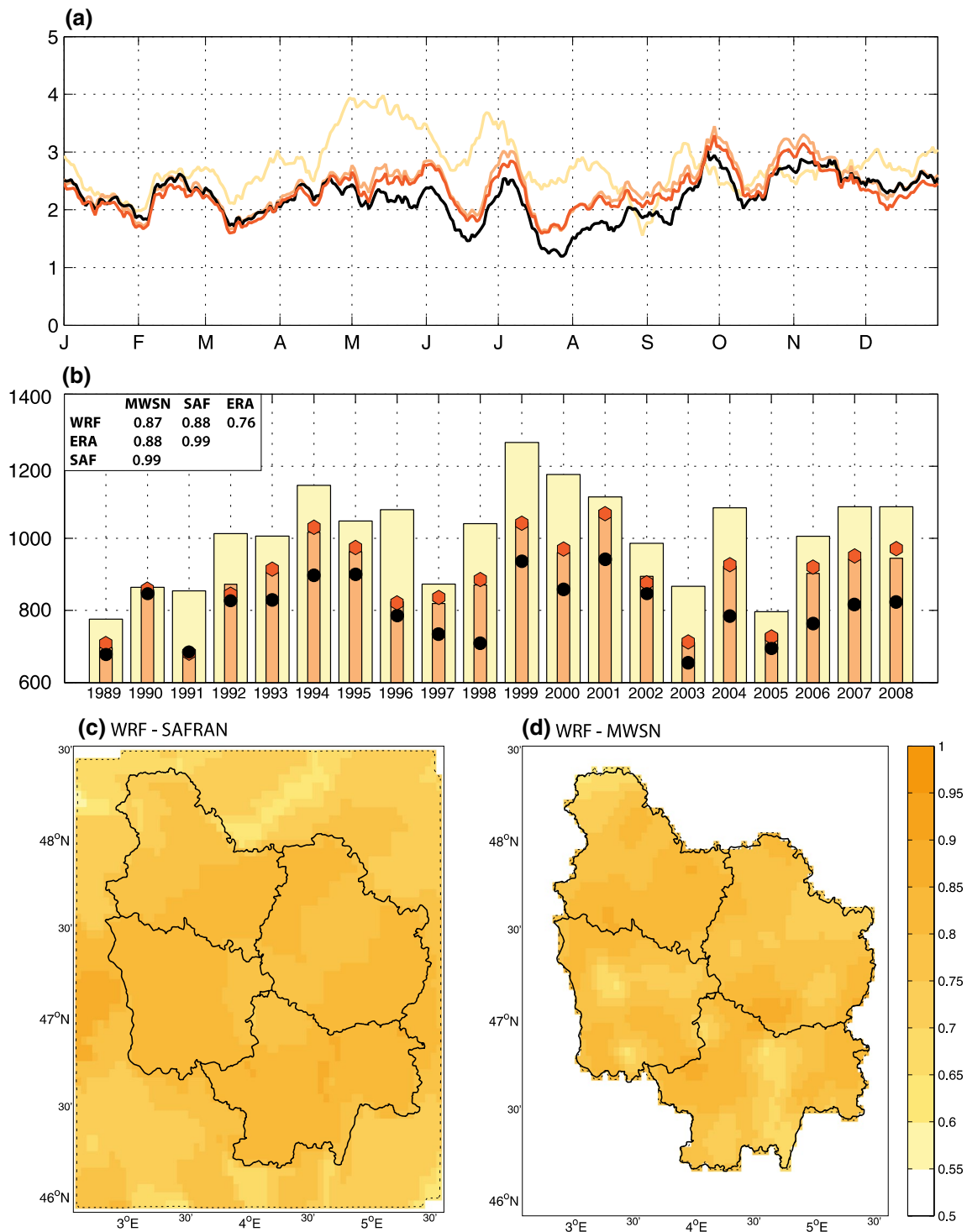


Fig. 11 As Fig. 3 but for precipitation (mm)

the results of Alapaty et al. (2012) which show over the US that summertime convective systems simulated by WRF model are highly energetic and often lead to a convective instability, resulting in too frequent activations of parameterized convection. Although it over-estimates both the

occurrence of rainy days (>1 mm) and their intensity (not shown), WRF shows a better ability to reproduce winter precipitation amounts, mostly controlled by non-convective precipitation, and to a lesser extent fall precipitation amounts, which are slightly underestimated. ERA-Interim

reanalyses underestimate precipitation, mainly during the summer season, while SAFRAN is remarkably close to observation.

Figure 11b shows precipitation interannual variability. WRF standard deviation (132.6 mm) is close to those obtained for MWSN (114.4 mm) and SAFRAN (111.5 mm). Simulated annual precipitation also shows a strong co-variability with these datasets ($r = 0.87$ and 0.88 , respectively). As expected, WRF shows a systematic over-estimation of the annual precipitation amounts (+122.8 mm against MWSN). The very dry years 1991, 2003 and to a lesser extent 2005 are too wet in the model mostly due to the over-estimation of convective precipitation during spring and summer. The year 1996, an “average” year in Burgundy in terms of annual precipitation amounts, is one of the wettest of the period according to WRF, with an over-estimation of precipitation during winter, spring and summer. WRF downscaling does not affect the performance of the simulated interannual variability ($r = 0.88$ between ERA-Interim and MWSN) but it over-corrects the underestimation of the annual precipitation amounts found in ERA-Interim (Szczypta et al. 2011). Local interannual correlations (Fig. 11d) show that the model performs rather well (correlations ranging from 0.7 to 0.9) and reproduces accurately the geography of interannual precipitation variability. Spatial correlations (not shown) between WRF and MWSN seasonal fields from one year to another show values that range between 0.64 (in 2006) and 0.86 (in 1995). WRF produces nonetheless less satisfactory results when working on seasonal anomaly fields, i.e. after removal of the climatological precipitation. Spatial correlations are lower and even negative 3 years out of 20, denoting a lower skill for simulating departures from the climatology, and thus climate interannual variability (and associated effects on local precipitation). In contrast, due to the assimilated observation data, SAFRAN is highly correlated to MWSN seasonal anomaly fields with a correlation coefficient ranging from 0.63 in 1993 to 0.90 in 1996.

4.2 Potential evapotranspiration

ET_0 estimates computed from WRF, ERA-Interim and the SAFRAN data are compared with those obtained from the 24 MWSN stations, available for 2004–2008.

Minimum amounts of simulated ET_0 (<700 mm) are found over elevated areas (Fig. 12a), ET_0 increasing as altitude decreases, with slightly larger values over the main cities, presumably due to the simulated urban heat island increasing the temperature locally. This spatial distribution is coherent with the MWSN estimates. SAFRAN is less capable to reproduce this spatial pattern and displays maximum ET_0 amounts over both southeastern Burgundy (as in WRF) and the Morvan massif. Over 2004–2008,

with respect to MWSN local stations, WRF underestimates ET_0 amounts over almost the whole region with maximum (minimum) biases located over high ground areas (surrounding plains) (Fig. 12c). This negative bias is not found with SAFRAN: WRF shows higher positive differences over almost the whole region, except the Morvan massif. Due to the uncertainties found in the SAFRAN data for some variables used in the computation of ET_0 , it is unsure whether these differences point to deficiencies in WRF, considering the fact that differences of the opposite sign are found with MWSN data. WRF actually presents a lower bias with MWSN (-0.07 mm/day: Table 1) than with SAFRAN (0.23 mm/day), with maximum differences during summer. RMSE are similar in both datasets, at 0.37 mm/day for MWSN and 0.30 mm/day for SAFRAN, which is almost 15 % of the mean ET_0 but still much lower than the values found by Ishak et al. (2010) who reached a 30–40 % error between estimates from observed weather variables and the MM5 model.

All the estimated ET_0 datasets present a similar annual cycle (Fig. 13a). Both of them are highly correlated ($r > 0.94$) with observations. As expected, almost no bias is found in winter. It is higher during spring and summer, mostly from March to August, probably due to vegetative activity. WRF improves the ERA-Interim ET_0 annual cycle, reducing the strong overestimation mostly due to the solar radiation over-estimation, and a better representation of land surface. In contrast, SAFRAN slightly underestimates ET_0 , mostly during the summer season, with a bias reaching 1 mm/day, mostly due to the underestimation of both wind speed and solar radiation. The interannual variability derived from SAFRAN and MWSN are strongly correlated (Fig. 13b). WRF also systematically underestimates ET_0 but seems to produce weaker biases than ERA-Interim. WRF shows a lower covariability with MWSN ($r = 0.83$) than ERA-Interim ($r = 0.96$). Temporal correlations (Fig. 13c) show that WRF is in good agreement with MWSN estimates over almost the whole region except for localized stations, all located in the northern part of the region. Temporal correlations between WRF and SAFRAN present more discrepancies, with low correlations over the eastern area, mainly attributable to the poor accuracy of SAFRAN wind speed and solar radiation. The patchiness associated with the SAFRAN product also appears clearly. These results are also verified when working on a potential evapotranspiration calculated with the Penman Formula and computed from the Biljou© model for each Douglas-fir stands (Fig. 14) over the 1989–2008 period. The annual cycle (Fig. 14a) is well reproduced ($r = 0.99$ between WRF and MWSN). WRF produces less satisfactory results (Fig. 14b) for the interannual variability ($r = 0.59$), this weaker correlation is partly explained by the distance between some MWSN weather variables to the Douglas-fir stands as the solar radiation data.

Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water...

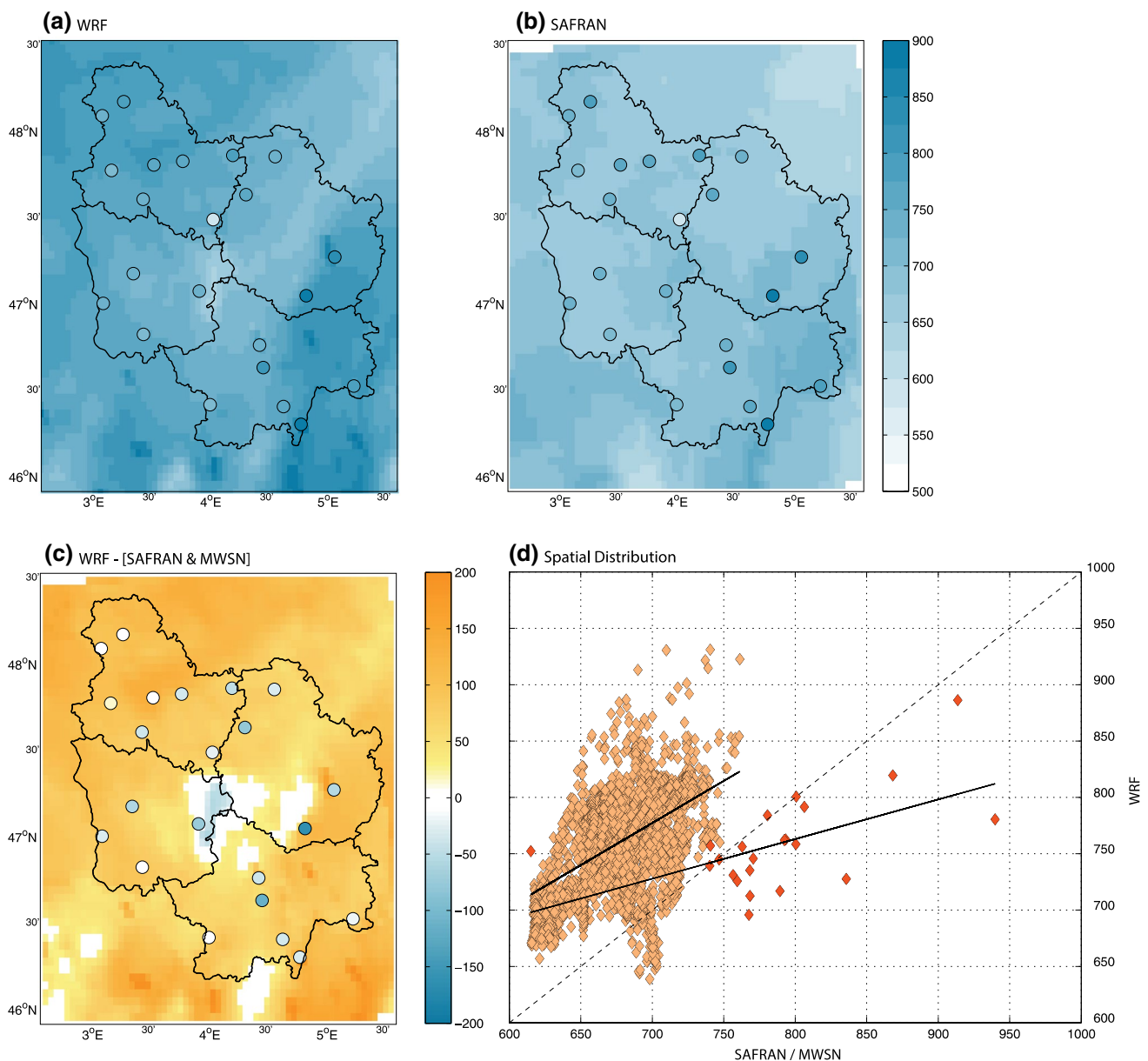


Fig. 12 As Fig. 2 but for annual mean reference evapo-transpiration amounts (mm)

To sum up, the WRF model seems capable to produce ET_0 fields with a reasonable accuracy, suggesting its potential usefulness for impact studies. An illustration is proposed in the next section.

4.3 Computation of the water balance for Douglas-fir stands

To assess the reliability of the WRF model to simulate weather variables involved in the ET_0 , a local scale indirect assessment based on the daily soil water balance of 30 Douglas-fir stands, which present a high sensitivity of their radial growth to soil water deficit events, was computed

using the process-based model Biljou© (Granier et al. 1999). The MWSN, SAFRAN and WRF weather variables nearest to the 30 Douglas-fir stands (mostly located over central and southern Burgundy, see Fig. 1c) are used as climatic input. Potential evapotranspiration is computed by Biljou© according to the Penman equation prior to the water fluxes modeling.

Differences between the mean soil water deficit index (SWDI) computed with WRF and MWSN records (Fig. 15a) present a heterogeneous distribution with larger differences (ranging from 10 to 27 %) over the eastern part (and especially the northernmost three stands: 31–42 %), while smaller differences (<10 %) prevail for 9 of the 12

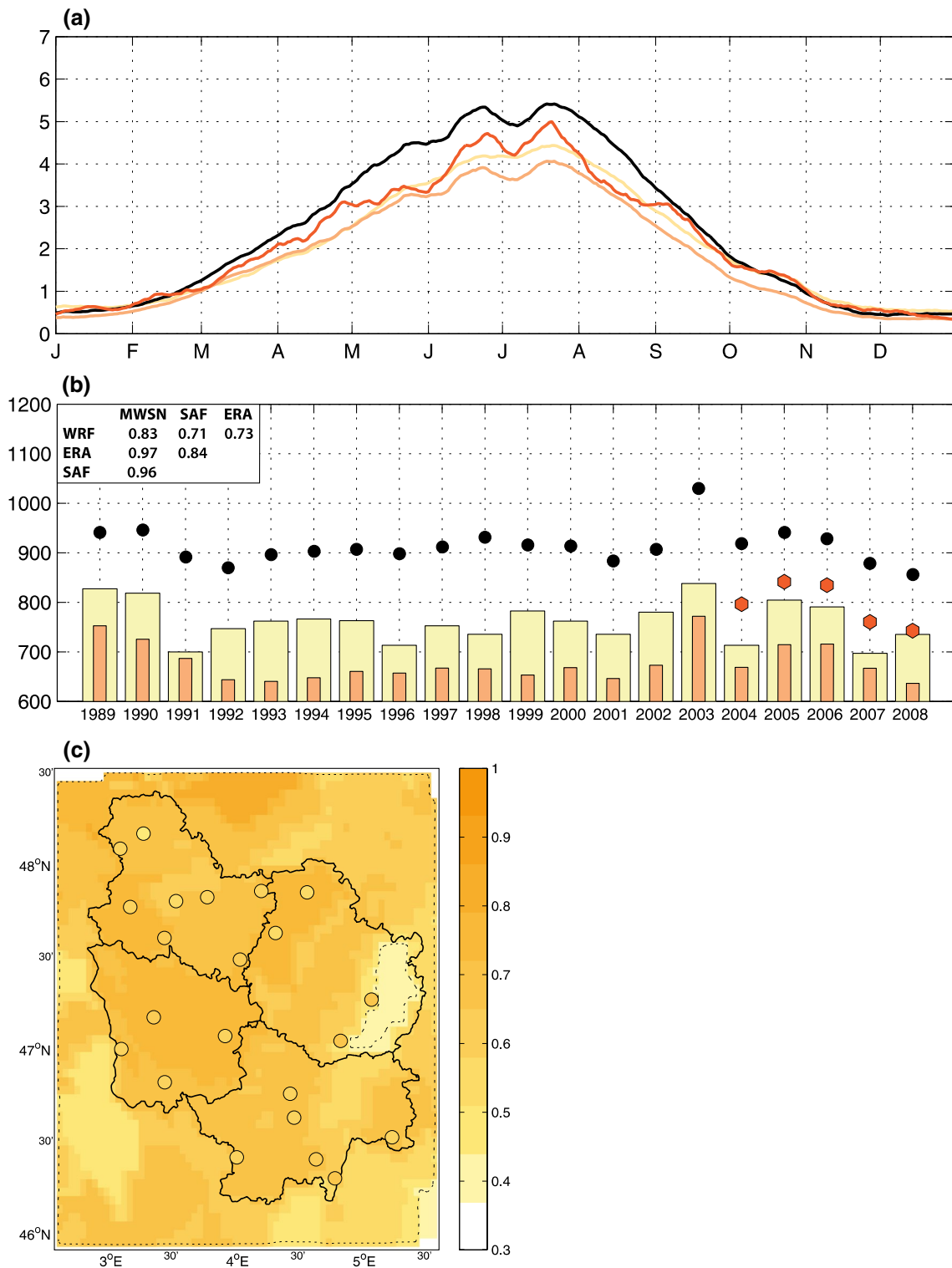


Fig. 13 As Fig. 3 but for reference evapo-transpiration amounts (mm)

stations located in the western part of the domain. These smaller differences can be attributed to the lower soil water deficits experienced over the windward wetter side of the Morvan massif. Interannual variations of SWDI computed

by Biljou© for the 30 Douglas-fir stands and using WRF data and MWSN as climatic input present an average correlation of 0.34 over the period 1989–2008, with large interstation discrepancies. Higher and significant correlations

Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water...

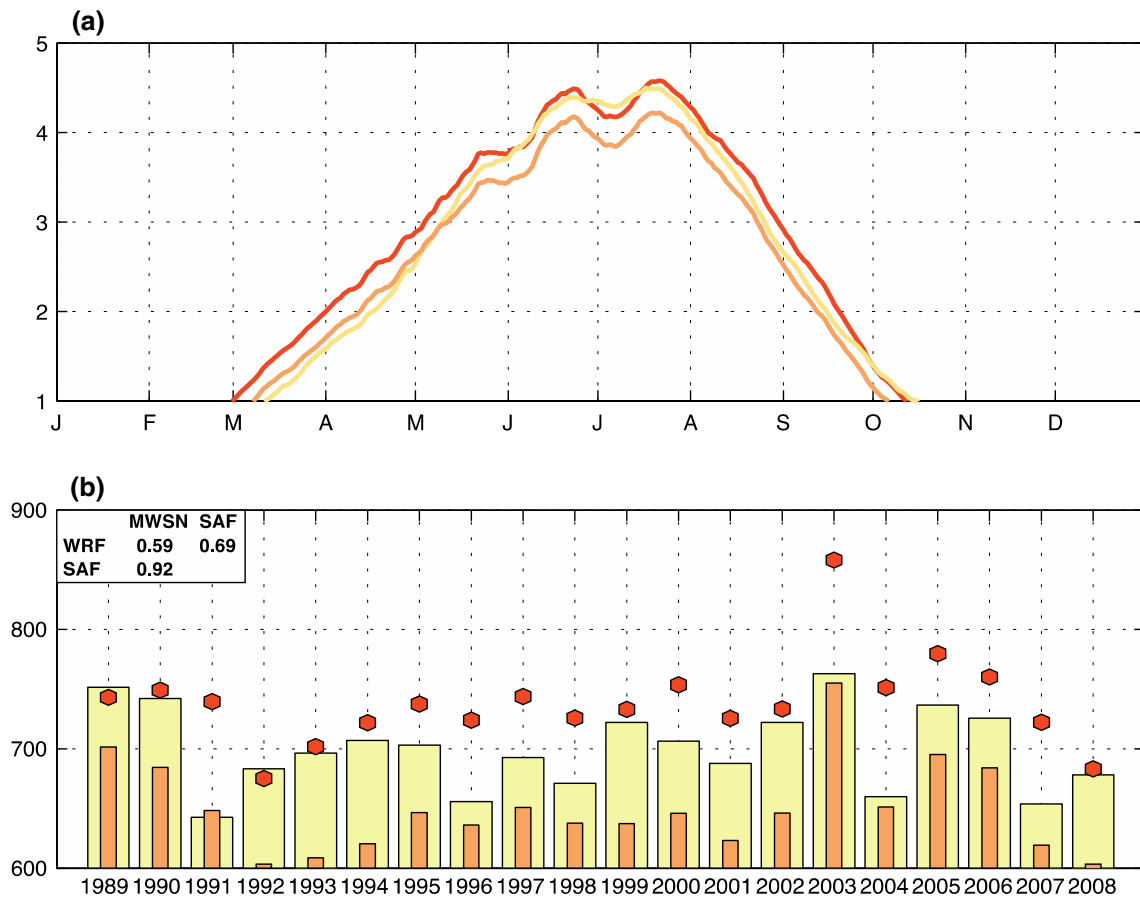


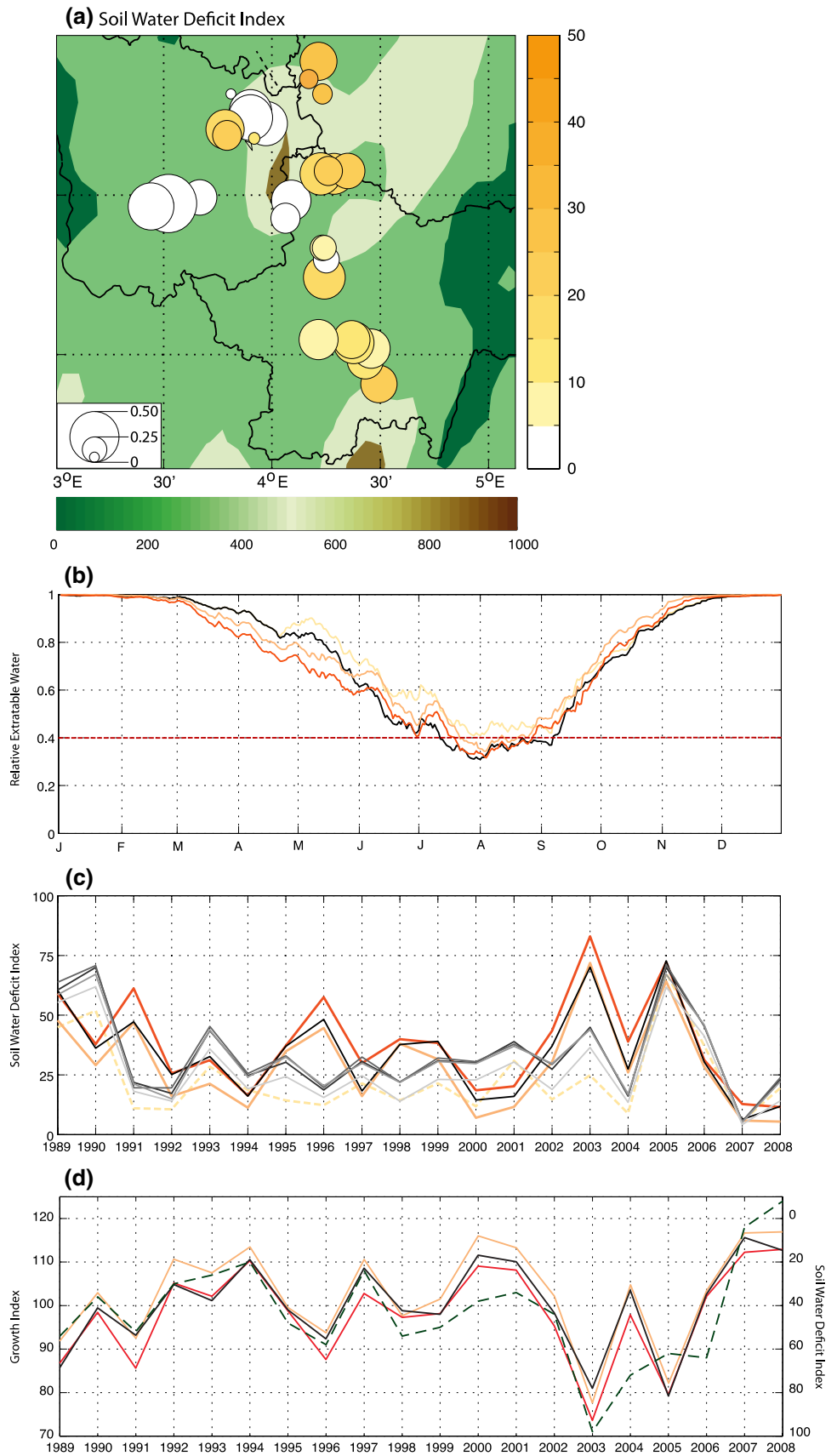
Fig. 14 As Fig. 3 but for Penman evapo-transpiration amounts computed with Biljou© (mm)

are found outside the Morvan massif, whereas they are strongly contrasted over the massif itself. This suggests that the higher spatial variation of climatic parameters over hilly terrain is inadequately sampled by the few weather stations available over this area.

Figure 15b presents the average Relative Extractable Water (REW) computed with the same climatic datasets for the thirty Douglas-fir stands, plus one experiment merging MWSN precipitation and other variables taken from WRF simulations. The REW computed from WRF raw data is highly correlated with that computed from SAFRAN and MWSN ($r = 0.83$). However, WRF overestimates the REW from May to October. This overestimation is a key issue that affects the ability of WRF to produce a consistent SWDI, since SWDI corresponds to the sum of the daily deviations between the relative extractable water and the critical value of 40 %. In July–August average REW is close to this value (Fig. 15b), hence small REW biases may translate into large SWDI biases (Fig. 15c). The REW overestimation is sensibly reduced during spring and close to the MWSN REW during summer (Fig. 15b) when computed from the merged dataset (i.e., when replacing

WRF-simulated rainfall by observation). Substituting observed precipitation to WRF simulations also strongly improves the realism of the SWDI ($r = 0.97$ between the SWDI computed from WRF + MWSN precipitation and that computed from MWSN) and presents smaller differences to MWSN SWDI than SAFRAN (Fig. 15c). In order to further assess the contribution of each WRF variable used as input in the soil water balance computation, four other experiments were carried out for the thirty Douglas-fir stands. As for the experiment replacing WRF-simulated rainfall by observation discussed above, the four analyses were performed by substituting one by one each WRF variable by the corresponding MWSN observations (Fig. 15c). Note that the MWSN weather records, especially for solar radiation, are taken from stations located at some distance of the Douglas-fir stands (Fig. 1b), which can explain part of the differences between SWDI computed from WRF and MWSN. Comparisons between these experiments and SWDI computed from MWSN and SAFRAN data reveal that the low capacity to reproduce the soil water content with the WRF model is mainly caused by its large precipitation biases. In contrast, substituting simulated relative

Fig. 15 **a** Differences in percentage (colors) and correlations (circle size) between SWDI computed with Biljou© using raw WRF data and MWSN records climatic input for the 30 Douglas-fir stands. **b** Mean annual cycle (1989–2008, average of the 30 Douglas-fir stands) of the Relative Extractable Water computed from WRF (yellow curve), SAFRAN (orange curve), MWSN (red curve) and WRF + MWSN precipitation (black curve) data. **c** Yearly mean intensity of the SWDI for the 30 Douglas-fir stand computed with MWSN nearest records (red curve), SAFRAN (orange curve), raw WRF (yellow curve), WRF + MWSN precipitation (black curve), WRF + MWSN temperature (dark grey curve), WRF + MWSN wind speed (grey curve), WRF + MWSN relative humidity (light grey curve), and WRF + MWSN solar radiation (lighter grey curve) data, period 1989–2008. **d** Interannual variations in the growth index (green dashed curve) and mean SWDI computed with MWSN records (red curve), SAFRAN (orange) and WRF + MWSN precipitation (black curve), period 1989–2008



humidity, wind speed, air temperature or solar radiation by observations does not significantly improve the SWDI. The substitution of solar radiation slightly degrades the realism of the SWDI. Thus, the main deficiencies of WRF unambiguously concern its capacity to reproduce at regional scale the precipitation amounts and their seasonality. It is a major difficulty for application in forestry, as the rainfall during the growing season is essential to wood production and tree health.

The interannual variations in the growth index (Sect. 2.5) are negatively correlated with interannual variations in the SWDI (Sergent et al. 2012). In order to evaluate WRF weather variables used to simulated ET_0 , three interannual correlations are performed using all stands. The first one is calculated between Douglas-fir growth index and the SWDI (Fig. 15d) computed from the MWSN stations observations, the second one from the SAFRAN data, and the last one merges WRF-simulated climate variables with the MWSN precipitation. Interannual variation in radial growth mirrors the three SWDI at the regional scale. The correlations obtained for the three indexes are highly significant, respectively $r = -0.81$, $r = -0.80$ and $r = -0.77$. In contrast, the correlation coefficient is much lower between the growth index and a SWDI computed from WRF data only ($r = -0.21$, not shown), due to the overestimation of relative extractible water that prevents generating a realistic SWDI.

These results highlight the reliability of the WRF model to simulate weather variables involved in the ET_0 estimation and the low capacity of the model to produce reliable rainfall for relevant impact studies. Although the overestimation of annual precipitation amounts does not exceed 14 % on average (Marteau et al. 2014), the non-stationarity of these biases in space and time (larger during the vegetative season) makes it necessary, to date, to apply a post-correction on simulated precipitation, before using them to feed impact studies.

5 Discussion and conclusion

Accurate estimates of the potential evapotranspiration variability throughout the year and their regionalization are critically important for use in conceptual hydrological, or water balance modelling (Prudhomme and Williamson 2013). The estimation is derived from atmospheric variables such as temperature, wind, humidity and radiation, and could be difficult to obtain for catchments and regions without in situ measurements, or for applications involving future climate projections (Bell et al. 2011). Regional climate models can constitute a potential alternative to scarce observational networks. Nonetheless, their usefulness is questioned by the realism of the simulated climate,

especially for precipitation and all the variables used for the computation of ET_0 , which are not often considered in climatic studies. Using the state-of-the-art RCM WRF driven by ERA-Interim reanalyses, this study attempted to document the skill of the model for regionalizing all the components used to compute soil water balance, requested for many impact studies. Here, the downscaled results are compared with the SAFRAN analyses, and in situ observations over Burgundy.

The regional simulations reasonably reproduce the spatial distribution of all weather variables. WRF presents lower co-variability with MWSN than ERA-Interim, which assimilates observational data, but significantly reduces its biases for most of the variables. WRF-simulated relative humidity and 2 m-temperature show a clear improvement. Solar radiation and precipitation, especially their spatial patterns, are also fairly well reproduced by the model. WRF reduces some of the biases transmitted by ERA-Interim. Persisting and additional biases are however found in the WRF simulations, including for instance a tendency to overestimate precipitation amounts in spring and summer, a major deficiency for water balance modelling, as well as solar radiation in summer, and the 2 m wind speed in winter.

ET_0 estimated from WRF and SAFRAN outputs show strong discrepancies. However, the WRF simulation is in better agreement than SAFRAN with the ET_0 estimated from the in situ observations. The better geography of WRF solar radiation, in comparison to SAFRAN, may explain most of these discrepancies, since radiation is the dominant variable controlling summer ET_0 (Bois 2007; Ishak et al. 2010).

However, WRF and current climate models more generally, show much stronger limitations for simulating precipitation, especially when convective processes are involved. In this study, the bias in precipitation amounts is close to +14 % regionally, with particularly marked overestimations in summer. Our simulations show too much shortwave radiation reaching the surface and at a same time too much rainfall, suggesting a possible (but indirect) link between precipitation and solar radiation. This may be explained by Alapaty et al. (2012), who have demonstrated that the lack of the subgrid-scale convective cloud-radiation feedbacks in WRF leads to excessive surface radiant energy. In their model, this causes relatively high moist static energy and correspondingly high convective instability, resulting in too frequent activations of parameterized convection. The enhanced surface forcing of convection results in a notable overestimation of precipitation during spring and summer over the US, by about 1–20 mm/day. This missing interaction between cumulus and the radiative budget also affects longwave radiation, and consequently the surface energy budget. This leads thus to strong consequences on

temperature and related weather parameters (e.g. relative humidity, pressure) with higher latent heat fluxes. Including subgrid-scale cloud-radiation interactions should improve the simulation of several key climate parameters, the first of which being precipitation. To our knowledge WRF implements this feedback for some cumulus schemes (e.g. Kain-Fritsch) since the recent (April 2014) 3.6 release of the model.

In spite of this deficiency in the model's physical package used for this study, the magnitude of the model errors obtained here may be considered in first approximation as satisfactory for geophysical (regional climate) studies. Our results suggest nonetheless that, for impact studies (such as the simulation of soil water availability and for instance its consequences on forest health and productivity), such biases (especially in precipitation amounts) cannot be overlooked, and may require being post-corrected in order to obtain reliable estimators of local-scale bioclimatic conditions.

Future work is thus needed to address more in detail this issue. Numerous studies have already highlighted the efficiency of some statistical/empirical post-processing approaches, such as quantile-mapping (Thiemeßl et al. 2011; Gudmundsson et al. 2012; Maraun 2013), used to adjust the distribution of modelled data to observed data. Another more elegant, but probably less efficient way at short term, is to improve the simulation of precipitation physically through finer cloud-resolving downscaling exercises. Ultimately, a combination of corrected precipitation and modelled ET_0 may enable us to regionalise drought indexes over the whole region and throughout the century, in order to assess how they will be impacted by climate change.

Acknowledgments The authors thank A. Witterongel, A. Auffray and D. Thevenin, who provided observation data. WRF was provided by the University Corporation for Atmospheric Research website (for more information see http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/download/get_source.html). Biljou© is a web application freely provided by the Forest Ecology and Ecophysiology Unit from INRA (<https://apgeodb.nancy.inra.fr/biljou/>). Observation records, SATMOS and SAFRAN data were provided by Météo-France. ERA-Interim data were provided by the ECMWF. Calculations were performed using HPC resources from DSI-CCUB, université de Bourgogne Franche Comté.

References

- Alapaty K, Herwehe JA, Otte TL, Nolte CG, Bullock OR, Mallard MS, Kain JS, Dudhia J (2012) Introducing subgrid-scale cloud feedbacks to radiation for regional meteorological and climate modeling. *Geophys Res Lett* 39:L24809. doi:10.1029/2012GL054031
- Allen RG, Jensen ME, Wright JL, Burman RD (1989) Operational estimates of reference evaporation. *Agron J* 81:650–662
- Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M (1998) Crop evapo-transpiration guidelines for computing crop requirements. FAO: Rome. Irrigation and Drainage Paper No. 56
- Bell VA, Gedney N, Kay AL, Smith RNB, Jones RG, Moore RJ (2011) Estimating potential evaporation from vegetated surfaces for water management impact assessments using climate model output. *J Hydrometeorol* 12:1127–1136
- Berrisford P, Dee DP, Fielding K, Fuentes M, Kållberg P, Kobayashi S, Uppala SM (2009) The ERA-interim archive. ERA Report Series, No. 1 ECMWF: Reading
- Betsch P, Bonal D, Breda N, Montpied P, Peiffer M, Tuzet A, Granier A (2010) Drought effects on water relations in beech: the contribution of exchangeable water reservoirs. *Agric Meteorol* 151(5):531
- Boé J, Terray L, Habets F, Martin E (2007) Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *Int J Climatol* 27:1643–1655
- Bois B (2007) Cartographie agroclimatique à méso-échelle : méthodologie et application à la variabilité spatiale du climat en Gironde viticole. Conséquences pour le développement de la vigne et la maturation du raisin. Ph.D. Thesis, Bordeaux, Université de Bordeaux 2, p 211
- Boulard D, Pohl B, Crétat J, Vigaud N (2013) Downscaling large-scale climate variability using a regional climate model: the case of ENSO over Southern Africa. *Clim Dyn* 40:1141–1168. doi:10.1007/s00382-012-1400-6
- Bréda N, Huc R, Granier A, Dreyer E (2006) Temperate forest trees and stands under severe drought: a review of ecophysiological responses, adaptation processes and long-term consequences. *Ann For Sci* 63:625–644
- Castel T, Xu Y, Richard Y, Pohl B, Crétat J, Thévenin D, Cuccia C, Bois B, Roucou P, (2010) Assessment of Dynamic downscaling of the continental East French regional climate at high-resolution using the ARW/WRF model, AIC, pp 107–112
- Chen F, Dudhia J (2001) Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling- system. Part I: model description and implementation. *Mon Weather Rev* 129:569–585
- Christensen JH, Christensen OB (2007) A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Clim Change* 81(Suppl. 1):7–30
- Copeland JH, Pilke RA, Kittel TGF (1996) Potential climate impacts of vegetation change: a regional modeling study. *J Geophys Res* 101:7409–7418
- Correia FWS, Alvalá RCS, Manzi AO (2007) Modeling the impacts of land cover change in Amazonia: a regional climate model (RCM) simulation study. *Theor Appl Climatol* 93:225–244
- Crétat J, Pohl B, Richard Y, Drobinski P (2012) Uncertainties in simulating regional climate of Southern Africa: sensitivity to physical parameterizations using WRF. *Clim Dyn* 38:613–634. doi:10.1007/s00382-011-1055-8
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Holm EV, Isaksen L, Kallberg P, Kohler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette J-J, Park B-K, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thepaut J-N, Vitart F (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc* 137:553–597. doi:10.1002/qj.828
- Droogers P, Allen RG (2002) Estimating reference evapo-transpiration under inaccurate data conditions. *Irrig Drain Syst* 16:33–45
- Dudhia J (1989) Numerical study of convection observed during the winter experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J Atmos Sci* 46:3077–3107

Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water...

- Durand Y (1995) Analyse des principaux paramètres météorologiques de surface sur les massifs alpins et d'autres zones climatiquement homogènes. Technical report, Météo-France. Note scientifique et technique SAFRAN, CEN, Grenoble
- Durand Y, Brun E, Mérindol L, Guyomarc'h G, Lesaffre B, Martin E (1993) A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Ann Glaciol* 18:65–71
- Durand Y, Laternser M, Giraud G, Etchevers P, Lesaffre B, Mérindol L (2009) Reanalyses of 44 years of climate in the French Alps (1958–2002): methodology, model validation, climatology and trends for air temperature and precipitation. *J Appl Meteorol Climatol* 48:429–449. doi:10.1175/2008JAMC1808.1
- Frey-Buness F, Heimann D, Sausen R (1995) A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate simulations. *Theor Appl Climatol* 50(3–4):117–131
- Friedl MA, McIver DK, Hodges JCF, Zhang XY, Muchoney D, Strahler AH, Woodcock CE, Gopal S, Schneider A, Cooper A, Baccini A, Gao F, Schaaf C (2002) Global land cover mapping from MODIS: algorithms and early results. *Remote Sens Environ* 83:287–302
- Gandois L, Nicolas M, van der Heijden G, Probst A (2010) The importance of biomass net uptake for a trace metal budget in a forest stand in north-eastern France. *Sci Total Environ* 408(23):5870–5877
- Gautier C, Diak G, Masse S (1980) A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. *J Appl Meteorol* 19:1005–1012
- Gavilan P, Lorite IJ, Tornero S, Berengena J (2006) Regional calibration of Hargreaves equation for estimating reference ET in a semiarid environment. *Agric Water Manag* 81:257–281
- Giorgi F, Mearns LO (1991) Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Rev Geophys* 29(2):191–216. doi:10.1029/90RG02636
- Granier A, Bréda N, Biron P, Villette S (1999) A lumped water balance model to evaluate duration and intensity of drought constraints in forest stands. *Ecol Model* 116:269–283
- Gudmundsson L, Bremnes JB, Haugen JE, Engen Skaugen T (2012) Technical note: downscaling RCM precipitation to the station scale using quantile mapping—a comparison of methods. *Hydrol Earth Syst Discuss* 9:6185–6201. doi:10.5194/hessd-9-6185-2012
- Heck P, Lüthi D, Wernli H, Schär C (2001) Climate impacts of European-scale anthropogenic vegetation changes: a sensitivity study using a regional climate model. *J Geophys Res* 106(D8):7817–7835. doi:10.1029/2000JD900673
- Hong SY, Noh Y, Dudhia J (2006) A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon Weather Rev* 134:2318–2341
- Hutchinson MF (1995) Interpolating mean rainfall using thin plate smoothing splines. *Int J Geogr Inf Syst* 9:385–403
- IPCC (2007) Climate change: synthesis report. In: Pachauri RK, Reisinger A (eds) Contribution of working Groups I, II and III to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Core Writing Team, IPCC, Geneva, Switzerland
- Ishak AM, Bray M, Remesan R, Han D (2010) Estimating reference evapo-transpiration using numerical weather modelling. *Hydrol Process* 24:3490–3509
- Jones C, Giorgi F, Asrar G (2011) The coordinated regional downscaling experiment: CORDEX, an international downscaling link to CMIP5. CLIVAR Exchanges, No. 56, International CLIVAR Project Office, Southampton, UK, pp 34–40
- Kain JS (2004) The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. *J Appl Meteorol* 43:170–181
- Landman WA, Kgatuke MM, Mbedzi M, Beraki A, Bartman A, du Piesanie A (2009) Performance comparison of some dynamical and empirical downscaling methods for South Africa from a seasonal climate modelling perspective. *Int J Climatol* 29:1535–1549. doi:10.1002/joc.1766
- Laprise R (2008) Regional climate modelling. *J Comput Phys* 227:3641–3666
- Maraun D (2013) Bias correction, quantile mapping, and downscaling: revisiting the inflation issue. *J Clim* 26:2137–2143. doi:10.1175/JCLI-D-12-00821.1
- Maraun D, Wetterhall F, Ireson AM, Chandler RE, Kendon EJ, Widmann M, Brienen S, Rust HW, Sauter T, Themeßl M, Venema VKC, Chun KP, Goodess CM, Jones RG, Onof C, Vrac M, Thiele-Eich I (2010) Precipitation downscaling under climate change: recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Rev Geophys* 48:RG3003. doi:10.1029/2009RG000314
- Marteau R, Richard Y, Pohl B, Chateau Smith C, Castel T (2014) High-resolution rainfall variability simulated by the WRF RCM: application to eastern France. *Clim Dyn* 44:1093–1107
- McAfee SA (2013) Methodological differences in projected potential evapo-transpiration. *Clim Change*. doi:10.1007/s10584-013-0864-7
- Michelot A, Bréda N, Damesin C, Dufrêne E (2012) Differing growth responses to climatic variations and soil water deficits of *Fagus sylvatica*, *Quercus petraea* and *Pinus sylvestris* in a temperate forest. *For Ecol Manag* 265:161–171
- Mlawer E, Taubman S, Brown P, Iacono M, Clough S (1997) Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave. *J Geophys Res* 102:16663–16682
- Monteith JL (1981) Evaporation and surface temperature. *Q J R Meteorol Soc* 107:1–27
- Mooney PA, Mulligan FJ, Fealy R (2010) Comparison of ERA-40, ERA-Interim and NCEP/NCAR reanalyses data with observed surface air temperature over Ireland. *Int J Climatol* 31:487–632. doi:10.1002/joc.2098
- Morrison H, Thompson G, Tatarskii V (2009) Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: comparison of one- and two-moment schemes. *Mon Weather Rev* 137:991–1007
- Penman HL (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc R Soc Lond* 193:120–145
- Pereira AR (2004) The Priestley–Taylor parameter and the decoupling factor for estimating reference evapo-transpiration. *Agric For Meteorol* 125:305–313. doi:10.1016/j.agrformet.2004.04.002
- Piedallu C, Lebourgeois F, Gégout JC, Seynave I, Vepierre R, Cluzeau C, Nédeltcheva T, Bruno E, Badeau V (2007) Développement, spatialisation, et validation d'indices bioclimatiques. ENGREF-IFN-INRA, p 85
- Prudhomme C, Williamson J (2013) Derivation of RCM-driven potential evapo-transpiration for hydrological climate change impact analysis in Great Britain: a comparison of methods and associated uncertainty in future projections. *Hydrol Earth Syst Sci* 17:1365–1377
- Quintana-Seguí P, Le Moigne P, Durand Y, Martin E, Habets F, Bailion M, Canellas C, Franchistéguy L, Morel S (2008) Analysis of near surface atmospheric variables: validation of the SAFRAN analyses over France. *J Appl Meteorol Climatol* 47:92–107. doi:10.1175/2007JAMC1636.1
- Remesan R, Shamim MA, Han D (2008) Model data selection using Gamma test for daily solar radiation estimation. *Hydrol Process* 22:4301–4309
- Rummukainen M (2010) State-of-the-art with regional climate models. *WIREs Clim Change* 1:82–96. doi:10.1002/wcc.008
- Sergent A-S, Rozenberg P, Bréda N (2012) Douglas-Fir is vulnerable to exceptional and recurrent drought episodes and recovers less well on less fertile sites. *Ann For Sci* 2012:1–12. doi:10.1007/s13595-012-0220-5

- Shih SF, Allen LH, Hammond LC, Jones JW, Rogers JS, Smajstrla AG Jr (1983) Basinwide water requirement estimation in southern Florida. *Trans ASAE* 26(3):760–766
- Skamarock WC, Klemp JB, Dudhia J, Gill DO, Barker DM, Duda M, Huang XY, Wang W, Powers JG (2008) A description of the advanced research WRF version 3. NCAR technical note, NCAR/TN\2013475+STR, p 123
- Szczypta C, Calvet JC, Albergel C, Balsamo G, Bousssetta S, Carrer D, Lafont S, Meurey C (2011) Verification of the new ECMWF ERA-Interim reanalyses over France. *Hydrol Earth Syst Sci* 15:647–666
- Thiemeßl M, Gobiet A, Leuprecht A (2011) Empirical-statistical downscaling and error correction of daily precipitation from regional climate models. *Int J Climatol* 31:1531–1544. doi:10.1002/joc.2168
- Van der Heijden G, Legout A, Nicolas M, Ulrich E, Johnson DW, Dambrine E (2011) Long-term sustainability of forest ecosystems on sandstone in the Vosges Mountains (France) facing atmospheric deposition and silvicultural change. *For Ecol Manag* 261:730–740
- Van der Heijden G, Legout A, Pollier B, Bréchet C, Ranger J, Dambrine E (2013) Tracing and modeling preferential flow in a forest soil—potential impact on nutrient leaching. *Geoderma* 195–196:12–22
- Van der Linden P, Mitchell JFB (2009) ENSEMBLES: climate change and its impacts: summary of research and results from the ENSEMBLES project. Met Office Hadley Centre, Exeter
- Vautard R, Noël T, Li L, Vrac M, Martin E, Dandin P, Cattiaux J, Joussaume S (2013) Climate variability and trends in down-scaled high-resolution simulations and projections over Metropolitan France. *Clim Dyn* 41(5–6):1419–1437
- Vidal JP, Martin E, Franchistéguy L, Baillon M, Soubeyroux JM (2010) A 50-year high-resolution atmospheric reanalyses over France with the Safran system. *Int J Climatol* 30:1627–1644
- Xu CY, Singh VP (2001) Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrol Process* 15:305–319
- Xu Y, Castel T, Richard Y, Cuccia C, Bois B (2012) Burgundy regional climate change and its potential impact on grapevines. *Clim Dyn* 39:1613–1626
- Zorita E, von Storch H (1999) The analog method as a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods. *J Clim* 12:2474–2489

3.3. SYNTHÈSE ET DISCUSSION DU CHAPITRE.

La désagrégation dynamique du climat à l'échelle de la région Bourgogne est un exercice de modélisation exigeant. Cet article a permis de montrer que l'estimation de l'évapotranspiration potentielle à l'aide d'un modèle climatique régional est réaliste tant à l'échelle du peuplement forestier qu'à l'échelle régionale. Nos résultats montrent néanmoins une surestimation du rayonnement solaire en été et de la vitesse du vent en hiver. WRF reproduit une géographie de l' ET_0 plus cohérente que celle des analyses SAFRAN, validées à l'échelle de la France, mais rarement à l'échelle régionale. En Grande-Bretagne, Prudhomme et Williamson (2013) montrent également une bonne aptitude du MCR HadRM3 à reproduire l'évapotranspiration potentielle, mais l'extrapolation à d'autres régions et d'autres modèles est délicate. En Floride, Obeysekera (2013) a analysé l'évapotranspiration potentielle calculée à partir des sorties de différents modèles régionaux et identifié des biais significatifs dans les configurations spatiales et la saisonnalité. En particulier, une surestimation du rayonnement solaire en été produit un déphasage du maximum de rayonnement du printemps (dans l'observation) vers le milieu de l'été. Cette surestimation existe aussi dans les simulations effectuées pour la Bourgogne, mais avec un effet limité sur l'évapotranspiration totale. La capacité d'un modèle à reproduire les différents termes intervenant dans le calcul d' ET_0 est cruciale pour l'évaluation correcte des effets régionaux du changement climatique global, dont l'influence sur ET_0 est vue trop souvent à travers le seul prisme de la hausse de température. McAfee (2013) a montré que des désaccords dans les tendances d' ET_0 peuvent être dus à des modifications régionales spécifiques d'éléments tels que le rayonnement solaire, la vitesse du vent et l'humidité, dont les effets sur ET_0 sont souvent sous-estimés (Hobbins *et al.*, 2012).

Cependant, WRF et plus généralement les MCR montrent leurs limites pour des études d'impact relatives au cycle hydrologique et au bilan hydrique. Les simulations des MCR sont connues pour présenter une surestimation systématique des précipitations (Wood *et al.*, 2004 ; Christensen *et al.*, 2008) qui limite leur utilisation directe dans des modèles d'impacts (Salathé *et al.*, 2014). Dans le cas de la Bourgogne, les surestimations des cumuls annuels de précipitations simulées par WRF atteignent les 14% principalement au printemps et en été, lorsque les processus convectifs sont rencontrés. Cette surestimation des précipitations ne permet pas de reproduire correctement le stress hydrique, défini par le franchissement du seuil de 40% de la quantité d'eau extractible du sol par les plantes. Ces biais proviennent à la fois des données de forçages et du modèle régional. Cela est, en particulier, fortement dépendant des schémas de paramétrisation sous-maille de la convection. De plus, l'absence de

rétroaction entre les schémas de convection et le schéma de radiation ondes courtes conduit à amplifier les biais humides (Alapaty *et al.*, 2012). Ce dernier point a été corrigé dans la dernière version du modèle.

En effet, lorsque les précipitations observées sont combinées à l'évapotranspiration potentielle calculée à partir des données simulées par le MCR, l'indice de sécheresse calculé est cohérent avec la réalité biologique des essences forestières (*e.g.* les variations interannuelles des indices de croissance radiale des douglas). Ce travail montre que les biais de précipitations rencontrés ne peuvent être ignorés et nécessitent d'être corrigés avant toute production régionalisée d'indices bioclimatiques permettant de caractériser la santé ou la productivité des forêts. De nombreuses études ont mis en évidence l'efficacité de certaines approches statistiques de post-correction, telle que le Quantile-mapping (Therrien *et al.*, 2011; Gudmundsson *et al.*, 2012; Maraun 2013) permettant d'ajuster la distribution de données modélisées sur la distribution de données d'observation. Cette approche permet de préserver le signal climatique local et la chronologie des pluies des simulations (Salathé *et al.*, 2014).

4. APPORT D'UNE POST-CORRECTION EMPIRIQUE POUR LA SIMULATION DES CONTRAINTES HYDRIQUES SUR LA CROISSANCE RADIALE DES ARBRES.

La disponibilité et la fiabilité des simulations du climat européen par les MCR se sont largement accrues ces dernières années, et la désagrégation dynamique améliore généralement la géographie des principales variables (*e.g.* température de surface, précipitations). Ce point est principalement porté par une meilleure représentation de la physiographie des territoires qui donne une plus-value indéniable pour la simulation, notamment, des pluies. Même si ces modèles implémentent l'état de l'art de la modélisation climatique, des biais systématiques persistent (Frei *et al.*, 2003; Suklitsch *et al.*, 2008), spécialement pour les précipitations, qui rendent délicate leur utilisation pour des études d'impact (Christensen *et al.*, 2008 ; Li *et al.*, 2010 ; Teutschbein et Seibert, 2010 ; Chen *et al.*, 2011 ; Teutschbein et Seibert, 2012). En particulier le défi de simuler au pas de temps journalier le climat à des échelles « opératoires » des territoires (*e.g.* de quelques km² à quelques centaines de km²) est un enjeu fort pour mieux appréhender les impacts possibles sur les agro-sylvo-systèmes et permettre de tester des stratégies d'adaptation.

Les biais dans les simulations de précipitations journalières des MCR et des MCG peuvent concerner des différences dans la variabilité et dans les extrêmes de précipitations, et des différences entre la distribution modélisée et observée pour les jours ou les successions de jours secs. Plusieurs stratégies de correction ont été mises au point afin de corriger les biais de précipitations journalières (Gudmundsson *et al.*, 2012). Regroupées sous le nom de MOS (Model Output Statistics), elles peuvent être regroupées dans 3 familles : linéaire (méthode des anomalies – « delta » ; Lenderink *et al.*, 2007), non-linéaire (méthode « directe » ; Leander et Buishand, 2007), et une approche plus générale, la méthode quantile-quantile ou Quantile Mapping (Panofsky et Brier, 1968; Hay et Clark, 2003; Ines et Hansen, 2006; Déqué, 2007; Piani *et al.*, 2010).

Plusieurs études (Wetterhall *et al.*, 2012 ; Lafon *et al.*, 2013 ; Maraun *et al.*, 2013) ont permis de montrer que le Quantile Mapping, bien qu'imparfait, présente de meilleurs résultats que les méthodes linéaires et non linéaires, et qu'il s'agit d'une méthode utile dans l'interface entre les modèles climatiques et la recherche de l'impact du changement climatique. Le Quantile Mapping se base sur l'application de transformations statistiques qui cherchent à corriger les biais d'une variable simulée en les comparant avec un état de référence climatique observé. Des facteurs de correction sont ainsi produits pour différents quantiles, et appliqués à cette même variable simulée pour une même période de référence (Piani *et al.*, 2010, Lafon *et*

al., 2013). Le Quantile Mapping peut s'appuyer sur (i) des fonctions de transformations basées sur des distributions théoriques, (ii) des relations quantile-quantile utilisant une fonction de transformation paramétrique affine ou non-linéaire, (iii) ou sur une fonction de transformation non-paramétrique qui se base sur les distributions cumulées empiriques. D'après Gudmundsson *et al.* (2012) ces transformations non-paramétriques sont les plus performantes. Pour cette raison, ajoutée à une simplicité d'utilisation, c'est cette dernière méthode qui a été appliquée dans ce travail.

Le précédent chapitre a permis de montrer que les biais de précipitations rencontrés dans les simulations WRF, notamment pendant la période de végétation du douglas, nécessitaient d'être corrigés avant leur utilisation en entrée de modèle d'impact. Ce chapitre propose d'appliquer la méthode de Quantile-Mapping afin de corriger les biais de précipitations retrouvés dans le MCR lors de la saison convective qui correspond à la saison de végétation des douglas et des hêtres. Le Quantile-Mapping est appliqué pour chaque point de grille en utilisant les données de précipitations SAFRAN comme données de référence du fait de leur disponibilité sur l'ensemble de la période 1989-2008 à une résolution spatiale similaire à celle de WRF. Les bénéfices de l'utilisation des modèles d'impact comme source additionnelle d'information pour l'évaluation des modèles de climat (Oettli *et al.*, 2011 ; Stéfanon *et al.*, 2015 ; Ruiz-Ramos *et al.*, 2016) ayant été démontrés dans le chapitre précédent, l'évaluation du Quantile-Mapping repose une nouvelle fois sur une validation indirecte utilisant la relation entre les indices de croissance radiale des 30 placettes de douglas et des 57 placettes de hêtres et les indices de déficit hydrique calculés par le modèle Biljou[©]. Cette validation indirecte permet (i) de mesurer l'amélioration du réalisme des précipitations simulées par WRF après correction par la méthode de Quantile Mapping et (ii) d'identifier les mécanismes responsables de l'incapacité de WRF à produire des indices de déficit hydrique cohérents par rapport aux indices de croissance radiale des peuplements de douglas et de hêtres.

Les résultats de ce chapitre sont présentés dans l'article « *Bias correction of dynamically downscaled precipitation to compute soil water deficit for explaining year-to-year variation of tree growth over northeastern France* » (Boulard *et al.*, 2017) publié dans *Agricultural and Forest Meteorology*). L'article ci-dessous est précédé de la version française du résumé original, et est suivi d'une synthèse et d'une discussion des principaux résultats.

4.1. RÉSUMÉ DE L'ARTICLE.

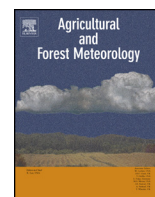
Cet article documente l'efficacité de l'utilisation d'une méthode de post-correction appliquée aux précipitations régionalisées par le modèle climatique régional ARW / WRF à haute résolution (8km) sur la Bourgogne (Nord-Est de la France) du pas de temps journalier au pas de temps interannuel. Il évalue ensuite la capacité des sorties post-corrigées à simuler le bilan hydrique du sol pour 30 peuplements de douglas et 57 peuplements de hêtres à travers la Bourgogne, pour lesquels des données de croissance radiale des arbres sont disponibles. A cette fin, une simulation continue de 20 ans (1989 à 2008) a été effectuée. Des résultats précédents ont montré une forte déficience du modèle WRF à simuler des précipitations réalistes, en particulier lorsque les processus de convection sont impliqués. Afin de réduire ces biais, la méthode de Quantile-Mapping (QM) a été appliquée aux précipitations simulées par WRF en utilisant le système d'analyses atmosphériques à mésoéchelle SAFRAN qui fournit des données de précipitations à une résolution de 8 km comme données de référence. Les résultats montrent que la méthode du Quantile-Mapping réduit les surestimations des cumuls de précipitations en printemps et en été. Ils montrent également une amélioration significative des variabilités saisonnière et interannuelle, ainsi que de la répartition spatiale des précipitations simulées par le modèle. Un indice de déficit hydrique du sol a ensuite été calculé. Il correspond à la somme des écarts quotidiens entre la réserve relative en eau du sol et une valeur critique de 40% en dessous de laquelle la faible teneur en eau du sol affecte la croissance des arbres. Cette relation est démontrée par la forte corrélation entre l'indice de déficit hydrique et les indices de croissance radiale des peuplements de douglas et de hêtres. Puisque les principales difficultés du modèle WRF pour simuler l'indice de déficit hydrique sont principalement imputables aux biais de précipitations, le bilan hydrique a été calculé en utilisant les précipitations WRF brutes et post-corrigées comme données d'entrée au modèle de bilan hydrique. Les résultats montrent que les précipitations WRF post-corrigées n'améliorent pas de manière significative la simulation de l'indice de déficit hydrique. Bien que la méthode du Quantile Mapping permet de reproduire des cumuls de précipitations réalistes au pas de temps mensuel, elle ne permet pas de corriger suffisamment les erreurs de phasage au pas de temps journalier produites par le MCR. Ceci constitue un problème majeur pour obtenir des estimateurs fiables des conditions bioclimatiques d'échelle locale pour des études d'impact. Une amélioration du phasage des précipitations simulées est donc nécessaire avant d'utiliser des méthodes de post-correction sur les sorties de MCR afin d'évaluer de façon réaliste l'impact du climat sur les forêts tempérées.

4.2. ARTICLE : Boulard D, Castel T, Camberlin P, Sergent AS, Asse D, Bréda N, Badeau V, Rossi A, Pohl B (2017) Bias correction of dynamically downscaled precipitation to compute soil water deficit for explaining year-to-year variation of tree growth over northeastern France. *Agricultural and Forest Meteorology*, 232: 247-264.



Contents lists available at ScienceDirect

Agricultural and Forest Meteorology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/agrformet

Bias correction of dynamically downscaled precipitation to compute soil water deficit for explaining year-to-year variation of tree growth over northeastern France



Damien Boulard^{a,*}, Thierry Castel^{a,b}, Pierre Camberlin^a, Anne-Sophie Sergent^{c,d}, Daphné Asse^e, Nathalie Bréda^c, Vincent Badeau^c, Aurélien Rossi^a, Benjamin Pohl^a

^a Centre de Recherches de Climatologie, UMR 6282 Biogéosciences, CNRS/Université de Bourgogne Franche-Comté, F-21000 Dijon, France

^b Département Agronomie-Environnement, AgroSup, F-21000 Dijon, France

^c INRA, UMR 1137 Ecologie et Ecophysiologie Forestières, F-54280 Champenoux, France

^d Université de Lorraine, UMR 1137 Ecologie et Ecophysiologie Forestières, BP 239, F-54506 Vandoeuvre les Nancy, France

^e CEF/CEFE/CNRS Montpellier, CREA Centre de Recherches sur les Ecosystèmes d'Altitude, 67 lacets du Belvédère Chamonix, 74400 France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 7 November 2015

Received in revised form 22 August 2016

Accepted 29 August 2016

Keywords:

Regional climate modelling

WRF

Quantile mapping

Water balance

Soil water deficit

Douglas-fir

Common beech

ABSTRACT

This paper documents the accuracy of a post-correction method applied to precipitation regionalized by the Weather Research and Forecasting (WRF) Regional Climate Model (RCM) for improving simulated rainfall and feeding impact studies. The WRF simulation covers Burgundy (northeastern France) at a 8-km resolution and over a 20-year long period (1989–2008). Previous results show a strong deficiency of the WRF model for simulating precipitation, especially when convective processes are involved. In order to reduce such biases, a Quantile Mapping (QM) method is applied to WRF-simulated precipitation using the mesoscale atmospheric analyses system SAFRAN («Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie») that provides precipitation data at an 8 km resolution. Raw and post-corrected model outputs are next used to compute the soil water balance of 30 Douglas-fir and 57 common Beech stands across Burgundy, for which radial growth data are available. Results show that the QM method succeeds at reducing the model's wet biases in spring and summer. Significant improvements are also noted for rainfall seasonality and interannual variability, as well as its spatial distribution. Based on both raw and post-corrected rainfall time series, a Soil Water Deficit Index (SWDI) is next computed as the sum of the daily deviations between the relative extractible water and a critical value of 40% below which the low soil water content induce stomatal regulation. Post-correcting WRF precipitation does not significantly improve the simulation of the SWDI upon the raw (uncorrected) model outputs. Two characteristic years were diagnosed to explain this unexpected lack of improvement. Although the QM method allows producing realistic precipitation amounts, it does not correct the timing errors produced by the climate model, which is yet a major issue to obtain reliable estimators of local-scale bioclimatic conditions for impact studies. A realistic temporality of simulated precipitation is thus required before using any systematic post-correction method for appropriate climate impact assessment over temperate forests.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Numerous studies highlighted that extreme or recurrent drought events, especially when combined to a heat wave, constitute one of the main climate hazard causing dieback in temperate

forests (Lévy et al., 1987; Bréda and Badeau, 2008; Allen et al., 2010). Drought events may induce large-scale tree decline episodes since water availability severely constrains forest ecosystems productivity (Bréda et al., 2006; Ciaia et al., 2005). In France, the 2003 drought and heat wave was exceptional both in its duration and intensity. After this event, forest declines with diffuse mortality were reported throughout Western Europe for both coniferous and broadleaved species (Lorenz et al., 2007). In Burgundy (northeastern France), coniferous species like Douglas-fir which were more severely affected than broadleaved species, presented visual

* Corresponding author at: Boulard Damien, Centres de Recherches de Climatologie, UMR 6282 Biogéosciences, CNRS/Université de Bourgogne Franche-Comté, 6 Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France.

E-mail address: damien.boulard@u-bourgogne.fr (D. Boulard).

symptoms such as abnormal coloration and needle loss as direct responses, and delayed symptoms like abnormal tree mortality (Sergent et al., 2012). Altered coloration of needles was caused by warm surface temperatures, occurring after a long period of reduced tree transpiration due to stomatal closure, induced by a very early soil water deficit (Bréda et al., 2006). A reduction of the net primary productivity and radial growth of common Beech trees was also reported after the summer 2003 heat wave over northeastern France (Granier et al., 2007).

In the context of anthropogenic climate change, an increase of the exposure to soil water deficit is expected in the Northern Hemisphere, especially in spring and summer, that is, the main vegetative period (IPCC, 2007). Over northeastern France, climate projections using the Weather Research and Forecasting (WRF) regional climate model and the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) A2-Special Report on Emissions Scenario (SRES-A2 – Meehl et al., 2007) have shown a warming of up to 3 °C for 2030–2050 and 5 °C by the end of the century (Xu et al., 2012). Over Burgundy, the mean annual temperature for the year 2003 was about 3 °C higher than the 1970–2000 climatology (Xu et al., 2012). Thus, the 2003 episode can be seen as an extreme event under current climate, and is an example of possible forthcoming forest-impacting hazards in a near future (Bréda et al., 2006; Betsch et al., 2010). Regional adaptation to global change through mitigation and adaptation of silvicultural strategies is a key issue for the agro-forestry community. Future drought episodes inducing recurrent diebacks may reduce forest productivity and affect species distribution (Parmesan and Yohe, 2003; Mueller et al., 2005).

As a region extensively covered by forests (over 30% of the land area), Burgundy is particularly sensitive to such environmental changes. Besides oaks, Douglas-fir and common Beech are two highly represented species. The radial growth of these species is highly driven by soil water deficit (Lebourgeois et al., 2005; Betsch et al., 2010; Sergent et al., 2012), indicative of the intensity of drought episodes. Future climate changes are therefore a potential threat for the productivity of these forest stands.

During the last decade, numerous studies attempted to document the future of French forests potential distribution, productivity and risk of dieback. But these depend on ecological parameters such as soil water availability, which show large variations at both the local and the regional scales (Loustau et al., 2005). Impact models often need input climatic data at a resolution finer than 10 km and require thus a downscaling step of the climate information provided by the global climate models (Boé et al., 2007). Previous works proposed projections of forest potential areas using niche-based models (Pyatt et al., 2001; Piedallu et al., 2009; Badeau et al., 2010) based on statistical downscaling of climate data (Hewitson and Crane, 2006; Solomon et al., 2007; Christensen et al., 2007; Ning et al., 2012a,b). Such statistical downscaling considers empirical relationships linking the large-scale atmospheric variables to local or regional-scale variability and do not take into account auto-correlation between climatic variables (von Storch and Zwiers, 1999; Wilks, 2006).

In this study, we propose to use a daily lumped water balance model fed with climate information derived from a RCM, in order to calculate soil water deficit and its relationship to tree growth. Physiological indices, such as the Soil Water Deficit Index (SWDI) are used rather than climatic data to allow biological interpretations of the growth response to climate. These indices could be better correlated with radial growth than monthly climatic variables because soil water availability is a major limiting factor for tree growth (Michelot et al., 2012). Furthermore, using impact models as an additional source of information for evaluating climate models or post-correction methods can provide many benefits, but the use of impact indicators to test them is infrequent (Stéfanon et al., 2015; Boulard et al., 2015).

Among the process-based models, the daily water balance model Biljou® (Granier et al., 1999) is dedicated to forest stands, and allows calculating elementary water fluxes (tree transpiration, understorey evapotranspiration, rainfall interception, drainage) as well as the daily soil water content under forests. The model quantifies the intensity, the duration and the starting date of drought experienced by the stand. It has already been successfully applied to different stands (Bréda et al., 2006; Gandois et al., 2010; Van der Heijden et al., 2011; Michelot et al., 2012) and over parts of Burgundy (Sergent et al., 2012; Van der Heijden et al., 2013; Boulard et al., 2015). Requested climatic data to compute the water balance include 2-m air temperature and relative humidity, 2-m wind speed, solar radiation and precipitation.

With the aim of obtaining more reliable estimations of these variables close to the sites of interest, coarse global reanalyses data is downscaled at a sensibly higher resolution using the non-hydrostatic WRF model. Although RCMs are powerful tools for describing regional and local scale climatic conditions, they still feature systematic errors, and small-scale patterns of daily precipitation are highly dependent on the model resolution and physical parameterizations (Giorgi and Mearns, 1991; Laprise, 2008). Biased representation of precipitation intensities and associated temporal and spatial variability often prevent RCM precipitation outputs to be directly used for climate change impact assessment (Fowler et al., 2007; Maraun et al., 2010). A previous analysis documenting the capability of the WRF model to regionalize near-surface atmospheric variables over Burgundy concluded on good skills for simulating the first four aforementioned variables (Boulard et al., 2015), but a clear tendency to over-estimate precipitation amounts, especially those of convective nature (Marteau et al., 2014).

In order to obtain reliable estimators of local-scale bioclimatic conditions, precipitation biases need thus to be post-corrected. Among the empirical-statistical downscaling and error correction methods, the Quantile-Mapping (QM) method (Piani et al., 2010; Heinrich and Gobiet, 2011; Themeßl et al., 2011, 2012; Gudmundsson et al., 2012; Maraun, 2013) adjusts the distribution of modelled data to observed ones and generally shows high efficiency, particularly for high quantiles (Themeßl et al., 2011).

This study aims thus at (i) documenting how accurately the QM method corrects the WRF precipitation errors, critical for soil water deficit computations; (ii) evaluating the relevance of post-corrected WRF outputs to be used as climatic input data for environmental impact assessment. This is achieved by forcing a forest water balance model that computes a SWDI over the Burgundy region. In order to evaluate the performance of post-corrected precipitation, comparisons are done between water balances of 30 Douglas-fir and 57 common Beech stands computed from both raw and post-corrected WRF outputs, as well as mesoscale SAFRAN («Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie») atmospheric analyses. SAFRAN analyses (Quintana-Seguí et al., 2008) produce surface atmospheric variables covering France on a regular grid at an 8 km resolution using observations from the automatic, synoptic and climatologic Météo-France station networks, and ECMWF reanalyses (Szczypta et al., 2011).

This paper is organized as follows. Section 2 presents the data used and the experimental setup for WRF simulations. Section 3 evaluates the improvement of the post-corrected precipitation upon the raw WRF precipitation. Section 4 focuses on the computation of the water balance, including the Relative Extractable Water (REW) and the Soil Water Deficit Index (SWDI) of the Douglas-fir and common Beech stands, and their relationship to observed radial growth indexes. Results are finally discussed and summarized in Sections 5 and 6 respectively.

2. Data and experimental setup

2.1. Study area

Burgundy is a region located in northeastern France. It is composed by the Yonne, Nièvre, Côte d'Or and Saône-et-Loire departments (Fig. 1a – D03) and covers an area of 31,528 km². It is characterized by an undulated topography, surrounded by the Jura and Alps massifs on the East, and the Massif Central on the Southwest. The topography is mainly characterized by two alluvial plains in the Northwest (Paris basin) and in the Southeast (Saône tectonic trough), rolling hills (maximal elevation of 901 m in the Morvan massif – Fig. 1b) and plateaux running from North to South across the central parts of the region. In 2013, the highly-fragmented land-use was dominated by pastures and croplands (19,000 km², 60%), forests (10,000 km², 31%) and vineyards (3000 km², 1%). The climate of Burgundy is predominantly semi-continental with relatively short, warm summers and cool winters. The annual mean temperature over the period 1989–2008, averaged over the whole region, reaches 11.1 °C. January is the coldest month, with monthly mean temperature reaching 3.8 °C. July presents the warmest monthly mean temperature (19.9 °C). Precipitation is distributed more or less uniformly over the year with two slightly wetter periods occurring in October–November (Autumn) and May (Spring), while March–April and July–August are the driest periods. In terms of processes, convective precipitation predominates between May and September, while stratiform precipitation is prevalent from October to April. Over the period 1989–2008, the average annual precipitation amount reaches 875 mm.

2.2. Plot location and ecological data collection

Douglas-fir (*Pseudotsuga menziesii*) and common Beech (*Fagus sylvatica*) are the two tree species targeted here due to the high sensitivity of their radial growth to the climatic conditions and soil water deficit events. Field observation and tree coring were performed in March and April 2009 for thirty pure planted stands of Douglas-fir (Sergent et al., 2012), aged of a minimum of 20 years and located on homogenous soils and topography (Fig. 1c). The same sampling strategy was applied for fifty-seven common Beech stands in April and May 2013 (Fig. 1b – Asse, 2013). At each site, a dendroecological plot with a radius of 15 m (700 m²) was established, avoiding edge and gaps.

Diameter at breast height, dominant height, and crown condition were also recorded to characterise the dendrometrical characteristics of each stand. Dominant height was measured on the basis of three of the five trees with the greatest diameter at breast height. 15 trees per Douglas-fir stand and 10 trees per common Beech stand were cored to the pith to evaluate tree age and calculate an annual radial growth index. Basal area increment was computed from ring width and used to characterise radial growth. The mean annual basal area increment was calculated for each plot. To allow growth comparison between plots of different ages, all series were normalized. Final chronologies at the plot level were prepared by averaging the annual residuals to yield a growth index (GI) expressed as a percent of the expected growth under average conditions: see Sergent et al. (2012) for more details.

2.3. Climatic data

The present study uses the Advanced Research WRF model (ARW/WRF, WRF hereafter, Skamarock et al., 2008) version 3.1.1. WRF is a non-hydrostatic model, suitable for simulating a wide range of scales, from thousands of kilometres to a few meters, with a large number of available options in what concerns the model core and physical parameterizations, making it appropriate

for numerical prediction and climate simulation. WRF was setup with 3 two-way nested domains with respectively, 120.0, 32.5 and 8.2 km horizontal grid spacing and 28 sigma levels on the vertical (Fig. 1a). Lateral forcing is provided every 6-h by European Center for Medium range Weather Forecast (ECMWF) ERA-Interim reanalyses (Berrisford et al., 2009; Dee et al., 2011), from 1000 to 10 hPa (18 vertical levels) at a 1.5° horizontal resolution. ERA-Interim reproduces observed climate more realistically than other reanalysis products such as ERA-40 or National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) (Mooney et al., 2010), a result supported over France by the recent verifications by Szczypta et al. (2011). The ERA-Interim reanalyses are generated by an a posteriori integration of the Integrated Forecasting System atmospheric GCM with 6 hourly four-dimensional assimilations of satellite data, buoys and radiosondes, at a T255 spectral truncation with 60 vertical levels.

WRF integration time-step is fixed at 150 s and data are archived every 6 h over 1989–2008, after a 1-year-long spin-up. The 3rd inner domain extending from 45.91°N to 48.52°N and 2.58°E to 5.62°E, covers Burgundy and adjacent territories, at an 8.2 km horizontal resolution (58 × 67 grid points). A similar domain has been successfully used in several previous modelling studies of the climate variability of Burgundy (Castel et al., 2010; Marteau et al., 2014), and a climate change regionalization exercise (Xu et al., 2012). The physical package includes the Kain-Frisch cumulus scheme (Kain, 2004), the Morrison et al. (2009) scheme for cloud microphysics, and the Yonsei University planetary boundary layer (Hong et al., 2006). Radiative transfers are parameterized with the Rapid Radiative Transfer Model Scheme (Mlawer et al., 1997) for long-waves and the Dudhia (1989) scheme for short waves. Surface data are taken from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS, Friedl et al., 2002) databases, which comprise a 20-category land-use index. Over landmasses, WRF is coupled with the 4-layer NOAH land surface model (Chen and Dudhia, 2001). Soil moisture, which is one of the key parameters that control surface energy partition and water budget, is initialized from the ERA-Interim data. The four (10, 30, 60, and 100 cm) layers of the NOAH model are interpolated from the four ERA-Interim layers (7, 28, 100 and 255 cm depth) of soil moisture and temperature data. Sea surface temperatures are prescribed every 6 h by linear interpolation of monthly ERA-Interim sea surface temperatures. A lateral buffer zone used to smooth the relaxation between the model and the prescribed atmospheric forcing is made of five grid points (1 grid point of forcing plus 4 grid points of relaxation).

The assessment of the WRF simulation errors is performed by cell-to-cell comparison with the gridded high-resolution SAFRAN analyses after a simple nearest neighbour resampling. SAFRAN analyses are made on 615 climatically homogenous zones taking topography effects into account. Vertical profiles of temperature, humidity, wind speed and cloudiness are interpolated at the hourly time-step by combining an optimal interpolation every 6 h, and a variational interpolation over 6 h windows (Durand et al., 2009). Precipitation analysis is performed daily. The solar radiation is calculated using a radiative transfer scheme (Vautard et al., 2013). Quintana-Seguí et al. (2008) and Vidal et al. (2010) already assessed the quality of SAFRAN analyses over France and highlighted that the increasing number of ground observations improves its robustness over time, especially for 2-m air temperature and precipitation. Relative humidity, solar radiation and wind speed are the variables most affected by the scarcity of observations at the regional scale (Boulard et al., 2015). A detailed analysis of WRF climatic variables against observed or high-resolution reanalysed data (e.g., SAFRAN) was performed in Boulard et al. (2015). Variables implied in the computation of potential evapotranspiration were found to

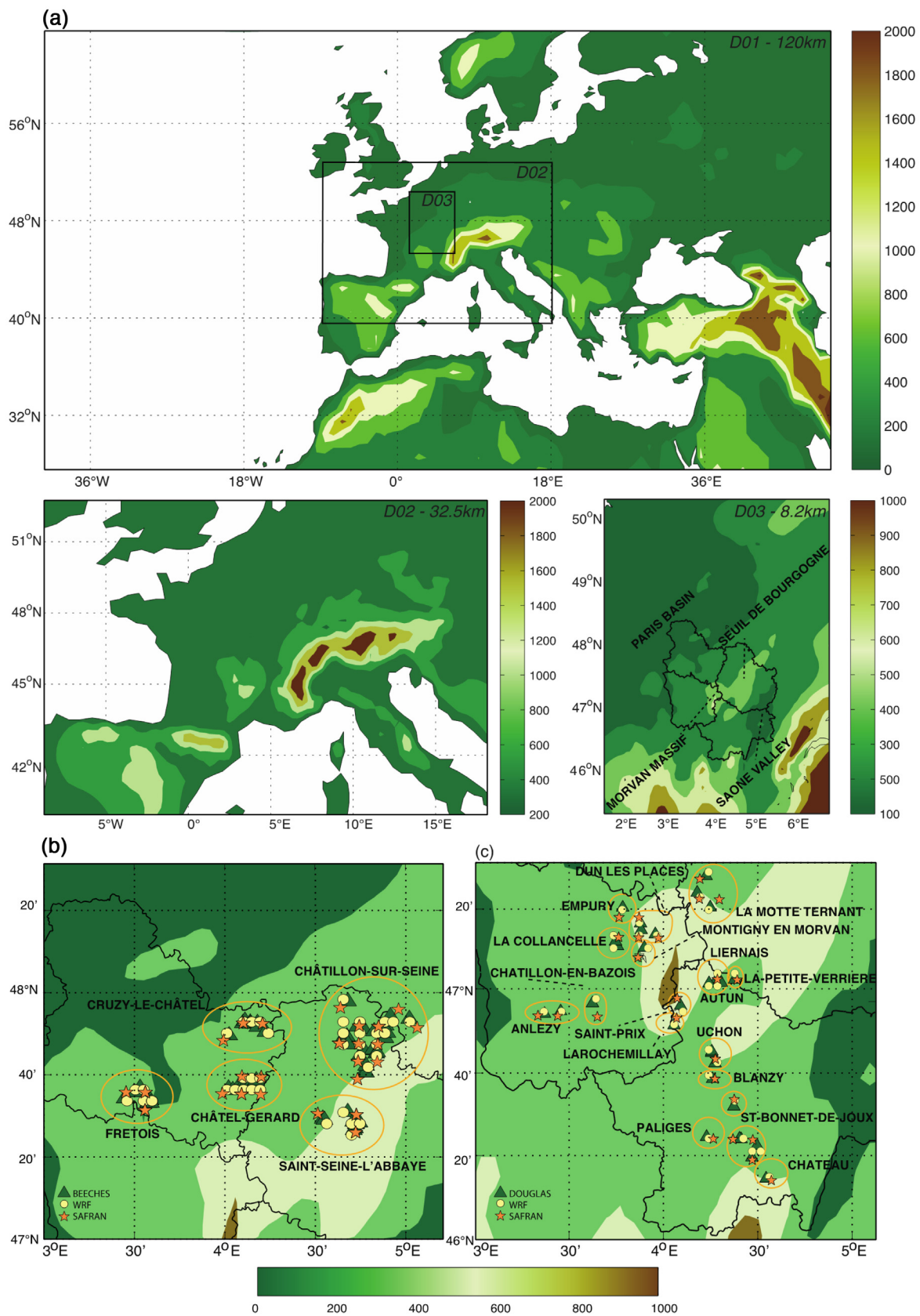


Fig. 1. a: Location and orography (m) of the three nested WRF domains. Colors show the corresponding topography such as is appears in WRF grids. b: Location of common Beech stands and c: location of Douglas-fir stands and associated nearest grid-point extracted from SAFRAN and WRF data.

be quite well simulated by WRF, while larger biases were obtained for precipitation, which are further discussed in the present study.

2.4. Soil water deficit

Soil water deficit was computed using the daily lumped water balance model for forests Biljou[®] (Granier et al., 1999). Biljou[®] (<https://appgeodb.nancy.inra.fr/biljou/>) is a process-based model, which calculates water fluxes (interception, transpiration, actual evapotranspiration, drainage) and soil water content at a daily time-step. The model computes reference Evapo-Transpiration (ET₀) using the Penman (1948) formula, with forest albedo. For each stand, Biljou[®] requires soil parameters (maximum extractable water, bulk density, and water content at permanent wilting point for each soil layer) and stand parameters (leaf area index, fine root distribution). A soil pit was dug to describe the soil profile (depth, texture, coarse element fraction, fine roots distribution in each horizon) to calculate extractable soil water using the soil texture coefficient and the coarse element fraction of each layer (Wösten and van Genuchten, 1988) for Douglas-fir stands (Sergent et al., 2012). No soil pit being dug to describe the soil profile for common Beech stands, Biljou[®] was parameterized for broadleaves species with an average 6 m².m⁻² leaf area index and the soil water deficit indexes were calculated for a calcosol soil type with a soil layer of 104 mm extractable water (Bréda et al., 2010 in Brisson and Levraut, 2010) close to the average value of the 57 common Beech stands soil layer. The budburst day was fixed at the 100th Julian day and the leaf fall day was fixed at the 300th Julian day (Lebourgeois et al., 2006).

Water stress is assumed to occur when relative extractable soil water (REW) drops below a threshold of 40% under which transpiration is gradually reduced due to stomatal closure (Granier et al., 1999).

The REW is computed following the equation:

$$REW = EW/EW_M \quad (1)$$

Where:

EW is the Extractable Water: $EW = W - W_m$;

EW_M is the Maximum Extractable Water: $EW_M = W_F - W_m$;

W is the available soil water;

W_m is the minimum soil water (i.e. lower limit of water availability);

W_F is the soil water content at field capacity.

The SWDI (dimensionless), which cumulates the difference between REW and the critical REW (REW_c) at which tree transpiration begins to decrease, is computed following the equation:

$$SWDI = \sum SWD/EW_M \quad (2)$$

Where:

$$\text{The Soil Water Deficit } SWD = 0.4 * EW_M - EW \quad (3)$$

Day-by-day computation of soil water content includes temporal autocorrelation, as REW is never reinitialized. The soil water deficit index calculated by Biljou[®] corresponds to the sum of the daily deviations between the relative extractable water and a critical value of 40%. See Granier et al. (1999) for more details.

For each Douglas-fir and common Beech stand, the soil water balance was computed using daily WRF data (global radiation, wind speed, air temperature, relative humidity to compute ET₀-Penman, and rainfall) and compared to that obtained from SAFRAN, used as a reference input data. Annual soil water deficits obtained from both data sets were related to mean annual growth index using a linear regression for the period 1989–2008.

2.5. Quantile-mapping bias correction for dynamical downscaling

Even if dynamical downscaling generally improves simulated regional climate variables, some biases still persist, especially for precipitation. Over Burgundy for instance, a wet and season-dependent bias was found in WRF-simulated precipitation (Boulard et al., 2015). Quantile-mapping (QM) transformation (Empirical transformation of Panofsky and Brier, 1968) can overcome these limitations. The QM method has been widely used for correcting biases in simulated meteorological variables (Déqué, 2007; Boé et al., 2007; Themeßl et al., 2011; Amengual et al., 2012; Themeßl et al., 2012; Maraun, 2013).

For precipitation, the Empirical Cumulative Density Function (ecdf) of a control simulation is first matched with the ecdf of the observations (here SAFRAN data), generating a correction function depending on the quantiles. Since the biases in the WRF simulations over Burgundy are mostly found in spring and summer, from May to August, due to a large over-estimation of convective precipitation (Marteau et al., 2014), the QM is applied over the summer convective season, independently for each month, on a daily basis (t) and for each grid cell (i) separately. It results in a corrected time series Y^{cor} in Eq. (4) using a correction function (CF) defined in Eq. (5) (Amengual et al., 2012).

$$Y_{t,i}^{cor} = X_{t,i}^{raw} + CF_{t,i} \quad (4)$$

$$CF_{t,i} = ecdf_{doy,i}^{obs,cal-1}(P_{t,i}) - ecdf_{doy,i}^{mod,cal-1}(P_{t,i}) \quad (5)$$

$$P_{t,i} = ecdf_{doy,i}^{mod,cal}(X_{t,i}^{raw}) \quad (6)$$

CF represents the difference between the observed (obs) and the modelled (mod) inverse ecdf (ecdf⁻¹) for the respective day of the year (doy) in the calibration period (cal) at probability P. P is obtained by relating the raw climate WRF output X^{raw} to the corresponding ecdf in the calibration period. A difficulty arises for precipitation since RCMs tend to overestimate the number of days resulting in trace values, but also to underestimate the number of non-rainy days, thus resulting in an unrealistic probability of precipitation in the simulations (Amengual et al., 2012). To overcome this issue, and following Amengual et al. (2012), an additional constraint is imposed: the ratio of non-rainy days between predicted and control simulated raw data is maintained for the calibrated versus observed series. This is done by transposing differences between predicted and control precipitation quantile before its implementation over corrected series. However, three main limitations still remain: (i) the temporal and spatial autocorrelations of the series are not corrected, while they are known to be biased (Boé et al., 2007); (ii) correction is only performed for precipitation, which is not independent of biases in temperature or solar radiation; and (iii) the energy and water budget in the simulations is no more conservative.

Following the same protocol, the QM method is applied through a temporal jack-knife cross-validation framework, which repeatedly divides the data period into a calibration (19 years – Fig. 2a) and independent validation period (1 year – Fig. 2b). Each year is estimated and evaluated independently with the remaining 19 years used for model calibration (“leave-one-out” method). The cross-validation is useful to estimate the efficiency of the QM method (Fig. 3).

3. Results

3.1. Post-correction of the precipitation biases

The aim of this section is to evaluate the capability of the QM method to reduce biases and produce an accurate estimation of precipitation before using any impact model. In order to assess

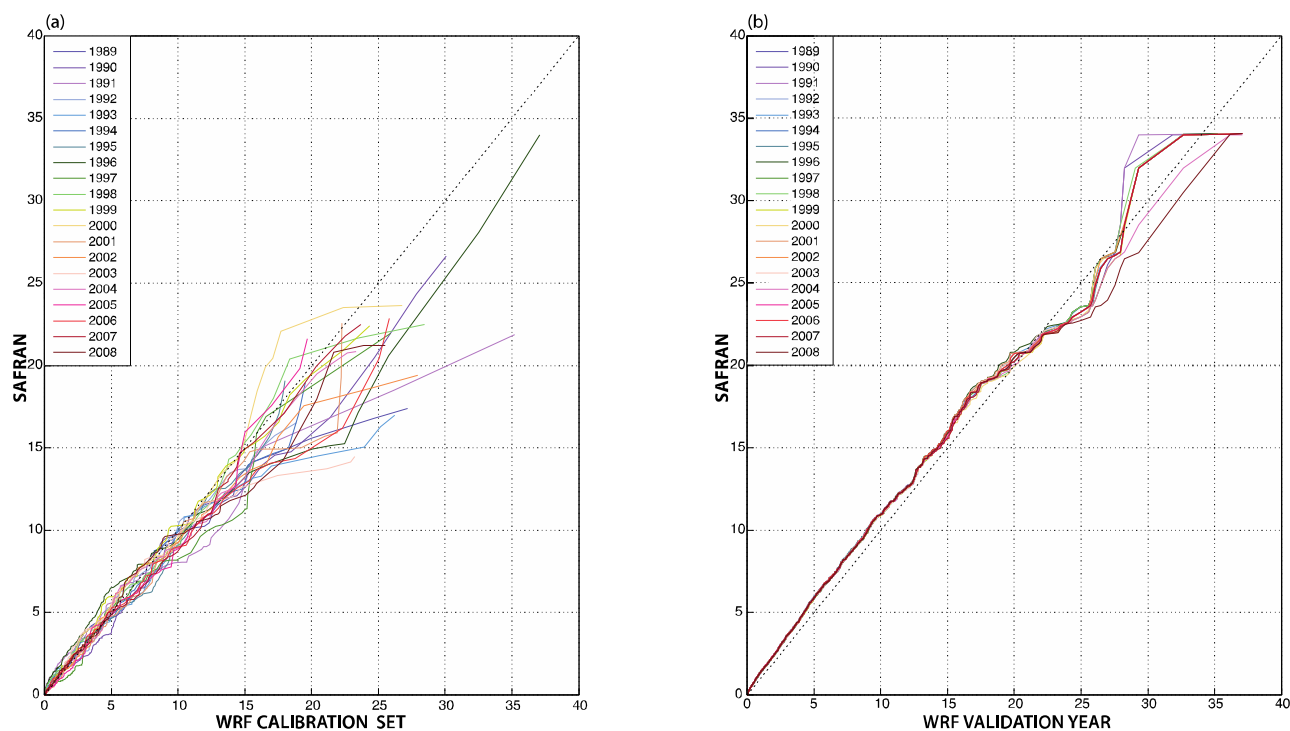


Fig. 2. **a:** Quantile-quantile plot of the calibration sets of 19 years (the remaining year is excluded from the calibration set, *ie* 1989 corresponds to the calibration set 1990–2008) used to perform the QM method over WRF and SAFRAN precipitation (mm). **b:** As for **a** for the validation samples (*ie* 1989 corresponds to the validation year for the calibration set 1990–2008).

the applicability of the QM post-correction to a climate simulation setup, comparisons are performed between WRF simulation and SAFRAN precipitation, the latter presenting small discrepancies with observations (Boulard et al., 2015) over the period 1989–2008.

Detailed analysis of the raw WRF capability to simulate precipitation over Burgundy is given in Marteau et al. (2014) and Boulard et al. (2015). Boulard et al. (2015) show an over-correction of the ERA-Interim dry bias in annual precipitation amounts (from 800 mm (ERA-Interim) to 997 mm (raw WRF) against 870 mm (SAFRAN)), but a rather realistic spatial distribution in the WRF model (Fig. 4a). Too wet conditions appear over most parts of the region, especially the southwestern side of the Morvan massif located under the direct influence of the dominant (westerly and south-westerly) winds (Fig. 4d). The overestimation of annual precipitation amounts does not exceed 14% on average, with largest differences found during the spring and summer seasons, when convective processes are predominant. The non-stationarity of these biases in space and time (larger during the vegetative season) makes it necessary to apply a post-correction on simulated precipitation, before using them to feed impact studies.

Fig. 2a shows a quantile-quantile (Q-Q) plot of the raw simulated daily precipitation against the SAFRAN daily precipitation average over the domain for the 20-calibration set of 19 years. A Q-Q plot of the corrected precipitation against SAFRAN for each of the 20 years is used for validation. For each calibration set (Fig. 2a), uncorrected WRF tends to slightly overestimate SAFRAN precipitation. This overestimation is present for almost all rainy events. The QM method applied to every validation year (Fig. 2b) properly adjusts the intensities of light (from 1 to 5 mm) and medium precipitation events (from 5 to 15 mm) but tends to slightly over-correct the high precipitation events (>15 mm) for almost all years, mostly due to the high interquantile range for extreme precipitation events according to SAFRAN. However, these residual errors are generally smaller than those simulated by the model. The cumulative distribution function (Fig. 3) further shows that the QM method highly

improves simulated precipitation and reduces the overall overestimation, with the cross-validated corrected precipitation accurately fitting the SAFRAN distribution.

Post-corrected WRF (Fig. 4b) shows realistic precipitation amounts and spatial distribution. As for SAFRAN (Fig. 4c), largest amounts are located over the western slopes of the Morvan massif (annual mean precipitation >1500 mm), and minimum amounts over the surrounding plains (<700 mm). The post-correction of WRF precipitation strongly reduced the differences between WRF and SAFRAN throughout Burgundy (compare Fig. 4e with Fig. 4d). Over the whole domain, the Root Mean Square Error (RMSE) between SAFRAN and raw WRF annual precipitation is reduced from 328 mm to 177 mm when working on post-corrected WRF precipitation, but some local differences remain. A wet (though reduced) bias (100–200 mm) is still noted over the windward side of the Morvan, and some dry biases (about 100 mm) are found over localized areas to the east of the Morvan and parts of the surrounding plains. These dry biases suggest an over-correction of the lowest precipitation amounts prevailing in the grid points located over the plains (Fig. 4e). Even if some overestimation remains for the wettest grid points, a general improvement is clearly noticeable for the high precipitation amounts (Fig. 4f).

Post-corrected WRF also produces satisfactory results when considering the mean annual cycle (Fig. 5a; note that cycles were filtered using a 31-day running mean for readability). Post-corrected WRF presents a moderate but slightly increased co-variability with SAFRAN ($r=0.54$ against $r=0.48$ for raw simulations). The correction also strongly reduces the average daily precipitation differences (Table 1) from -0.35 mm to -0.01 mm. Raw WRF shows much more skill to reproduce precipitation amounts in winter, mostly dominated by large-scale stratiform precipitation and hence produced by the model's microphysics, than during the convective (summer) period, during which the cumulus scheme is of primary importance in the model. The largest differences found in spring and summer (May–August) are highly reduced by the QM correc-

tion (Table 1). A moderate underestimation (0.5 mm day^{-1}) even appears in August and September. At the interannual timescale, corrected annual precipitation amounts (Fig. 5b) also show a strong co-variability with SAFRAN ($r=0.89$). Post-corrected WRF standard deviation (115.1 mm) is much closer to SAFRAN (111.5 mm) than raw WRF (132.6 mm). The systematic overestimation of the annual precipitation amounts (127.5 mm) is dramatically reduced (-7.1 mm) with the QM method. The very dry years of 1991, 2003 and to a lesser extent 2005, which are too wet in the model due to the overestimation of convective precipitation, are now close to SAFRAN. Due to the post-correction, lower precipitation amounts appear for years where raw WRF was closer to the SAFRAN precipitation amounts, but the differences do not exceed -97.5 mm . Local interannual correlations (Fig. 5c) show that post-corrected WRF performs rather well (correlations ranging from 0.57 to 0.89) with an average value of $r=0.77$ over the region (against $r=0.70$ when working on raw WRF precipitation).

The geography of annual precipitation amounts is accurately reproduced during all the years of the period (Fig. 6a). Spatial correlations between post-corrected WRF and SAFRAN range between 0.87 and 0.95 (in 2003 and 1990, respectively) against 0.64 and 0.86 when working on raw WRF data. These systematically higher spatial correlations indicate that the QM method also improves the spatial distribution of precipitation. When working on annual anomalies however (e.g. after removal of the climatological mean field), WRF produces less satisfactory results (Fig. 6b). Spatial correlations are lower and even negative 4 years out of 20, denoting a lower skill for simulating departures from the climatology, and thus climate interannual variability (and associated effects on local precipitation). The QM method only slightly improves the simula-

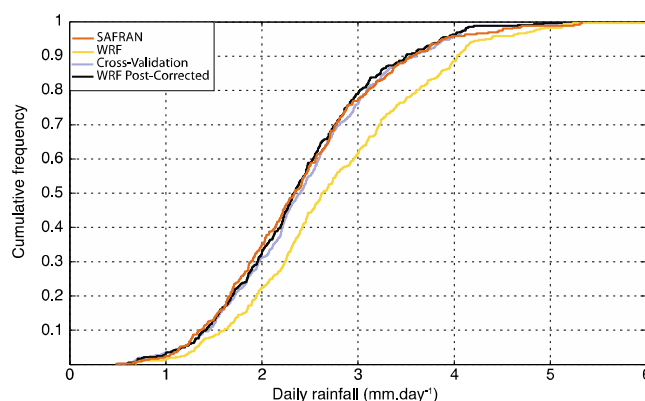


Fig. 3. Empirical cumulative distribution function of precipitation (mm day^{-1}) simulated by SAFRAN (orange), raw WRF (yellow), the cross-validation (light blue) and the post-corrected WRF (black). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

tion of annual anomalies. However, the RMSE statistics calculated over Burgundy shows a clear improvement upon the raw WRF data for 19 years out of 20.

Section 3 illustrates the usefulness of the QM method to decrease WRF-simulated precipitation errors. In order to use WRF-simulated precipitation to feed impact models, an accurate seasonal cycle as well as a good interannual variability is required. The QM method (applied over the convective/vegetative period over Burgundy) presents a high improvement of both the seasonality and interannual variability. Especially, dry years like 1991, 2003

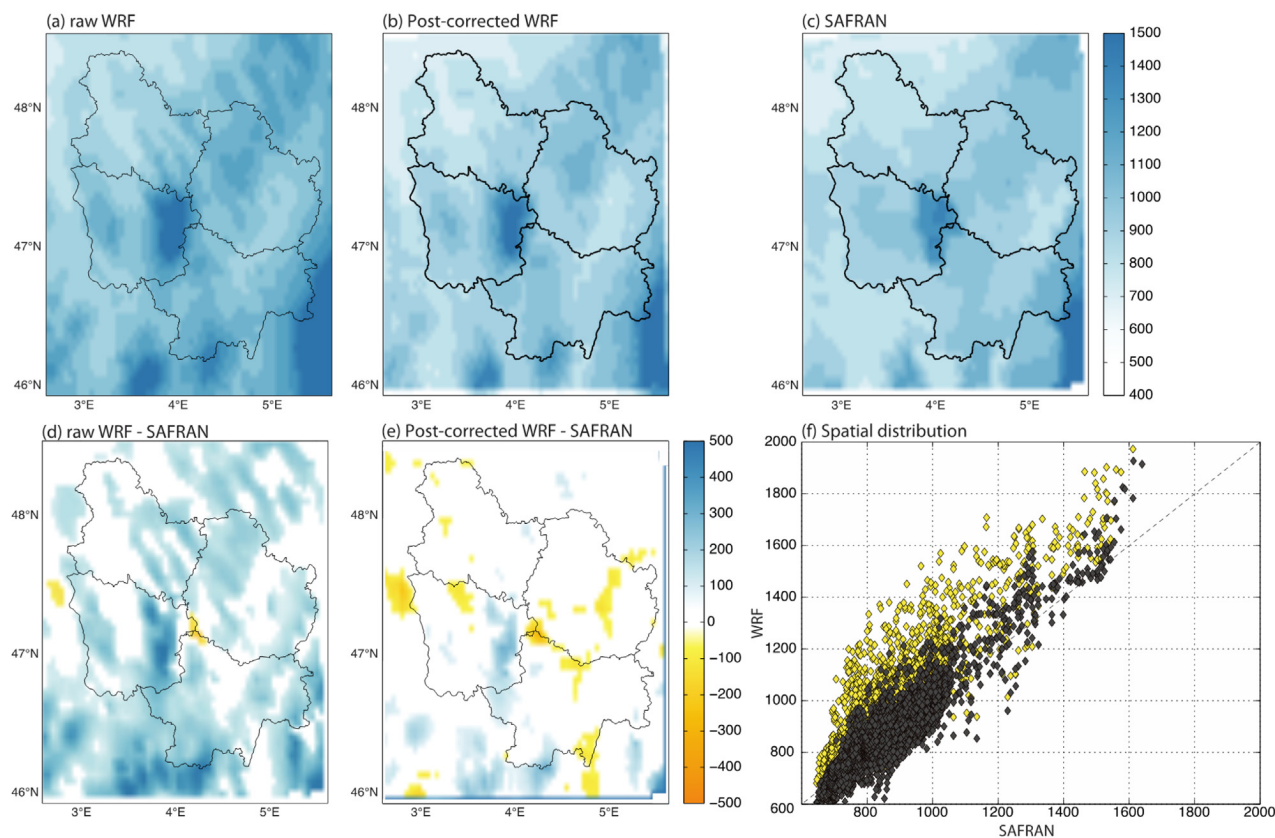


Fig. 4. a: Annual mean precipitation amounts (mm) climatology over the period 1989–2008 according to raw WRF. b: As (a) but for post-corrected WRF. c: As a but for SAFRAN. d: raw WRF differences against SAFRAN, period 1989–2008. e: As d but for post-corrected WRF. Only differences that are significant at 95% according to a *t* test are presented. f: scatter-plots of annual mean precipitation amounts for 1989–2008 at all grid-points of the studied area: raw WRF vs. SAFRAN (yellow) and post-corrected WRF vs. SAFRAN (black). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Table 1
Raw (black) and post-corrected (red) WRF mean precipitation, bias, RMSE and coefficient of determination (r^2) against SAFRAN data over the period 1989–2008. All statistics were calculated using analysed values for each point at the daily time-step. (For interpretation of the references to colour in this table legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Month	Mean	Bias	RMSE	r^2
Jan	2.32	0.14	0.50	0.83
	2.32	0.14	0.50	0.83
Feb	2.53	0.25	0.73	0.65
	2.53	0.25	0.73	0.65
Mar	2.45	0.48	0.69	0.86
	2.45	0.48	0.69	0.86
Apr	3.15	0.61	0.99	0.68
	2.80	0.26	0.86	0.65
May	3.70	1.21	1.50	0.55
	2.36	-0.13	0.61	0.57
Jun	3.08	0.82	1.21	0.23
	2.08	-0.18	0.81	0.25
Jul	2.76	0.48	0.85	0.37
	2.01	-0.28	0.72	0.38
Aug	2.52	0.25	0.86	0.44
	1.83	-0.44	0.88	0.45
Sep	2.57	0.05	0.88	0.55
	2.33	-0.19	0.81	0.60
Oct	2.52	-0.29	0.64	0.72
	2.50	-0.32	0.65	0.71
Nov	2.68	-0.22	0.75	0.78
	2.68	-0.22	0.75	0.78
Dec	2.85	0.40	0.73	0.70
	2.85	0.40	0.73	0.70
Year	2.76	0.35	0.86	0.61
	2.40	-0.01	0.73	0.62

and 2005, are much more in accordance with observations. The following section assesses the applicability of post-corrected WRF outputs to compute soil water balance.

3.2. Computation of the water balance for coniferous and broadleaved forests

To assess the reliability of the WRF post-corrected precipitation, the daily soil water balance is computed using the process-based model Biljou[®] (Granier et al., 1999). The raw WRF, post-corrected WRF and SAFRAN meteorological variables nearest to the 57 common beech stands (mostly located over northern Burgundy, see Fig. 1c) and the 30 Douglas-fir stands (mostly located over central and southern Burgundy, see Fig. 1d) are alternatively used as climatic forcings. Specific soil and stand parameters are used to compute the soil water balance of each individual plot.

3.2.1. Computation of the relative extractable water

Figs. 7a and 8a present the mean annual cycles of averaged Relative Extractable Water (REW) computed with the uncorrected and post-corrected WRF, as well as SAFRAN data, for the 30 Douglas-fir stands (Fig. 7a) and for the 57 common Beech stands (Fig. 8a) over

1989–2008. For Douglas-fir stands (Fig. 7a), WRF overestimates the REW from May to October. Post-corrected WRF data sensibly reduce the REW overestimation from spring to early July, but a noticeable underestimation is found from late July to September. For common Beech stands (Fig. 8a), results show lower discrepancies between the mean annual cycles derived from SAFRAN and raw WRF data. The post-correction leads to a strong underestimation of the REW from June to December.

Averaged over the period 1989–2008, common Beech stands are exposed to soil water deficit during 61 days. For every year, the post-correction leads to an increase of the number of days exposing stands to soil water deficit (from 64 days to 86 days). However, the post-correction improves the median date of the beginning of the soil water deficit period (post-corrected WRF: June 26th day; raw WRF: June 30th day against June 26th day according to SAFRAN). It also reduces the absolute difference of soil water deficit start date to 13 days against 20 days with raw WRF data. Consequently, the post-correction tends to slightly improve the beginning of the soil water deficit period. Although, it expands the soil water deficit duration, mostly over summer and fall.

For Douglas-fir stands, WRF presents a shorter duration of soil water deficit than SAFRAN (respectively 51 against 61 days). The post-correction generates a too long averaged duration (75 days) of soil water deficit. From year to year, the post-correction systematically increases this duration, reducing differences for years when the duration was highly underestimated, and increasing differences for the opposite case. It also slightly degrades the soil water deficit start date (From May 24th to June 1st against the May 26th according to SAFRAN) and does not improve the absolute difference of soil water deficit start date.

Summertime REW underestimations for both species are a major issue, suggesting that the post-correction induces too many drops below the 40% threshold, critical for soil water deficit. This may be explained by the weakness of the quantile mapping to accurately remove biases and to improve the timing of the precipitation. The WRF systematic overestimations of the cumulative annual precipitation is the result of the combination of at least the three following daily situations: (i) a slight non-observed rainfall event *i.e.* too much wet day, (ii) a large over-estimation of observed rainfall events and (iii) an under-estimation of observed rainfall events. The two first points are the main causes of the systematic over-estimation by WRF. The wet day correction attempts to equalise the fraction of days with precipitation between the observed and the modelled data. The empirical probability of nonzero observations is found and the corresponding modelled value is selected as a threshold. Hence, all modelled values below this threshold are set to zero even if precipitations were really observed during this day. Due to both the over-estimation and the robust empirical quantile–quantile procedure used, the quantile mapping leads to an asymmetric correction that reduces more the strong rainfall events than they improve the under-estimated rainfall.

Meanwhile, SAFRAN slightly underestimates ET_0 mostly during the summer season, with a bias reaching 1 mm/day, a consequence of too weak wind speeds and solar radiation (Boulard et al., 2015). The combination of ET_0 errors in SAFRAN and the low or dry biases of the post-corrected WRF over northern Burgundy, where are located common Beech stands, contributes to explain this underestimation of the REW. Other potential contributing factors explaining the poor improvement of the model performance to reproduce the annual cycle of the soil water deficit will be discussed below.

3.2.2 Computation of the Soil Water Deficit Indexes (SWDI)

Since SWDI corresponds to the sum of the daily deviation between the REW and the critical value of 40%, it is both the timing and frequency of the 40% REW threshold crossings that determine the capability of the WRF model to produce a consistent SWDI.

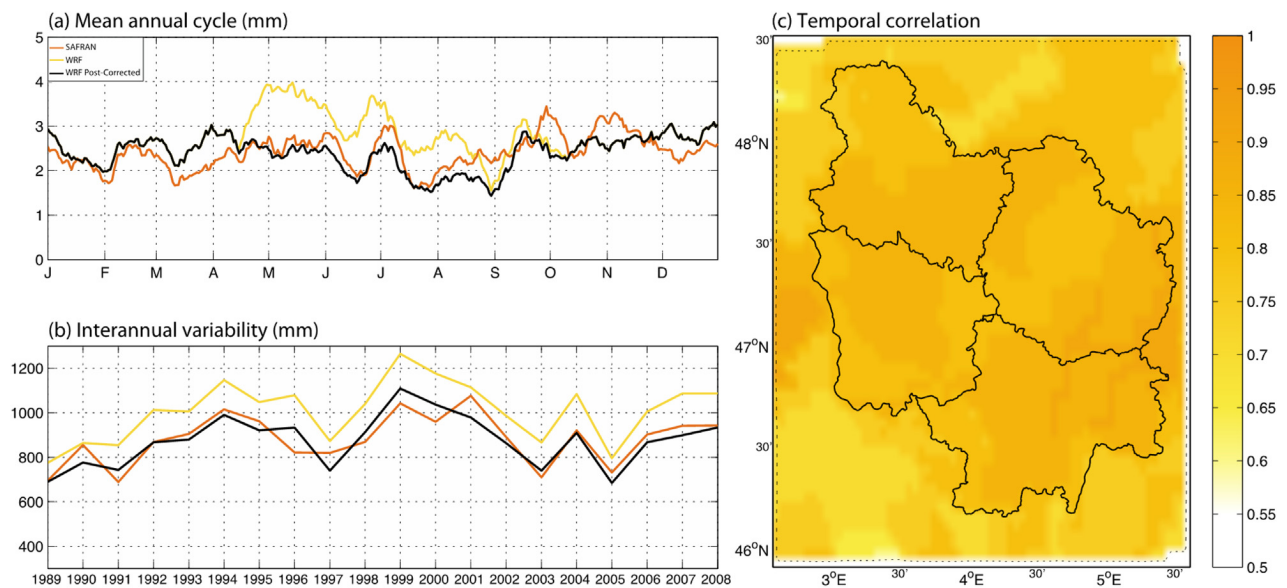


Fig. 5. **a:** Daily precipitation mean annual cycle (mm), averaged spatially over Burgundy for raw WRF exp. (yellow curve), post-corrected WRF (black curve), and SAFRAN analyses (orange curve) period 1989–2008. **b:** As **a** but for the interannual variations of annual precipitation (mm). Color scale identical to **a**. **c:** Correlation between annual precipitation amounts simulated by post-corrected WRF and SAFRAN analyses, period 1989–2008. All correlations are significant at $P=0.95$ according to a Bravais-Pearson test. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

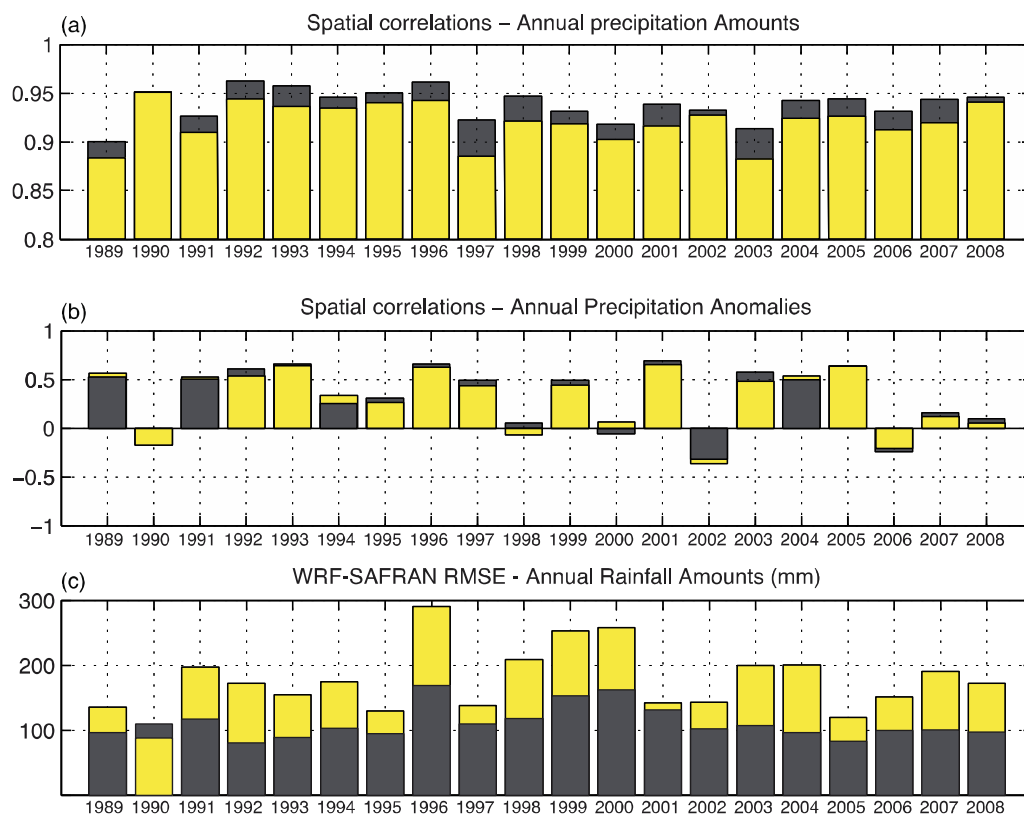


Fig. 6. **a:** Spatial correlations between raw WRF and SAFRAN (yellow) and post-corrected WRF and SAFRAN (black) annual precipitation amounts, computed over all grid points. **b:** The same but for annual precipitation anomalies, calculated after removal of the climatological mean precipitation amount in each grid point. **c:** Precipitation RMSE (mm) computed over all grid points. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Figs. 7b and 8b present the annual averaged SWDI computed with raw WRF, post-corrected WRF and SAFRAN data averaged respectively for the 30 Douglas-fir and 57 Beech stands. For Douglas-fir stands (Fig. 7b), the differences between the REW computed from WRF and SAFRAN are relatively small (Fig. 7a), but

strong errors in the SWDI nonetheless appear between the three datasets. The interannual variability of SWDI is poorly reproduced by WRF ($r=0.41$ with SAFRAN). Post-correcting WRF rainfall results in a quasi-negligible improvement of the SWDI interannual variability (with correlations increasing to 0.45). The most noticeable

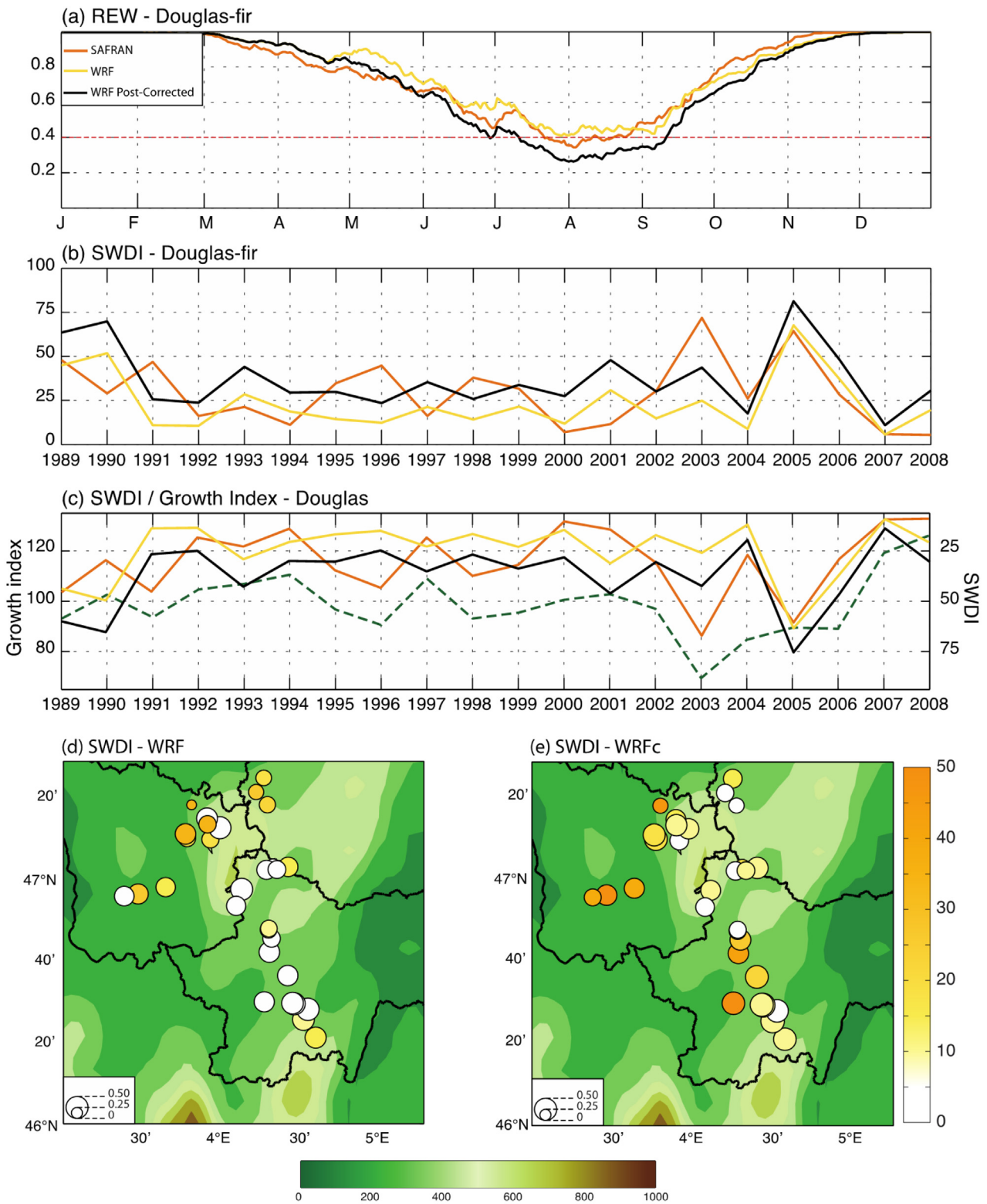


Fig. 7. a: Mean annual cycle (1989–2008, average of the 30 Douglas-fir stands) of the REW computed from WRF (yellow curve), SAFRAN (orange curve), and post-corrected WRF (black curve). b: Yearly mean intensity of the SWDI for the 30 Douglas-fir stands computed with raw WRF (yellow curve), SAFRAN (orange curve), post-corrected WRF (black curve) data, period 1989–2008. c: Interannual variations in the Douglas-fir growth index (green dashed curve) and mean SWDI computed with raw WRF (yellow curve), SAFRAN (orange) and post-corrected WRF precipitation (black curve), period 1989–2008. Note that SWDI times-series (right axis) are inverted. d: Mean percentage difference (colors) and correlations (circle size) between SWDI computed with Biljou® using raw WRF and SAFRAN climatic input for the 30 Douglas-fir stands. e: As in d: but for post-corrected WRF. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

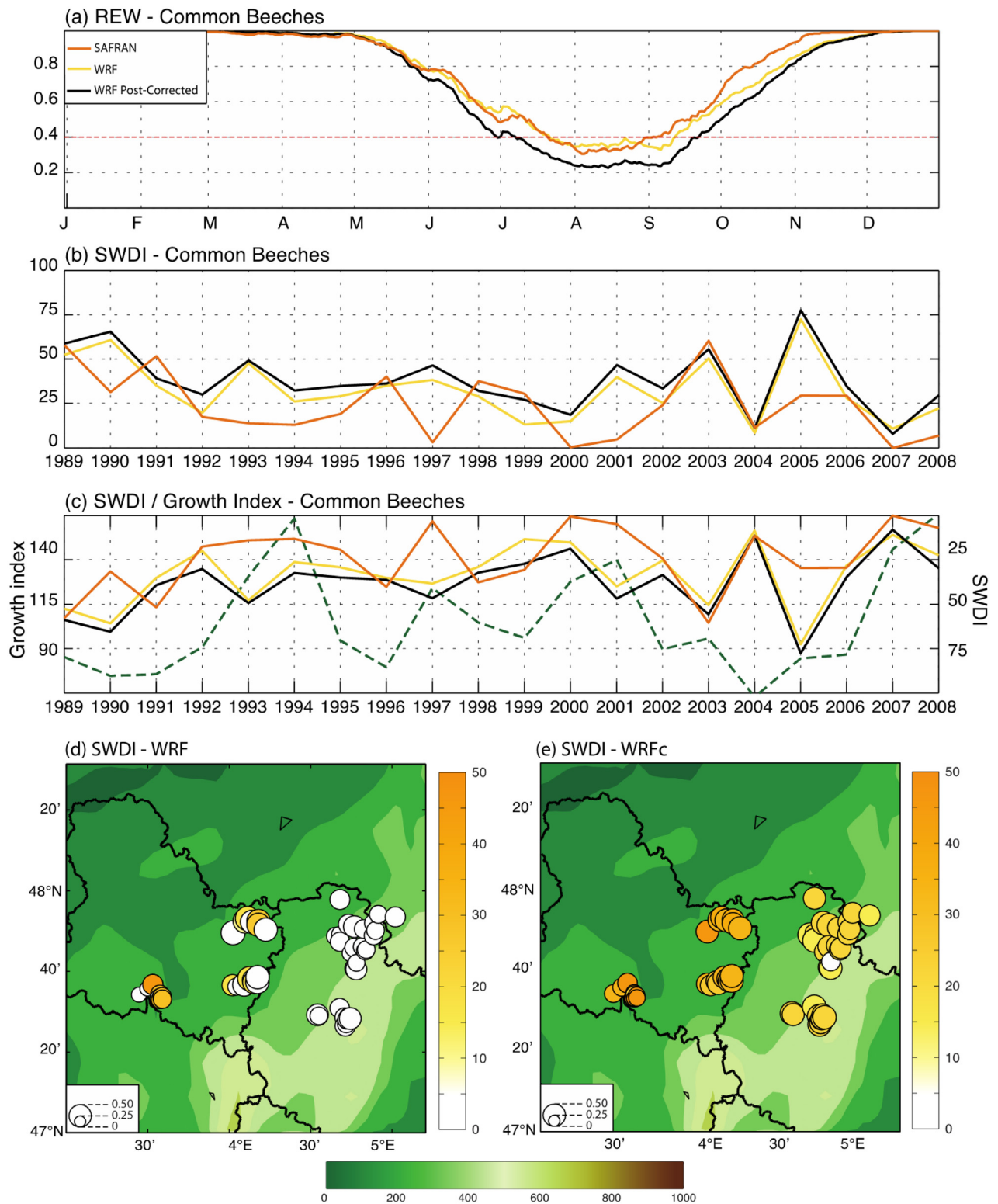


Fig. 8. As Fig. 7 but for common Beech stands.

differences between raw and post-corrected WRF are found in the SWDI intensity, which is larger when selecting post-corrected precipitation. This result also holds for Beech stands (Fig. 8b). In accordance with the REW underestimation (Fig. 8a), the post-corrected precipitation generates a stronger SWDI than SAFRAN. The post-correction marginally increases the interannual correlations (from $r = 0.47$ to 0.48).

It is known that annual soil water deficit strongly reduces tree ring growth (Lebourgeois et al., 2005; Sergent et al., 2012) for both tree species. For common Beech, cumulated water shortages experienced by the trees between the beginning of the vegetative period and the end of July during both the current year and the previous year can explain up to 67% of the radial growth over the 1960–2012 period (Asse, 2013). The interannual variations in the growth index

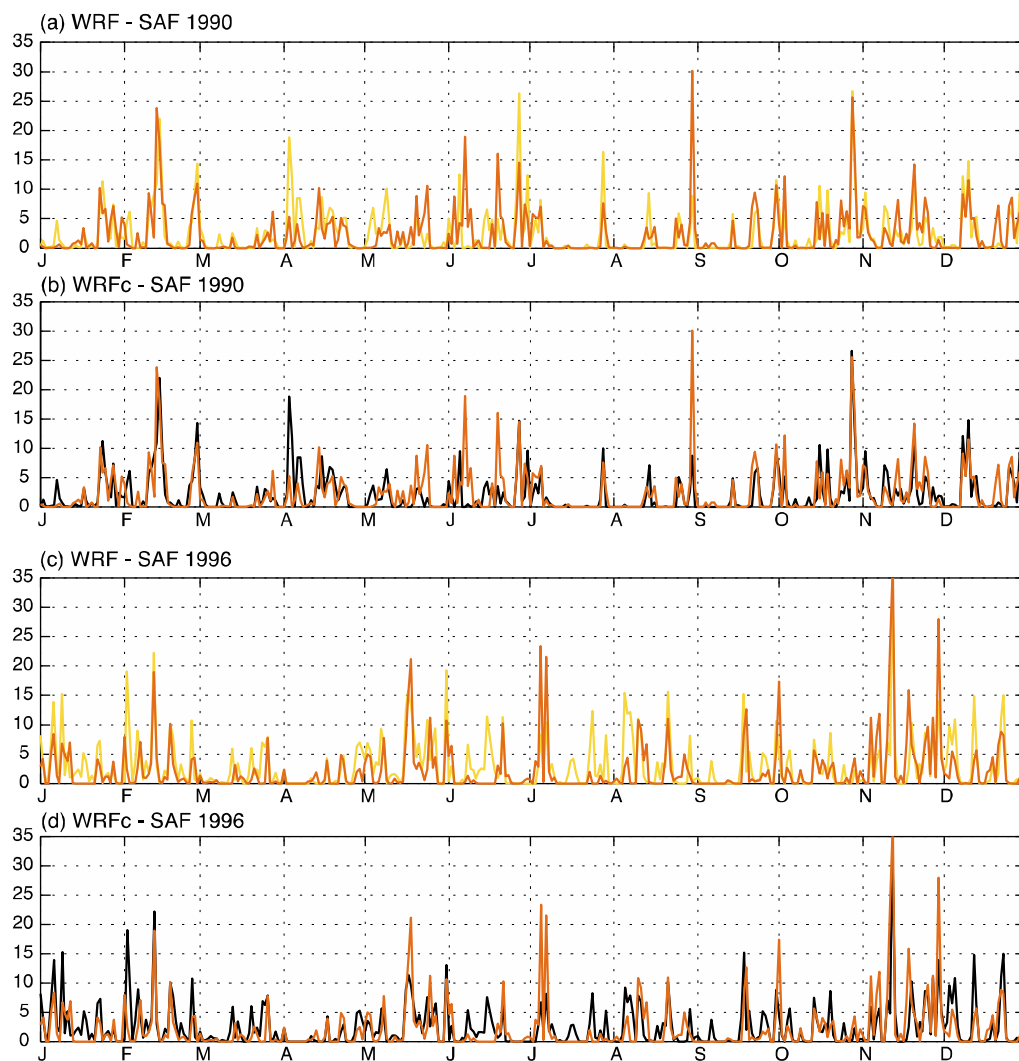


Fig. 9. **a:** Time-series of 1990 daily precipitation (mm) simulated by WRF (yellow curve) and SAFRAN (orange curve), averaged over the whole Burgundy. **b:** As **a** but for post-corrected WRF data (black curve). **c:** as **a** for 1996. **d** as **b** for 1996. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Table 2

Correlations between annual SWDI and radial tree growth indexes over the period 1989–2008. SWDI is computed from SAFRAN (SAF), raw WRF (WRF), post-corrected WRF (WRFpc) precipitation data. GiD represents the Douglas-fir radial growth index. GiB represents the common Beech radial growth index for the year y and for the year $y-1$.

	SAF	WRF	WRFpc
GiD	-0.80	-0.21	-0.30
GiB y	-0.64	-0.22	-0.32
GiB $y-1$	-0.53	-0.47	-0.50

(Section 2.4) are negatively correlated with interannual variations in the SWDI (Sergent et al., 2012). Figs. 7c and 8c present the inter-annual variations of the Douglas-fir (GiD – Fig. 7c) and common Beech (GiB – Fig. 8c) growth indexes and SWDI computed from the three climatic datasets. Interannual variations in GiD mirror the SWDI computed from SAFRAN, the correlation reaching $r = -0.80$ (Table 2). It is much weaker for WRF uncorrected data ($r = -0.21$). The post-correction does not lead to a significant improvement ($r = -0.30$). Results do not show major differences when working on the GiB and soil water deficit indexes for the same year (Fig. 8c). GiB is highly correlated with the SWDI (Table 2 – $r = -0.64$). This relationship is much weaker with WRF data, either raw ($r = -0.22$)

or post-corrected ($r = -0.32$). In both cases the correlations do not reach the 95% statistical significance level. WRF data show more encouraging results between the growth index and the previous year ($y-1$) SWDI (Table 2). Raw WRF data is actually quite skilful at reproducing the one-year lag correlation between GiB and SWDI ($r = -0.47$ for WRF SWDI against $r = -0.53$ for SAFRAN). The post-correction again slightly improves the correlations ($r = -0.50$).

Post-correcting WRF-simulated precipitation does not significantly improve the relationship between the tree growth and the soil water deficit indexes. Although it sensibly reduces biases in precipitation amounts, the quantile-mapping bias correction is not sufficient to allow for a realistic simulation of SWDI for both Douglas-fir and common Beech stands. For Douglas-fir stands, differences between the mean SWDI computed with WRF and SAFRAN (Fig. 7d) present a heterogeneous distribution with larger differences (ranging from 10 to 35%) over the northeastern and some of northwestern locations, on both sides of the Morvan massif, while smaller differences (<10%) are located in the center and southern part of the domain. Interannual variations of SWDI for the 30 Douglas-fir stands and using WRF data and SAFRAN as climatic input present an average correlation of 0.34 over the period 1989–2008, with higher and significant correlations found for

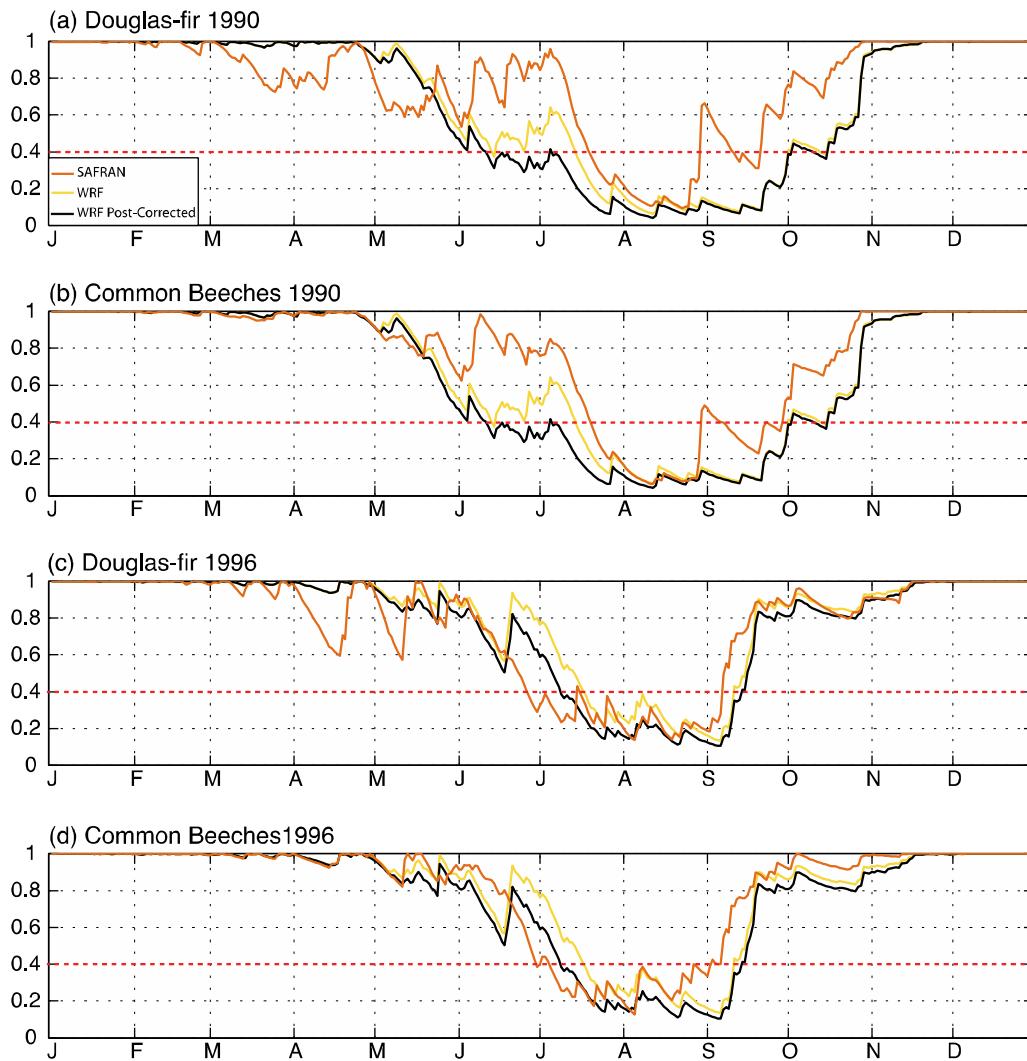


Fig. 10. a: Mean annual cycle (average of the 30 Douglas-fir stands) of the REW computed from WRF (yellow curve), SAFRAN (orange curve), and post-corrected WRF (black curve) for 1990. b: same as a for the 57 common Beech stands. c: same as for 1996. d: same b for 1996. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

stands located on the southern and windward side of the Morvan massif. Post-correcting WRF outputs leads to an overall improvement of the correlation ($r=0.39$) with SAFRAN (Fig. 7e). Yet, this slightly increases the differences between mean SWDI for numerous stands (mostly concerning the southern and western stands) that presented small errors when using raw WRF outputs as a climate forcing, while it slightly reduces the differences for the northernmost stands. When working on Beech stands SWDI (Fig. 8d and e), the post-correction slightly improves the correlation for almost every stand ($r=0.36$ to $r=0.43$) but generates an overall increase of the SWDI differences (reaching 40%) in the westernmost stands.

4. Discussion

The poor skill of WRF rainfall, even after a statistical bias-correction, to simulate a realistic summer soil water depletion is troublesome if one is to use these climate outputs in impact studies on tree growth, because radial growth limitation depends on the date of establishment of the summer water deficit. The present section examines the possible causes of this deficiency. Two main aspects should be considered: (i) heavy precipitation events, poorly reproduced by WRF while directly affecting the dura-

tion of droughts episodes (Gómez-Navarro et al., 2014); and/or (ii) the timing and phasing of high-frequency (transient) precipitation variability, which could sensibly differ in WRF compared to observations (and probably the forcing reanalyses), and could result in unrealistic wet and dry sequences at synoptic and intraseasonal scales.

In order to evaluate the skill of the simulation in reproducing the timing and severity of heavy rainfall events, we first use a contingency table comparing the daily rainfall amounts synchronously between SAFRAN and WRF (Table 3). WRF tends to produce a quite realistic distribution of the classes of daily precipitation over the 1989–2008 period as a whole. For light (from 1 to 5 mm) daily precipitation intensities, WRF shows a good skill but produces fewer dry and drizzle days (<1 mm) compared to SAFRAN. The bias correction improves the latter, reducing the difference with SAFRAN from 339 to 196 days. Raw WRF also tends to produce too many medium (from 5 to 15 mm) and heavy precipitation days (>15 mm), some of them corresponding to dry or drizzle days in the SAFRAN times-series. This bias is strongly reduced after the post-correction. However, the opposite situation, *i.e.* dry conditions simulated by WRF under very wet conditions (top right corner in Table 3) is unchanged after the post-correction. Although these are not very common instances, these wet events may result, when occurring

Table 3
Contingency table between raw WRF (rows – red), post-corrected WRF (rows – blue) and SAFRAN (columns) daily precipitation amounts (mm) data averaged over Burgundy and sorted by classes over the period 1989–2008 (7300 days). *p* corresponds to the *p* value for the χ^2 test statistic. (For interpretation of the references to colour in this table legend, the reader is referred to the web version of this article.)

WRF & WRF _{pc} / SAF	<1	>=1 & <5	>=5 & <10	>=10 & <15	>=15 & <20	>20	Total
<1	3130	511	114	16	8	1	3780
	3212	556	124	22	8	1	3923
>=1 & <5	761	895	275	67	13	7	2018
	732	945	309	74	16	7	2083
>=5 & <10	168	391	311	89	26	6	991
	147	344	309	103	32	9	944
>=10 & <15	50	91	114	68	24	12	359
	25	67	98	55	20	11	276
>=15 & <20	6	26	34	24	13	7	110
	2	9	13	13	8	5	50
>20	4	11	7	10	5	5	42
	1	4	2	7	5	5	24
Total	4119	1925	855	274	89	38	7300
						$\chi^2=3410.9$	<i>p</i> =0
						$\chi^2=3465.1$	<i>p</i> =0

e.g. in the middle of a dry spell during the warm season (as would be the case for an isolated storm), in increased soil moisture conditions. The absence of some of these events in WRF may result in a persistent soil water deficit, hence an overestimation of SWDI. The contingency table tends to show that WRF is capable to reproduce the severity of the events, especially after the post-correction, but still presents some difficulties to simulate a realistic timing.

We examine and discuss next some of the factors that could cause the low WRF ability to reproduce the temporal distribution of rainfall through two case studies chosen as two years with contrasted performance in the simulation of precipitation. 1990 and 1996 were selected because they exhibit respectively the lowest (9 mm) and the highest (257 mm) annual precipitation amount differences between SAFRAN and WRF, and also the highest overestimation and underestimation of the SWDI over the forest stands.

In 1990 (Fig. 9a), WRF precipitation amount (864 mm) averaged over Burgundy is similar to SAFRAN (855 mm). The daily precipitation time-series are also highly correlated ($r=0.67$). WRF performs well to reproduce wet spells and their intensity in winter, but shows as expected more difficulties in spring and summer. During the convective period, WRF overestimates rainfall amounts during most rainy days. Yet, some rainy days in SAFRAN are not simulated or are too dry in WRF (e.g. from June 15–20 and in late August). In 1996 (Fig. 9c), WRF strongly overestimates the annual precipitation amount (1079 mm against 882 mm for SAFRAN), due to a quasi-systematic overestimation of wet spells throughout the year. The daily precipitation times-series are significantly correlated ($r=0.65$). However, WRF simulates too many rainy days, corresponding to dry days or light rainy days in SAFRAN, mainly occurring in summer. As 1990, WRF generally succeeds at simulating heavy rainy days in summer and fall, in spite of biased intensities.

Fig. 10 shows that the failure of WRF is mainly attributable to its inability to correctly reproduce some rainfall events and their intensity, rather than a shift in the reproduction of dry and wet sequences by the model. In 1990, two major rainy events occur in SAFRAN (in early June and late August) allowing for a partial recovery of the water storage of forest stands (Fig. 10a and b). These

events are far too dry in WRF, leading to an underestimated REW and thus to biased SWDI duration and intensity.

For 1990, the QM method (Fig. 9b) produces a dry bias (–79 mm) in WRF, with the annual amount decreasing to 776 mm (against 855 mm for SAFRAN and 864 mm for raw WRF), suggesting for this year an obvious over-correction. The correlation between the simulated and SAFRAN daily time-series is barely modified ($r=0.69$ instead of 0.67 for raw WRF). In 1996, the post-correction allows reducing the annual precipitation bias to 111 mm (vs. 197 mm) and leaves the daily correlation unchanged ($r=0.67$, vs. 0.65 before correction). The post-correction tends to reduce rainy events differences over the whole year against SAFRAN but also leads to reduce the rainy events already underestimated by WRF (e.g. in early June). These changes fail at fully correcting the 1996 wet bias, which explains why the simulated dry spells during which the REW is below the 40% threshold remain too short (Fig. 10c and d). For example, WRF generates rainy events during the middle of June, not found in the SAFRAN chronology, allowing a partial recovery of the water storage for both species. Those events lead to a start of the soil water deficit period postponed to the middle of July while it starts in late June with respect to SAFRAN.

Contingency tables (Tables 4 and 5) show that WRF is capable to reproduce the timing of the classes of precipitation in both years. In 1990 (Table 4), WRF produces a rather realistic number of dry days. However, it generates too many drizzle days (≥ 1 and < 5 mm) and tends to underestimate rainy days for almost every class. In 1996 (Table 5), WRF rainfall shows excesses in all classes, except dry days and heaviest rainfall events (> 20 mm). The QM method (Table 5) mostly reduces the number and intensities of rainy days. Nevertheless, some important errors remain, including important dry biases during heavy rainfall conditions. In 1990 and 1996, 7 days received more than 20 mm in SAFRAN but 1–15 mm in post-corrected WRF. These errors strongly affect the water storage recovery and may delay the water storage draining. WRF detects all occurrences of extreme event (none of the 9 corresponding days belonging to the dry class), but generally underestimates associated amount. Thus, the QM method does not significantly improve the realism of extreme convective events in WRF simulations.

Table 4

Contingency table between raw WRF (row – red: 1990; row – blue: 1996) and SAFRAN (columns) daily precipitation amounts (mm) data averaged over Burgundy and sorted by classes. *p* corresponds to the *p* value for the χ^2 test statistic. (For interpretation of the references to colour in this table legend, the reader is referred to the web version of this article.)

WRF 90&96/SAF	<1	>=1 & <5	>=5 & <10	>=10&<15	>=15&<20	>20	Total	
<1	174	22	6	0	1	0	203	
	152	22	3	0	0	0	177	
>=1 & <5	36	46	19	2	1	0	104	
	53	47	5	2	2	1	110	
>=5 & <10	3	15	19	2	0	1	40	
	12	23	10	2	0	1	48	
>=10 & <15	1	4	2	4	1	1	13	
	3	5	6	4	0	3	21	
>=15 & <20	0	0	2	0	0	0	2	
	0	2	2	3	0	0	7	
>20	0	0	0	1	1	1	3	
	0	0	0	0	1	1	2	
Total	214	87	48	9	4	3	365	
	220	99	26	11	3	6	365	
							$\chi^2=309.96$	<i>p</i> =0
							$\chi^2=291.58$	<i>p</i> =0

Table 5

Contingency table between post-corrected WRF (row – red: 1990; row – blue: 1996) and SAFRAN (columns) daily precipitation amounts (mm) data averaged over Burgundy and sorted by classes. *p* corresponds to the *p* value for the χ^2 test statistic. (For interpretation of the references to colour in this table legend, the reader is referred to the web version of this article.)

WRFpc 90&96/SAF	<1	>=1 & <5	>=5 & <10	>=10 & <15	>=15 & <20	>20	Total	
<1	177	22	7	0	1	0	207	
	159	21	3	0	0	0	183	
>=1 & <5	35	50	19	2	1	0	107	
	48	55	6	2	2	1	114	
>=5 & <10	1	14	18	3	0	1	37	
	13	19	11	4	0	3	50	
>=10 & <15	1	1	3	4	1	1	11	
	0	3	4	5	0	1	13	
>=15 & <20	0	0	1	0	0	0	1	
	0	1	2	0	0	0	3	
>20	0	0	0	0	1	1	2	
	0	0	0	0	1	1	2	
Total	214	87	48	9	4	3	365	
	220	99	26	11	3	6	365	
							$\chi^2=351.94$	<i>p</i> =0
							$\chi^2=302.82$	<i>p</i> =0

The phasing of transient climate variability, which is not improved by QM (Thiemeßl et al., 2011), could become a major issue for impact studies, especially for non-linearly derived indices such as threshold-based indexes. This issue is explored in Fig. 11. As Fig. 5, it presents the average annual cycle (Fig. 11a) and the interannual variability of precipitation simulated by SAFRAN and WRF. We constructed two additional time series, corresponding to the raw WRF and post-corrected WRF, which were reordered to fit to the SAFRAN distribution over the period 1989–2008. When working

on the reordered WRF data, both annual cycles fit almost perfectly ($r=0.99$). Since the post-corrected WRF data presents a residual precipitation bias of -0.01 mm/day, the post-corrected reordered WRF annual cycle exactly fit to SAFRAN. These results are also verified at the interannual timescale (Fig. 11b). This logically leads to an improvement of the REW and SWDI (not shown) since the primary differences between SAFRAN and post-corrected WRF were related to the failure of the model to reproduce an accurate annual cycle. As expected, reordered raw WRF rainfall are characterized by

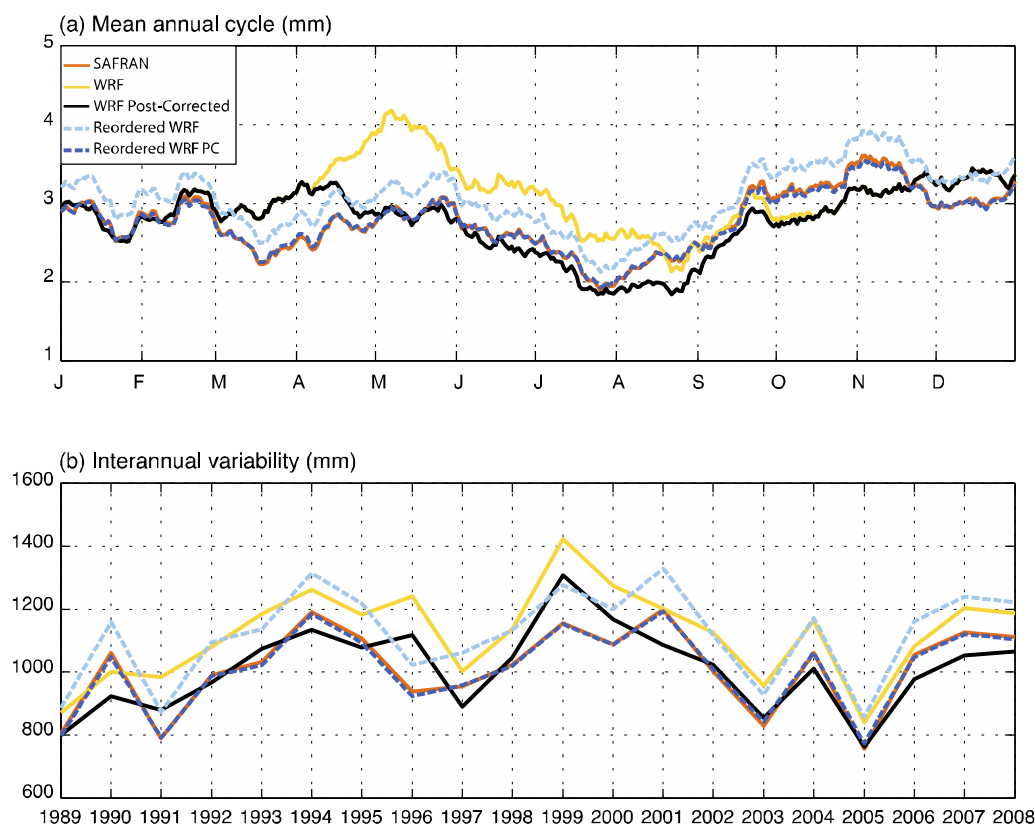


Fig. 11. a: Daily precipitation mean annual cycle (mm), averaged spatially over Burgundy for raw WRF exp. (yellow curve), post-corrected WRF (black curve), SAFRAN analyses (orange curve), reordered raw WRF (The dashed light blue curve) and reordered post-corrected WRF (dashed dark blue curve) period 1989–2008. As a but for the interannual variations of annual precipitation (mm). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

a systematic wet bias reducing the number of 40% REW threshold crossing. Thus, improvements in the REW and SWDI temporal variability are lesser than with the quantile mapping post-correction.

Thus, two types of model errors, occurring independently, are of primary importance for impact studies: (i) the timing of transient climate variability that controls the duration and the number of consecutive days exposed to a water stress; (ii) the probability density function of daily rainfall that controls the number of 40% REW threshold crossing and then, SWDI intensity.

5. Conclusion

Assessing the regional impacts of climate variability on the water balance requires reliable observational data representative of a given geographical area. Unfortunately such data is often unavailable at fine scales. Regional climate models can constitute a potential alternative to scarce observational networks and for applications involving future climate projections (Bell et al., 2011). Nonetheless, their usefulness is questioned by the realism of their simulated climate, especially precipitation. Using the state-of-the-art RCM WRF driven by ERA-Interim reanalyses, this study attempts to document the skill of the model for regionalizing all the components used to compute soil water balance, requested for many impact studies. Here, the downscaled results are compared with the SAFRAN meso-scale analyses that present low discrepancies with observations for precipitation, and compensate the lack of available observation to compute water flux and soil water availability. Like most current climate models, WRF shows strong limitations for simulating precipitation, especially of convective nature. Although the magnitude of WRF errors may be considered in first approximation as satisfactory for regional climate studies,

our results suggest that, for the simulation of soil water availability (and its consequences on forest health and productivity, the example used in this study), such biases cannot be neglected, and require a post-correction in order to obtain reliable estimators of local-scale bioclimatic conditions.

The so-called quantile mapping post-correction uses the empirical cumulative distributions of the observed and modelled precipitation, reduces most systematic biases in the statistical distribution of the variable to be corrected (daily precipitation in the present study), and also improves the adjustments of extremes. The method modifies each RCM precipitation event by first calculating the probability of the event. The downscaled precipitation amount is then modelled as the observed precipitation with the same probability (Wetterhall et al., 2012). In this study, the QM method is applied over the convective period, which corresponds to the vegetative season for both common Beech and Douglas-fir over Burgundy. It allows for major improvements of precipitation in terms of seasonal and interannual variability, and also leads to more realistic annual amounts and spatial distribution. In spite of the usefulness of the QM method to produce realistic precipitation distributions, there still remains a deficiency in the simulated precipitation that prevents to use it for impact studies. This is demonstrated by the fact that key indicators of the water balance, such as the extractable water and soil water deficit index, remain poorly reproduced even after applying the post-correction to the precipitation data. Hence, the simulated precipitation, after the post-correction, is inappropriate for computing radial growth, the interannual variability of which is strongly dependent upon actual SWDI.

Our results suggest that, for impact studies, biases in the timing/temporality of precipitation (especially in the intra-seasonal

distribution of the rains), not corrected by the quantile mapping procedure, is yet of primary importance. Although the QM method allows producing more realistic precipitation as a whole, it still features deficiencies in the day-to-day timing of precipitation, a statement particularly true as far as some severe droughts or high intensity events (corresponding to consecutive dry or heavy precipitation days) are concerned. This denotes either stochastic and unpredictable rainfall events in the model (as would be the case for instance for isolated storms in the summer period), or possible timing errors in the transient variability simulated by the model.

A first way to improve the simulation of precipitation would be to use more sophisticated model output statistics techniques, as a distribution scaling using a fitted gamma distribution conditioned on objectively classified Lamb weather types (Wetterhall et al., 2012) or a nested multisite daily rainfall stochastic generation model in order to improve the precipitation temporal characteristics (Srikanthan and Pegram, 2009). A second way would be an improvement of the simulated precipitation physically through finer cloud-resolving downscaling exercises. Finally, a third way would be to use relaxation terms in the model prognostic equations (nudging: Heikkilä et al., 2010; Glisan et al., 2013; Pohl and Crétaf, 2014) to prescribe transient variability with a more realistic phasing compared to the observed time series.

Acknowledgments

The authors thank A. Witterongel, A. Auffray and D. Thevenin, who provided observation data. WRF was provided by the University Corporation for Atmospheric Research website (for more information see http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/download/get_source.html). Biljou[®] is a web application freely provided by the Forest Ecology and Ecophysiology Unit from INRA (<https://appgeodb.nancy.inra.fr/biljou/>). SAFRAN data were provided by Météo-France. ERA-Interim data were provided by the ECMWF. Calculations were performed using HPC resources from DSI-CCUB, université de Bourgogne.

References

- Allen, C.D., Macalady, A., Chenchouni, H., Bachelet, D., McDowell, N., Venetier, M., Gonzales, P., Hogg, T., Rigling, A., Breshears, D., Hogg, E.H., Gonzalez, P., Fensham, R., Zhang, Z., Castro, J., Demidova, N., Lim, J.H., Allard, G., Running, S.W., Semerci, A., Cobb, N., 2010. A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forests. *For. Ecol. Manage.* 259, 660–684.
- Amengual, A., Homar, V., Romero, R., Alonso, S., Ramis, C., 2012. A statistical adjustment of regional climate model outputs to local scales: application to platja de palma, Spain. *J. Clim.* 25, 939–957.
- Asse, D., 2013. Etude dendroclimatique du hêtre (*fagus sylvatica* L.) sur les plateaux calcaires de Bourgogne: Analyses des incertitudes générées par les modèles climatiques à maille fine. MSc Thesis. INRA.
- Badeau, V., Dupouey, J.L., Cluzeau, C., Drapier, J., Le Bas, C., 2010. Climate change and the biogeography of French tree species: first result and perspectives. Forests, carbon cycle and climate change. Editions Quae, c/o INRA. Loustau, D., Versailles, France, pp. 231–252.
- Bell, V.A., Gedney, N., Kay, A.L., Smith, R.N.B., Jones, R.G., Moore, R.J., 2011. Estimating potential evaporation from vegetated surfaces for water management impact assessments using climate model output. *J. Hydrometeorol.* 12, 1127–1136.
- Berrisford, P., Dee, D.P., Fielding, K., Fuentes, M., Källberg, P., Kobayashi, S., Uppala, S.M., 2009. The ERA-Interim Archive. ERA Report Series, No. 1 ECMWF: Reading, UK.
- Betsch, P., Bonal, D., Breda, N., Montpied, P., Peiffer, M., Tuzet, A., Granier, A., 2010. Drought effects on water relations in beech: The contribution of exchangeable water reservoirs. *Agric. For. Meteorol.* 151 (5), 531.
- Boé, J., Terray, L., Habets, F., Martin, E., 2007. Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *Int. J. Climatol.* 27, 1643–1655.
- Boulard, D., Castel, T., Camberlin, P., Sergent, A.S., Bréda, N., Badeau, V., Rossi, A., Pohl, B., 2015. Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water balance computation: a case study over northeastern France. *Clim. Dyn.*, 1–28.
- Bréda, N., Badeau, V., 2008. Forest tree responses to extreme drought and some biotic events: towards a selection according to hazard tolerance? *CR Geosci.* 340, 651–662.
- Bréda, N., Huc, R., Granier, A., Dreyer, E., 2006. Temperate forest trees and stands under severe drought: a review of ecophysiological responses, adaptation processes and long-term consequences. *Ann. For. Sci.* 63, 625–644.
- Brisson, N., Levraut, F., 2010. Changement climatique, agriculture et forêt en France: simulations d'impacts sur les principales espèces. Le Livre vert du projet CLIMATOR, ADEME Editions, 334p.
- Castel, T., Xu, Y., Richard, Y., Pohl, B., Crétaf, J., Thévenin, D., Cuccia, C., Bois, B., Roucou, P., 2010. Assessment of Dynamic Downscaling of the Continental East French Regional Climate at high-resolution using the ARW/WRF model, AIC, 107–112.
- Chen, F., Dudhia, J., 2001. Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling-system. Part I: model description and implementation. *Mon. Weather Rev.* 129, 569–585.
- Christensen, J.H., Hewitson, B., Busiuc, A., Chen, A., Gao, X., Held, R., Jones, R., Kolli, R.K., Kwon, W.K., Laprise, R., Rueda, V., Mearns, L., Menendez, C.G., Räisänen, J., Rinke, A., Sarr, A., Whetton, P., Arritt, R., Benestad, R., Beniston, M., Bromwich, D., Caya, D., Comiso, J., de Elia, R., Dethloff, K., 2007. Regional Climate Projections. Climate Change, 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. University Press Cambridge 847–940 (Chapter 11).
- Ciais, P., Reichstein, M., Viovy, N., Granier, A., Ogee, J., Allard, V., Aubinet, M., Buchmann, N., Bernhofer, C., Carrar, A., Chevallier, F., De Noblet, N., Friend, A.D., Friedlingstein, P., Grunwald, T., Heinesch, B., Keronen, P., Knohl, A., Krinner, G., Loustau, D., Manca, G., Matteucci, G., Miglietta, F., Ourcival, J.M., Papale, D., Pilegaard, K., Rambal, S., Seufert, G., Soussana, J.F., Sanz, M.J., Schulze, E.D., Vesala, T., Valentini, R., 2005. Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature* 437 (7058), 529–533.
- Déqué, M., 2007. Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: model results and statistical correction according to observed values. *Global Planet. Change* 57, 16–26.
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balsameda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Holm, E.V., Isaksen, I., Kallberg, P., Kohler, M., Matricardi, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thepaut, J.-N., Vitart, F., 2011. The ERA-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 553–597, <http://dx.doi.org/10.1002/qj.828>.
- Dudhia, J., 1989. Numerical study of convection observed during the winter experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.* 46, 3077–3107.
- Durand, Y., Laternser, M., Giraud, G., Etchevers, P., Lesaffre, B., Mérindol, L., 2009. Reanalysis of 44 years of climate in the French Alps (1958–2002): methodology, model validation, climatology and trends for air temperature and precipitation. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 48, 429–449, <http://dx.doi.org/10.1175/2008JAMC1808.1>.
- Fowler, H.J., Blenkinsop, S., Tebaldi, C., 2007. Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *Int. J. Climatol.* 27, 1547–1578.
- Friedl, M.A., McIver, D.K., Hodges, J.C.F., Zhang, X.Y., Muchoney, D., Strahler, A.H., Woodcock, C.E., Gopal, S., Schneider, A., Cooper, A., Baccini, A., Gao, F., Schaaf, C., 2002. Global land cover mapping from MODIS: algorithms and early results. *Remote Sens. Environ.* 83, 287–302.
- Gómez-Navarro, J.J., Werner, J., Wagner, S., Zorita, E., Luterbacher, J., 2014. Precipitation in the past millennium in europe-extension to roman times. In: Paul, A., Schulz, M. (Eds.), *Integrated Analysis of Interglacial Climate Dynamics (INTERDYNAMIC)*. Springer Briefs in Earth System.
- Gandois, L., Nicolas, M., van der Heijden, G., Probst, A., 2010. The importance of biomass net uptake for a trace metal budget in a forest stand in north-eastern France. *Sci. Total Environ.* 408 (23), 5870–5877.
- Giorgi, F., Mearns, L.O., 1991. Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Rev. Geophys.* 29 (2), 191–216, <http://dx.doi.org/10.1029/90rg02636>.
- Glisan, J.M., Gutowski Jr, W.J., Cassano, J.J., Higgins, J.J., 2013. Effects of spectral nudging in WRF on Arctic temperature and precipitation simulations. *J. Clim.* 26 (12), 3985–3999.
- Granier, A., Bréda, N., Biron, P., Villette, S., 1999. A lumped water balance model to evaluate duration and intensity of drought constraints in forest stands. *Ecol. Mod.* 116, 269–283.
- Granier, A., Reichstein, M., Bréda, N., et al., 2007. Evidence for soil water control on carbon and water dynamics in European forests during the extremely dry year: 2003. *Agric. For. Meteorol.* 143, 123–145.
- Gudmundsson, L., Bremnes, J.B., Haugen, J.E., Engen Skaugen, T., 2012. Technical note: downscaling RCM precipitation to the station scale using quantile mapping—a comparison of methods. *Hydrol. Earth Syst. Discuss.* 9, 6185–6201, <http://dx.doi.org/10.5194/hessd-9-6185-2012>.
- Heikkilä, U., Sandvik, A., Sorterberg, A., 2010. Dynamical downscaling or ERA-40 in complex terrain using WRF regional Climate model. *Clim. Dyn.*, <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-010-0928-6>.
- Hewitson, B.C., Crane, R., 2006. Consensus between GCM climate change projections with empirical downscaling: precipitation downscaling over South Africa. *Int. J. Climatol.* 26, 1315–1337.

- Hong, S.Y., Noh, Y., Dudhia, J., 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Weather Rev.* 134, 2318–2341.
- IPCC, 2007. In: Core Writing Team, Pachauri, R.K., Reisinger, A. (Eds.), *Climate Change: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC, Geneva, Switzerland.
- Kain, J.S., 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. *J. Appl. Meteorol.* 43, 170–181.
- Lévy, G., Becker, M., Lefevre, Y., Schipfer, R., 1987. Le dépérissement du sapin dans les Vosges: rôle primordial de déficits d'alimentation en eau. *Ann. For. Sci.* 44, 403–416.
- Laprise, R., 2008. Regional climate modelling. *J. Comput. Phys.* 227, 3641–3666.
- Lebourgeois, F., Bréda, N., Ulrich, E., Granier, A., 2005. Climate-tree-growth relationships of european beech (*Fagus sylvatica* L.) in the french permanent plot network (RENECOFOR). *Trees* 19, 385–401.
- Lebourgeois, F., Pierrat, J.C., Godfroy, P., Ulrich, E., Cecchini, S., Lanier, M., 2006. Phénologie des peuplements du réseau RENECOFOR: Variabilité entre espèces et dans l'espace, et déterminisme climatique. *RDV Techn.* 13, 23–26.
- Lorenz, M., Fischer, R., Becher, G., Granke, O., Riedel, T., Roskams, P., Nagel, H.D., Kraft, P., 2007. *Forest Condition in Europe. 2007 Technical Report (ICP)*. BFH, Hamburg.
- Loustau, D., Bosc, A., Colin, A., Ogée, J., Davi, H., François, C., Dufrière, E., Déqué, M., Cloppet, E., Arrouays, D., Le Bas, C., Saby, N., Pignard, G., Hamza, N., Granier, A., Bréda, N., Ciais, P., Viovy, N., Delage, F., 2005. Modeling climate change effects on the potential production of French plains forests at the sub-regional level. *Tree Physiol.* 25 (7), 813–823.
- Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A.M., Chandler, R.E., Kendon, E.J., Widmann, M., Brienen, S., Rust, H.W., Sauter, T., Themeßl, M., Venema, V.K.C., Chun, K.P., Goodess, C.M., Jones, R.G., Onof, C., Vrac, M., Thiele-Eich, I., 2010. Precipitation downscaling under climate change: recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Rev. Geophys.* 48, <http://dx.doi.org/10.1029/2009rg000314>, Rg3003.
- Maraun, D., 2013. Bias correction, quantile mapping, and downscaling: revisiting the inflation issue. *J. Clim.* 26, 2137–2143, <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00821.1>.
- Marteau, R., Richard, Y., Pohl, B., Chateau Smith, C., Castel, T., 2014. High-resolution rainfall variability simulated by the WRF RCM: application to eastern France. *Clim. Dyn.* 44, 1093–1107.
- Meehl, G., Covey, C., Delworth, T., Latif, M., McAvaney, B., Mitchell, J.F.B., Stouffer, R.J., Taylor, K.E., 2007. The WCRP CMIP3 MULTIMODEL DATASET. A new era in climate change research. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 88, 1383–1394, <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-88-9-1383>.
- Michelot, A., Bréda, N., Damesin, C., Dufrière, E., 2012. Differing growth responses to climatic variations and soil water deficits of *Fagus sylvatica*, *Quercus petraea* and *Pinus sylvestris* in a temperate forest. *For. Ecol. Manage.* 265, 161–171.
- Mlawer, E., Taubman, S., Brown, P., Iacono, M., Clough, S., 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave. *J. Geophys. Res.* 102, 16663–16682.
- Mooney, P.A., Mulligan, F.J., Fealy, R., 2010. Comparison of ERA-40, ERA-Interim and NCEP/NCAR reanalyses data with observed surface air temperature over Ireland. *Int. J. Clim.* 31, 487–632, <http://dx.doi.org/10.1002/joc.2098>.
- Morrison, H., Thompson, G., Tatarskii, V., 2009. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: comparison of one- and two- moment schemes. *Mon. Weather Rev.* 137, 991–1007.
- Mueller, R., Scudder, C., Porter, M., Talbot Trotter III, R., Gehring, C., Whitham, T., 2005. Differential tree mortality in response to severe drought: evidence for long-term vegetation shifts. *J. Ecol.* 93, 1085–1093, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2745.2005.01042.x>.
- Ning, L., Mann, M., Crane, R., Wagener, T., Najjar, R., Singh, R., 2012a. Probabilistic Projections of anthropogenic climate change impacts on precipitation for the Mid-Atlantic region of United States. *J. Clim.* 25, 5273–5291.
- Ning, L., Mann, M., Crane, R., Wagener, T., 2012b. Probabilistic projections of climate change for the Mid-Atlantic region-validation of downscaling procedure over the historical era. *J. Clim.* 25, 509–526.
- Panofsky, H.W., Brier, G.W., 1968. *Some Applications of Statistics to Meteorology*. Pa. State Univ. Press, University Park, 224 pp.
- Parmesan, C., Yohe, G., 2003. A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature* 421, 37–42, <http://dx.doi.org/10.1038/nature01286>.
- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. Lond.* 193, 120–145.
- Piani, C., Haerter, J.O., Coppola, E., 2010. Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theor. Appl. Climatol.* 99, 187–192, <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-009-0134-9>.
- Piedallu, C., Perez, V., Gégout, J.C., Lebourgeois, F., Bertrand, R., 2009. Impact potentiel du changement climatique sur la distribution de l'épicéa, du sapin, du hêtre et du chêne sessile en France. *Rev. For. Fr.* 61 (6), 567–594.
- Pohl, B., Crétat, J., 2014. On the use of nudging techniques for regional climate modeling: application for tropical convection. *Clim. Dyn.* 43, 1693–1714.
- Pyatt, D.G., Ray, D., Fletcher, J., 2001. *An Ecological Site Classification for Forestry in Great Britain. Bulletin 124*. Forestry Commission, Edinburgh.
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchistéguy, L., Morel, S., 2008. Analysis of near surface atmospheric variables: validation of the SAFRAN analyses over France. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 47, 92–107, <http://dx.doi.org/10.1175/2007JAMC1636.1>.
- Sergent, A.-S., Rozenberg, P., Bréda, N., 2012. Douglas-Fir is vulnerable to exceptional and recurrent drought episodes and recovers less well on less fertile sites. *Ann. For. Sci.* 2012, 1–12, <http://dx.doi.org/10.1007/s13595-012-0220-5>.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Duda, M., Huang, X.Y., Wang, W., Powers, J.G., 2008. A description of the advanced research WRF version 3. NCAR technical note, NCAR/TN\2013475+STR, 123pp.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tig-nor, N., Mille, H.L. (Eds.), 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Srikanthan, R., Pegram, G.G.S., 2009. A nested multisite daily rainfall stochastic generation model. *J. Hydrol.* 371, 142–153.
- Stéfanou, M., Martin-StPaul, N.K., Leadley, P., Bastin, S., Dell'Aquila, A., Drobinski, P., Gallardo, C., 2015. Testing climate models using an impact model: what are the advantages? *Clim. Change* 131 (4), 649–661.
- Szczypta, C., Calvet, J.C., Albergel, C., Balsamo, G., Boussetta, S., Carrer, D., Lafont, S., Meurey, C., 2011. Verification of the new ECMWF ERA-Interim reanalyses over France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 647–666.
- Themeßl, M., Gobiet, A., Leuprecht, A., 2011. Empirical-statistical downscaling and error correction of daily precipitation from regional climate models. *Int. J. Climatol.* 31, 1531–1544, <http://dx.doi.org/10.1002/joc.2168>.
- Themeßl, M., Gobiet, A., Heinrich, G., 2012. Empirical-statistical downscaling and error correction of regional climate models and its impact on the climate change signal. *Clim. Change* 112, 449–468, <http://dx.doi.org/10.1007/s10584-011-0224-4>.
- Van der Heijden, G., Legout, A., Nicolas, M., Ulrich, E., Johnson, D.W., Dambrine, E., 2011. Long-term sustainability of forest ecosystems on sandstone in the Vosges Mountains (France) facing atmospheric deposition and silvicultural change. *For. Ecol. Manage.* 261, 730–740.
- Van der Heijden, G., Legout, A., Pollier, B., Bréchet, C., Ranger, J., Dambrine, E., 2013. Tracing and modeling preferential flow in a forest soil—potential impact on nutrient leaching. *Geoderma* 195–196, 12–22.
- Vautard, R., Noël, T., Li, L., Vrac, M., Martin, E., Dandin, P., Cattiaux, J., Joussaume, S., 2013. Climate variability and trends in downscaled high-resolution simulations and projections over Metropolitan France. *Clim. Dyn.* 41 (5–6), 1419–1437.
- Vidal, J.P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M., Soubeyrou, J.M., 2010. A 50-year high-resolution atmospheric reanalyses over France with the Safran system. *Int. J. Climatol.* 30, 1627–1644.
- Wetterhall, F., Pappenberger, F., He, Y., Freer, J., Cloke, H.L., 2012. Conditioning model output statistics of regional climate model precipitation on circulation patterns. *Nonlinear Processes Geophys.* 19 (6), 623–633.
- Wilks, D.S., 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, Vol. 91 of International Geophysics Series*, 2nd edn. Academic Press, New York.
- Wösten, J.H.M., van Genuchten, M.Th., 1988. Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52 (6), 1762–1770.
- Xu, Y., Castel, T., Richard, Y., Cuccia, C., Bois, B., 2012. Burgundy regional climate change and its potential impact on grapevines. *Clim. Dyn.* 39, 1613–1626.
- von Storch, H., Zwiers, F.W., 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, Cambridge United Kingdom.

4.3. SYNTHÈSE DU CHAPITRE ET DISCUSSION.

Bien que l'application du Quantile-Mapping aux données de précipitations simulées par WRF améliore significativement la distribution spatiale des précipitations, leurs variabilités saisonnières et interannuelles et surtout les cumuls précipités, les données post-corrigées ne permettent pas en l'état de reproduire un indice de déficit hydrique suffisamment proche de celui estimé à partir des observations ou des analyses SAFRAN. Les différences entre SAFRAN et WRF dans les données de précipitations qui apparaissent pendant la période de végétation du douglas, pourtant corrigées par le Quantile Mapping pendant la saison convective, empêchent la production d'un indice de déficit hydrique réaliste qui permettrait de reproduire la relation entre le stress hydrique et la croissance radiale des douglas et des hêtres. Les insuffisances du Quantile-Mapping présentées dans l'article précédent pourraient être liées (i) à des événements de fortes précipitations, mal reproduits par le modèle WRF et / ou (ii) au phasage de la variabilité haute fréquence (transitoire) des précipitations, qui pourrait sensiblement différer dans WRF par rapport aux observations. Ces deux hypothèses peuvent résulter en une simulation des séquences sèches et humides irréalistes aux échelles synoptique et intra-saisonnière et affecter l'estimation du déficit hydrique. Les modèles de bilan hydrique (comme Biljou[©]) et plus généralement les modèles d'impacts qui fonctionnent au pas de temps journalier exigent une bonne reproduction de ces séquences. Ce besoin est un vrai défi pour la régionalisation climatique du climat passé récent et des possibles climats du futur (IPCC, 2007 ; Stocker *et al.*, 2013).

Les problèmes de reproduction de la variabilité climatique transitoire constituent un verrou majeur pour les études d'impact, notamment pour celles s'appuyant sur des indices non-linéaires tels que les indices basés sur les franchissements de seuil. Le Quantile-Mapping, et plus généralement les MOS sont conçus pour corriger l'intensité des précipitations, et non pas la structure temporelle des précipitations (White et Toumi, 2013). L'ajustement du nombre de jours de pluie ne garantit pas une amélioration de la représentation des longueurs des séquences de jours secs et pluvieux (Thiemeßl *et al.*, 2011). L'application du Quantile-Mapping séparément sur chaque saison (Boé *et al.*, 2007), sur chaque mois ou encore sur des périodes plus courtes (périodes de 5 jours par exemple - Leander et Buishand 2007) peut sensiblement améliorer la reproductibilité de la saisonnalité des précipitations. Mais ce chapitre a montré que, appliquée indépendamment à chaque mois dans ce travail, ainsi qu'appliquée indépendamment à chaque saison dans les tests que nous avons réalisés, l'amélioration de la variabilité haute-fréquence des précipitations n'était pas suffisante pour des études d'impact.

Cet article a donc permis de montrer que deux types d'erreurs de modélisation, survenant indépendamment, sont d'une importance primordiale pour les études d'impact: (i) le phasage de la variabilité du climat transitoire qui contrôle la durée et le nombre de jours exposés à un stress hydrique; (ii) la distribution statistique des précipitations quotidiennes qui contrôle le nombre de jours franchissant le seuil de 40% de réserve relative en eau du sol et indirectement l'intensité de l'indice de déficit hydrique.

Ces résultats s'inscrivent pleinement dans les travaux actuels qui questionnent la valeur ajoutée de la modélisation climatique régionale (Rummukainen, 2016) tant d'un point de vue de la modélisation/simulation, des projections du changement climatique que des utilisateurs des données climatiques. Conjointement à ce questionnement se pose également la question de l'intérêt de raffiner la résolution spatiale pour améliorer la simulation des pluies au pas de temps journalier (Kendon *et al.*, 2012; Chan *et al.*, 2014).

Plusieurs pistes pourraient être envisagées pour améliorer les simulations des précipitations :

- Utiliser une méthode MOS plus sophistiquée sur les simulations des précipitations WRF (Wetterhall *et al.*, 2012);
- Améliorer physiquement la simulation des précipitations via une résolution explicite de la convection par WRF. Ceci nécessite un raffinement de la maille qui comme indiqué précédemment ne fait pas consensus dans la communauté au regard notamment de la faisabilité, de la pertinence et des coûts;
- Appliquer un guidage spectral sur le premier domaine de simulation pour prescrire à WRF un phasage plus réaliste de la variabilité des transitoires comparativement aux observations. Cette dernière voie est toutefois assujettie à la qualité des modèles forceurs.

Certaines perspectives développées ci-dessus ont fait l'objet de nouvelles simulations mais n'ont pas encore fait l'objet de publications. Elles sont développées dans le chapitre suivant.

5. DIAGNOSTIC COMPLEMENTAIRE DES ERREURS DU MCR.

Dans les deux chapitres précédents ont été présentés les résultats de la désagrégation dynamique par le MCR WRF des réanalyses ERA-Interim sur l'ensemble de la Bourgogne. Pour rappel, le questionnement de base qui légitimait ces deux chapitres et ce travail dans sa généralité était :

- Quelle est la capacité du modèle WRF à reproduire la variabilité climatique des variables de surface nécessaires au calcul d'un bilan hydrique ?
- Les données produites par WRF peuvent-elles être utilisées en entrée de modèle d'impact ? (e.g. la variabilité climatique journalière est-elle suffisamment bien reproduite en ordre de grandeur et dans l'espace ?)
- Quelles sont les limites empêchant d'utiliser directement le climat simulé pour estimer les effets de la variabilité climatique sur le bilan hydrique des forêts ?

Par comparaison à l'échelle régionale avec des données d'observation du réseau Météo-France et les analyses SAFRAN, ainsi qu'à l'échelle des peuplements forestiers étudiés dans ce travail, les résultats ont montré que WRF arrivait à simuler une distribution spatiale et une variabilité temporelle cohérentes pour chacune des variables et qu'il permettait l'estimation d'une évapotranspiration potentielle viable pour des études d'impact. Toutefois, WRF a présenté plus de difficultés pour reproduire les cumuls de précipitations observés, avec une surestimation du cumul annuel moyen de l'ordre de 14%. Si cette surestimation semble « acceptable » en première approche, elle empêche pourtant une utilisation en entrée du modèle Biljou[®] pour estimer l'indice de déficit hydrique qui repose sur le franchissement d'un seuil de la réserve relative en eau du sol.

L'utilisation d'une méthode de post-correction des précipitations, ici le Quantile-Mapping, a permis de réduire l'intensité des biais de précipitations observés entre WRF et les données SAFRAN et Météo-France. Cependant, malgré des cumuls de précipitations réalistes, les précipitations WRF corrigées n'ont pas permis d'améliorer significativement les corrélations entre les indices de croissance radiale des douglas et hêtres et les indices de déficit hydrique estimés à partir du modèle Biljou[®]. On peut poser l'hypothèse que cette incapacité persistante des précipitations post-corrigées à reproduire les déficits hydriques estivaux repose sur des erreurs dans la chronologie des précipitations produites par WRF, dans la mesure où la

méthode de correction ne fait que rappeler la fonction de distribution statistique des pluies journalières à celle observée, sans modifier leur répartition temporelle par rapport aux simulations brutes.

Ce chapitre vise donc à (i) examiner et discuter certains des facteurs qui pourraient être à l'origine des performances insuffisantes de WRF à reproduire la répartition temporelle des précipitations et (ii) explorer de façon préliminaire des alternatives qui pourraient permettre d'améliorer ces performances.

Pour explorer ce premier point, nous nous attachons à analyser la chronologie de deux années-types de la période de simulation, 1990 et 1996. Ces deux années ont été choisies en partie car elles présentaient respectivement les différences minimales (9mm) et maximales (257mm) de cumuls de précipitations annuels moyens par rapport aux analyses SAFRAN ainsi qu'aux observations Météo-France. Nous examinons par la suite des alternatives dans le protocole de simulation, notamment à travers deux nouvelles paramétrisations du modèle permettant (i) la résolution explicite des processus convectifs sous-maille (ii) de guider (guidage spectral) le signal climatique large-échelle sur le premier domaine pour contraindre le développement des processus de grande échelle dans la modélisation régionale, afin de déterminer si une modification du protocole de simulation permettrait d'améliorer ces biais persistants dans la répartition des précipitations.

5.1. CHRONOLOGIE DES ÉVÈNEMENTS PLUVIEUX LORS DES ANNÉES-TYPE 1990 ET 1996.

Pour explorer les raisons expliquant l'incapacité des précipitations simulées par WRF à reproduire les déficits hydriques tels que calculés par le modèle Biljou[©], nous nous attachons à analyser la chronologie de deux années-types de la période de simulation afin de déterminer si les défaillances du modèle sont propres à un décalage des séquences pluvieuses ou à une incapacité à reproduire correctement l'occurrence et l'intensité des évènements pluvieux. La première de ces deux années correspond à l'année 1990, où les données WRF brutes présentaient les différences minimales de précipitations avec SAFRAN, et pour laquelle la surestimation de l'indice de déficit hydrique par les données WRF brutes a été amplifiée après post-correction des précipitations. La seconde année choisie est l'année 1996 pour laquelle les données des précipitations WRF brutes présentaient les différences maximales. La post-correction des précipitations a permis pour cette année de réduire la majorité des différences de précipitations dans les cumuls annuels. Cependant, la sous-estimation initiale de l'indice de

déficit hydrique (la seconde plus importante sous-estimation annuelle après l'année 2003), n'est que faiblement réduite par la post-correction. L'analyse porte dans un premier temps sur les pluies brutes obtenues de WRF, puis dans un second temps sur les pluies corrigées par la méthode du Quantile-Mapping.

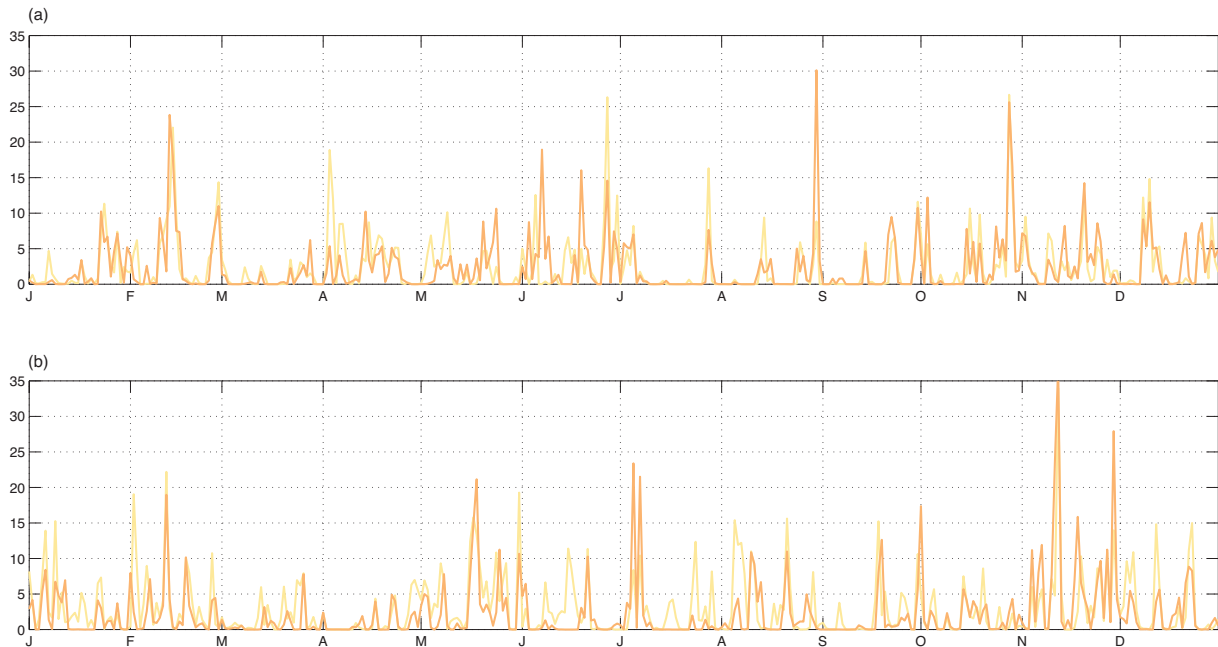


Figure 5-1 a Chronologie des précipitations journalières (en mm) simulées par WRF avant correction (jaune) et SAFRAN (orange), moyennées sur l'ensemble de la Bourgogne en 1990. **b** en 1996.

Pour l'année 1990 (Fig. 5-1.a), le cumul de précipitations annuel moyen simulé par WRF avant correction (864mm) présente peu de différences avec SAFRAN (855mm). La série journalière des précipitations simulées par WRF est significativement corrélée à celle de SAFRAN ($r=0.67$). WRF présente une forte capacité à reproduire les séquences pluvieuses et leur intensité en hiver (DJF), et moindre au printemps et en été lorsque les précipitations sont principalement de nature convective. Au printemps (MAM) et en été (JJA), WRF présente une fréquente surestimation des événements pluvieux (Fig. 5-2.a). Quelques événements pluvieux observés dans SAFRAN ne sont pas reproduits (par exemple, du 15 au 20 juin) ou sous-estimés par WRF. En automne (SON), la situation inverse est observée. WRF reproduit correctement la variabilité des événements pluvieux, mais tend majoritairement à les sous-estimer (Fig. 5-2.a). En 1996 (Fig. 5-1.b), WRF (avant correction) surestime largement le cumul annuel moyen des précipitations journalières (1079mm) par rapport à SAFRAN (822mm). Cette importante différence (257mm) est générée par la surestimation quasi-systématique des événements pluvieux durant la majeure partie de l'année (Fig. 5-2.b). Comme en 1990, la série journalière des précipitations simulées par WRF est significativement corrélée à celle de SAFRAN ($r=0.65$), mais WRF simule trop d'évènements

pluvieux, absents ou de faible intensité dans la série SAFRAN, et principalement en été. Comme en 1990, WRF réussit à reproduire les évènements extrêmes en été et en automne, mais peine à reproduire leur intensité (Fig. 5-2.b). Le faible nombre de jours consécutifs où WRF présente des différences avec SAFRAN permet de montrer que la défaillance de WRF réside principalement dans son incapacité à reproduire correctement certains évènements pluvieux et leur intensité, plutôt qu'un décalage du modèle dans la reproduction des séquences pluvieuses et sèches observées pour ces deux années-types.

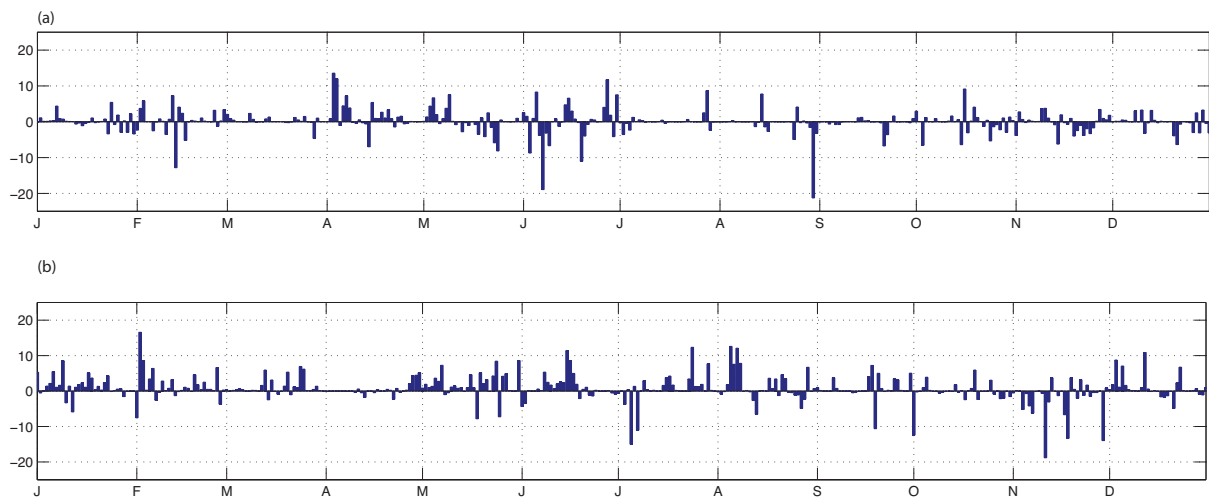


Figure 5-2 a Chronologie des différences de précipitations journalières (en mm) simulées par WRF avant correction, moyennées sur l'ensemble de la Bourgogne en 1990. **b** en 1996.

En 1990, année où WRF surestime le déficit hydrique (Sect. 4.2 – Fig. 8), l'existence de deux évènements très pluvieux apparaissent dans la chronologie SAFRAN début juin et fin août. Ces deux évènements pluvieux dont l'intensité est fortement sous-estimée par WRF permettent de reconstituer partiellement le réservoir souterrain des placettes forestières. La sous-estimation de ces évènements dans WRF conduit à une sous-estimation de la réserve relative en eau du sol qui génère *in fine* un indice de déficit hydrique plus important que celui estimé à partir des données SAFRAN. La sous-estimation de ces deux évènements pluvieux explique partiellement les différences entre les indices de croissances estimés à partir des deux jeux de données.

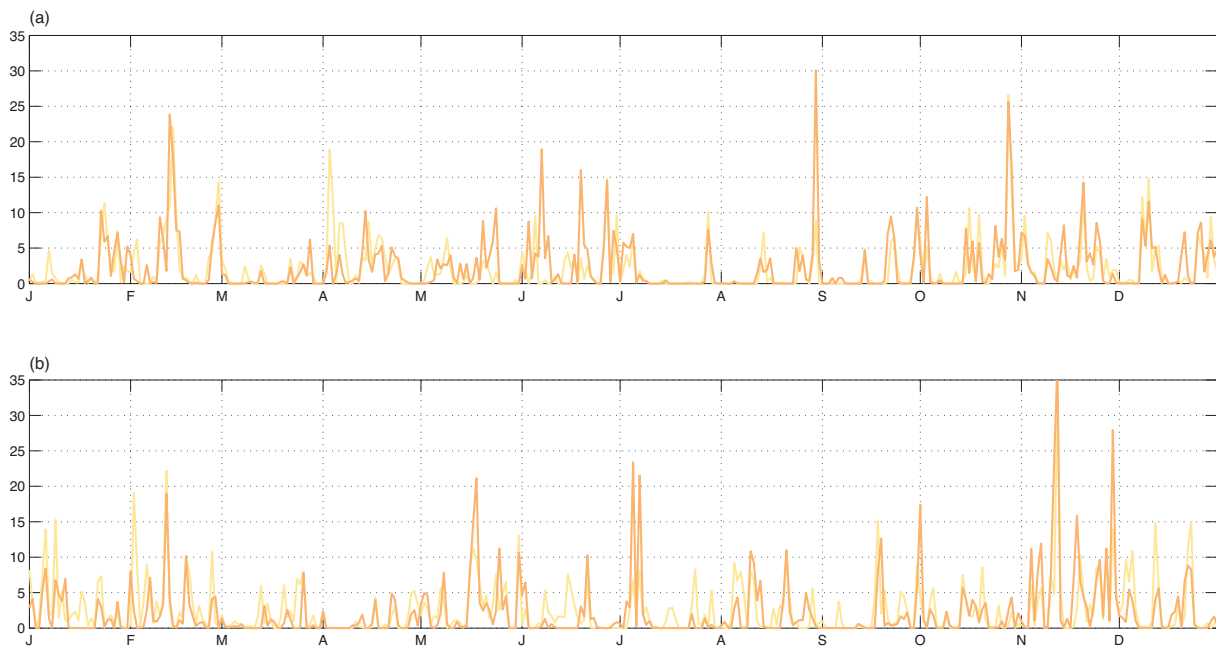


Figure 5-3 a Chronologie des précipitations journalières (en mm) simulées par WRF après post-correction (jaune) et SAFRAN (orange), moyennées sur l'ensemble de la Bourgogne en 1990. **b** en 1996.

Le Quantile-Mapping appliqué aux précipitations simulées par WRF (Fig. 5.3.) présente deux résultats différents en fonction de l'année étudiée. En 1990, le cumul de précipitations annuel moyen (776mm) simulé par WRF est inférieur à celui de SAFRAN (855mm). Un biais sec est introduit par la post-correction (-79mm). Il faut rappeler en effet que la correction de l'intensité des événements pluvieux simulés par WRF s'effectue globalement sur l'ensemble des années, si bien qu'au cours d'une année donnée des biais secs ou humides peuvent subsister. Les séries journalières de précipitations WRF et SAFRAN sont significativement corrélées ($r=0.69$). En 1996, les précipitations WRF corrigées présentent un cumul annuel de 933mm contre 822mm dans SAFRAN, réduisant les différences entre les précipitations WRF brutes et SAFRAN à 111mm. Les séries journalières de précipitations WRF et SAFRAN sont à nouveau significativement corrélées ($r=0.67$). Généralement, les événements pluvieux surestimés par WRF sont réduits par la méthode de correction (Fig. 5.4), réduisant ainsi les différences dans l'intensité de ces événements simulés pendant la saison convective. Cependant, les événements pluvieux sous-estimés par WRF par rapport à SAFRAN sont eux aussi en règle générale réduits, augmentant ainsi des biais secs lorsque WRF sous-estime l'intensité des événements pluvieux. C'est le cas par exemple de l'épisode pluvieux du début juin.

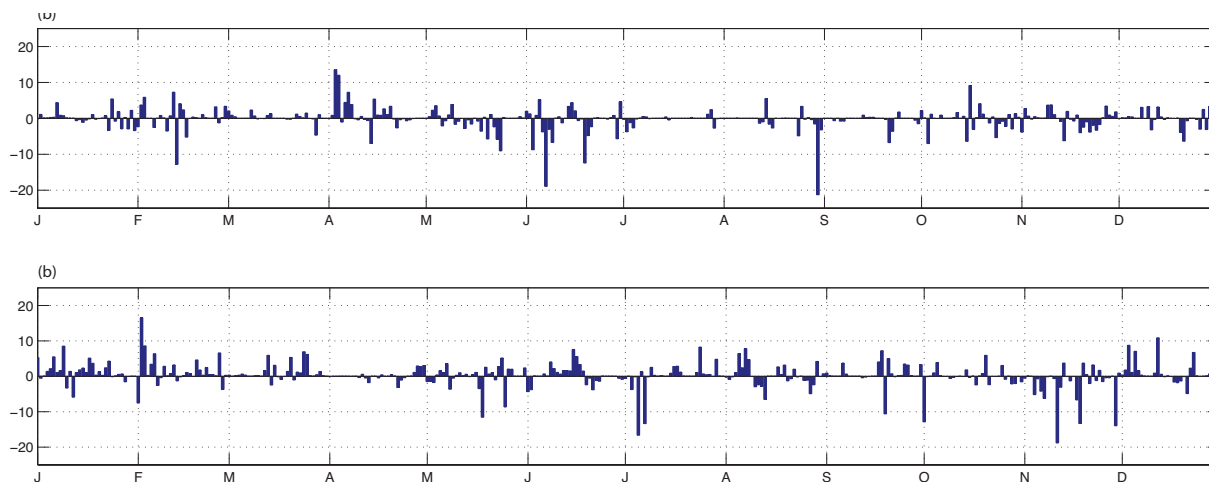


Figure 5-4 a Chronologie des différences de précipitations journalières (en mm) simulées par WRF après post-correction et moyennées sur l'ensemble de la Bourgogne en 1990. **b** en 1996.

Les tables de contingence (Tables 5.1 & 5.2) qui présentent la distribution des effectifs des classes d'évènements pluvieux observés dans SAFRAN et simulés par WRF pour les précipitations brutes et corrigées montrent que majoritairement pour les deux années, WRF est capable de reproduire la distribution des effectifs observés avec les analyses SAFRAN. En 1990, WRF reproduit correctement les jours secs ou les jours où les évènements pluvieux sont de faible intensité (de 0 à 1mm). Cependant, WRF tend à produire moins de jours secs que SAFRAN, et plus d'évènements pluvieux de faible intensité (entre 1 et 5mm) qui correspondent dans SAFRAN à des jours secs, ou parfois des jours pluvieux supérieurs à 10mm. En 1996, WRF tend à surestimer l'ensemble des effectifs des classes pluvieuses, hormis les évènements de très forte intensité (>20mm).

La post-correction des précipitations tend majoritairement à réduire les effectifs des classes pluvieuses dans le modèle WRF, et donc la surestimation de l'intensité des évènements pluvieux. Néanmoins, quelques erreurs importantes subsistent, notamment des cas où de fortes intensités journalières sont observées (>20mm) dont l'intensité est nettement sous-évaluée. En 1990 et 1996, 7 jours ont reçu plus de 20mm alors que WRF corrigé donne des précipitations comprises entre 1 et 15mm. Ces jours sont donc très peu nombreux mais pèsent lourdement dans le bilan hydrique. Un point satisfaisant est que pour tous les jours de plus de 20 mm, WRF détecte correctement l'occurrence de pluie (aucun des 9 jours concernés n'est sec), seule l'intensité est généralement sous-estimée. Les tables de contingence montrent donc que l'utilisation du Quantile-Mapping, ne permet pas d'améliorer significativement la reproduction par WRF des évènements convectifs extrêmes.

WRF F 90&96/SAF	<1	>=1 & <5	>=5 & <10	>=10&<15	>=15&<20	>20	Total
<1	174	22	6	0	1	0	203
	152	22	3	0	0	0	177
>=1 & <5	36	46	19	2	1	0	104
	53	47	5	2	2	1	110
>=5 & <10	3	15	19	2	0	1	40
	12	23	10	2	0	1	48
>=10 & <15	1	4	2	4	1	1	13
	3	5	6	4	0	3	21
>=15 & <20	0	0	2	0	0	0	2
	0	2	2	3	0	0	7
>20	0	0	0	1	1	1	3
	0	0	0	0	1	1	2
Total	214	87	48	9	4	3	365
	220	99	26	11	3	6	365
						$X^2=309.96$	$p=0$
						$X^2=291.58$	$p=0$

Tableau 5-1 Table de contingence entre les cumuls de précipitations journaliers (mm) moyennés sur l'ensemble de la Bourgogne simulés par WRF (avant correction) pour 1990 (ligne - rouge) et 1996 (ligne - bleu) et les cumuls journaliers SAFRAN (colonnes) triés par classes de précipitations. p correspond au risque d'erreur associé au test statistique du X^2 .

WRF C 90&96/SAF	<1	>=1 & <5	>=5 & <10	>=10 & <15	>=15 & <20	>20	Total
<1	177	22	7	0	1	0	207
	159	21	3	0	0	0	183
>=1 & <5	35	50	19	2	1	0	107
	48	55	6	2	2	1	114
>=5 & <10	1	14	18	3	0	1	37
	13	19	11	4	0	3	50
>=10 & <15	1	1	3	4	1	1	11
	0	3	4	5	0	1	13
>=15 & <20	0	0	1	0	0	0	1
	0	1	2	0	0	0	3
>20	0	0	0	0	1	1	2
	0	0	0	0	1	1	2
Total	214	87	48	9	4	3	365
	220	99	26	11	3	6	365
						$X^2=351.94$	$p=0$
						$X^2=302.82$	$p=0$

Tableau 5-2 Table de contingence entre les cumuls de précipitations journaliers post-corrigés (mm) moyennés sur l'ensemble de la Bourgogne simulés par WRF pour 1990 (ligne - rouge) et 1996 (ligne - bleu) et les cumuls journaliers SAFRAN (colonnes) triés par classes de précipitations. p correspond au risque d'erreur associé au test statistique du X^2 .

L'utilisation d'une méthode de post-correction s'appuyant sur une transformation statistique visant à débiaiser et corriger les sorties du modèle climatique était le premier axe complémentaire de la désagrégation des réanalyses ERA-Interim par WRF. Cependant, même si cette approche a permis de produire des intensités d'évènements pluvieux plus proches des observations Météo-France ou des analyses SAFRAN, elle n'a pas permis d'améliorer le réalisme de certains épisodes pluvieux clés au cours de la saison végétative. L'analyse d'années-types a permis de montrer que ceci était lié à l'incapacité de WRF à reproduire correctement ces évènements pluvieux et leur intensité, et à l'inaptitude d'une méthode comme le Quantile-Mapping à corriger la structure temporelle des précipitations (Themeßl *et al.*, 2011 ; White et Toumi, 2013). Ce diagnostic nécessiterait cependant d'être complété en étudiant plus systématiquement la chronologie des évènements pluvieux en période de croissance végétative. Il serait également souhaitable de recentrer le diagnostic sur les zones forestières, dont le comportement climatique peut être légèrement distinct de celui présenté ci-dessus, et qui vaut à l'échelle de l'ensemble de la Bourgogne.

Le second axe que nous avons exploré consiste à améliorer directement la physique du modèle afin de pallier les difficultés rencontrées par WRF pour la simulation des précipitations lorsque les processus convectifs sont impliqués. Une analyse sommaire des résultats obtenus en introduisant une résolution explicite de la convection par WRF, grâce au recours à une résolution plus fine (3km) est effectuée dans la section suivante.

5.2. RÉOLUTION EXPLICITE DE LA CONVECTION PAR WRF.

La nécessité de bien reproduire les précipitations de la saison de végétation pendant laquelle les pluies sont majoritairement d'origine convective, nous a motivé à exploiter de nouvelles simulations désagrégant dynamiquement les données ERA-Interim par le modèle WRF sur la période 1979-2010, et réalisées dans le cadre du projet GICC HYCCARE-Bourgogne. La descente d'échelle a été effectuée par emboîtement successif de 3 domaines de résolution respective de 48km, 12km et 3km (dont l'emprise couvre l'ensemble de la Bourgogne), et la paramétrisation correspond à celle décrite en section 3.2. Cette résolution finale de 3km permet de résoudre explicitement la convection (c'est à dire sans schéma de paramétrisation sous maille des cumulus). Une post-correction statistique similaire dans le principe à celle décrite dans le chapitre 4 a été appliquée. Celle-ci est basée sur une classification des pluies journalières en 4 régimes de temps distincts, déterminés à partir des champs de Géopotentiels Z500, et qui représentent les situations atmosphériques types de

la région. On notera que le nombre de classes n'a pas été choisi *a priori*, mais qu'il ressort de l'analyse statistique associée (nombre de classes testées contre des simulations de bruit rouge, seuil retenu à 99%). La post-correction est ensuite appliquée pour chaque points de grille séparément, sur chaque mois de chaque classe, au pas de temps journalier.

La distribution spatiale du cumul annuel moyen de précipitations (Fig 5-5.a) simulé par WRF à 3km de résolution est similaire à celle issue des données Météo-France et SAFRAN, ainsi qu'avec les précipitations simulées à 8km. Les cumuls précipités sont plus importants sur les reliefs, et moins importants en plaine. La figure. 5-5.b montre que les nouvelles simulations présentent une surestimation systématique sur la majeure partie de la Bourgogne, particulièrement sur la façade Est de la région. Les biais rencontrés pour les précipitations simulées par WRF à 8km sur le Morvan (forte surestimation des cumuls annuels) ne sont pas reproduits avec les données à 3km, mais une surestimation des précipitations sur une grande partie du reste de la Bourgogne (>100mm) apparaît.

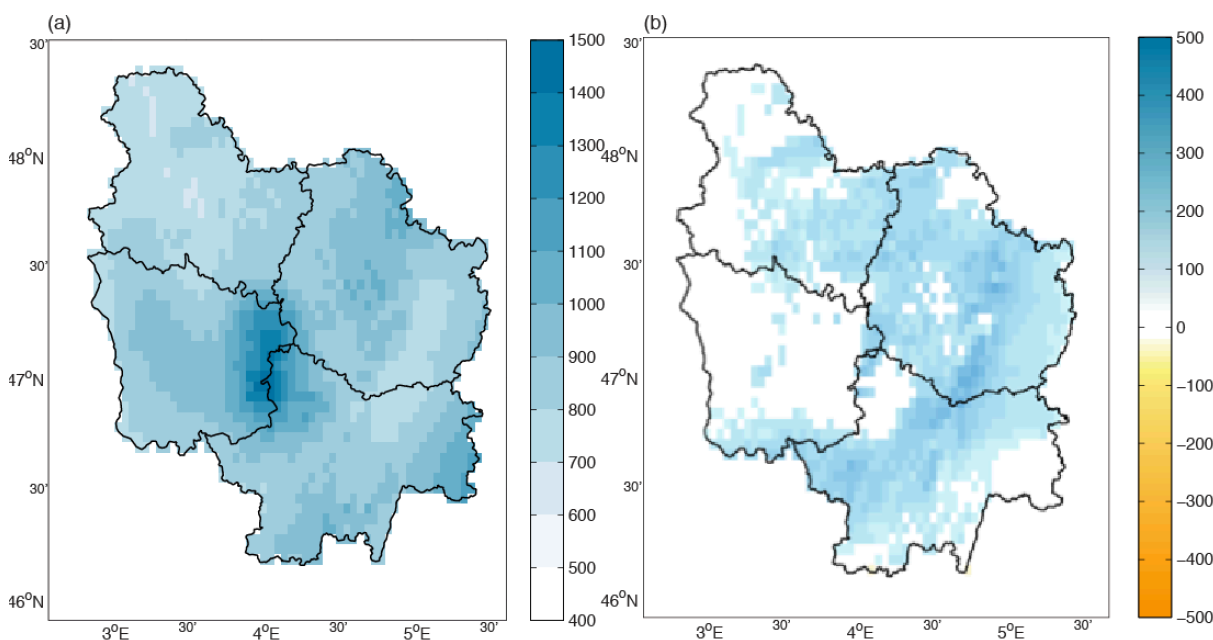


Figure 5-5 a Distribution spatiale du cumul annuel moyen de précipitations (1989-2008) simulé par WRF à 3km de résolution. **b** Différence de cumul annuel moyen de précipitations entre WRF 3km et Météo-France.

La figure 5.6 présente le cycle annuel des précipitations journalières et la variabilité interannuelle des cumuls annuels de précipitations moyennés pour les 30 stations Météo-France et les points de grille les plus proches d'une station de douglas. Avant la phase de post-correction, le cycle annuel moyen simulé par WRF à 3km présente une forte surestimation des précipitations journalières de mars à novembre, ainsi qu'une sous-

estimation en hiver. Ceci conduit à un biais moyen atteignant 108mm sur l'année, proche de celui calculé pour les données WRF 8km comparées à Météo-France (113 mm/an). Le cycle annuel simulé est faiblement corrélé au cycle annuel des précipitations enregistrées par le réseau de station Météo-France ($r=0.41$) et n'améliore pas la corrélation observée entre les données WRF 8 km et Météo-France ($r=0.45$). Les simulations haute résolution dégradent par ailleurs la variabilité interannuelle qui était simulée par les données WRF 8km (corrélations entre les cumuls annuels WRF 8km et Météo-France : $r=0.82$; entre WRF 3km et Météo-France : $r=0.5$). Globalement, la résolution explicite de la convection n'améliore donc pas la reproduction des précipitations. Ces résultats rejoignent ceux de Kendon *et al.* (2012) et Chan *et al.* (2013) qui montrent que le passage de 12km à 1,5km n'apporte pas d'améliorations nettes dans la simulation des précipitations au pas de temps journalier. Au contraire, Chan *et al.* (2013) observent que les biais des cumuls saisonniers de précipitations augmentent avec des pluies modérées et intenses plus fréquentes lorsque l'on passe de 12km à 1.5km.

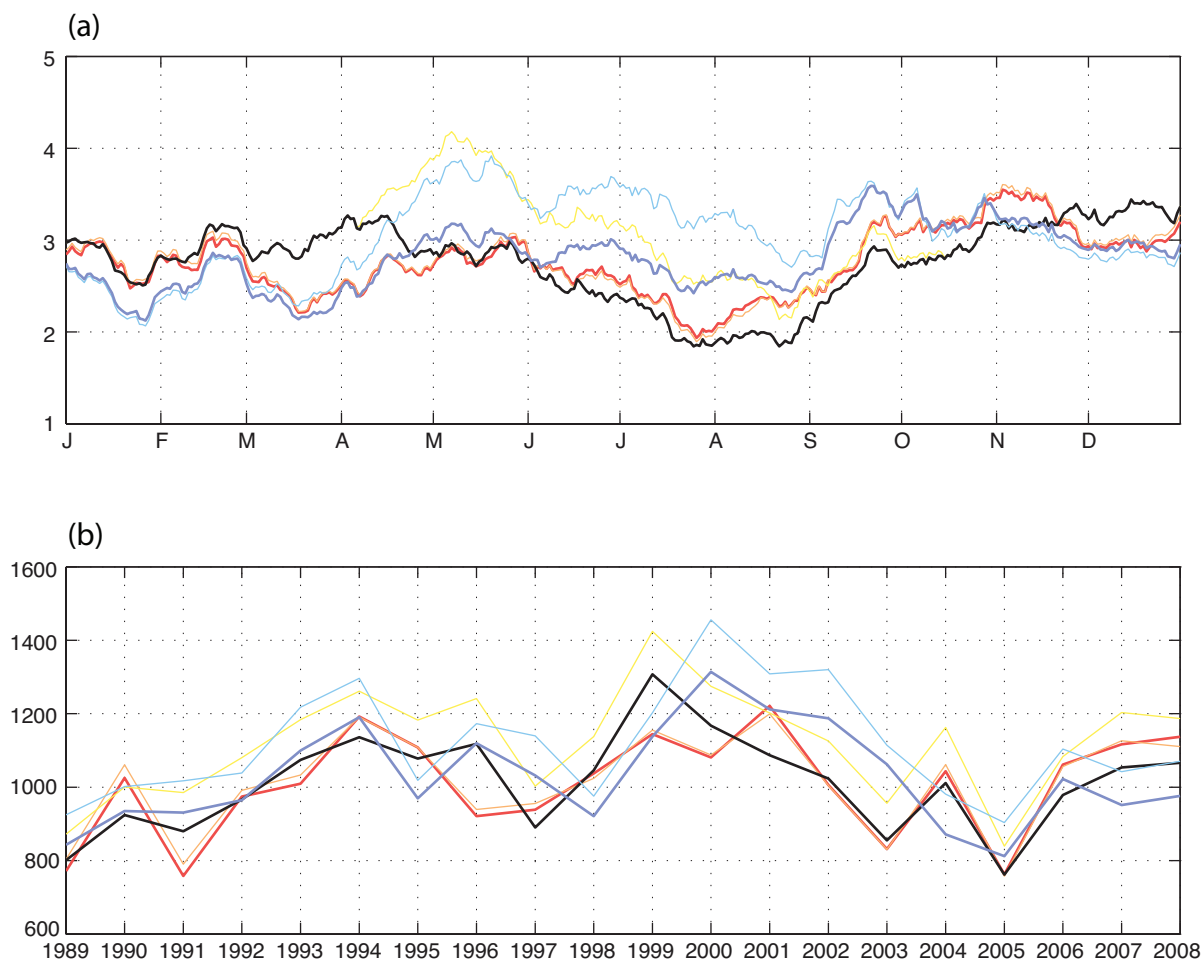


Figure 5-6 a Cycle annuel moyen des précipitations sur la période 1989-2008 pour les données SAFRAN (orange) et Météo-France (rouge), WRF 8km brutes (jaune), WRF 8km corrigées (noir), WRF 3km brutes (bleu clair) et WRF 3km corrigées (bleu foncé) pour les 30 stations ou points de grille les plus proches d'une placette de douglas. **b** Même que a pour les cumuls moyens de précipitations annuels sur la période 1989-2008.

La post-correction appliquée sur l'ensemble de l'année et selon 4 régimes de temps ne permet pas de réduire les biais secs rencontrés en hiver (Fig. 5-6.a). Les surestimations des cumuls journaliers du printemps et de l'été sont réduites par la post-correction, mais de façon insuffisante en été (JJA) conduisant à un biais annuel moyen de 20.6mm mais variant en fonction de la saison d'intérêt (contre 4.2mm pour la post-correction des données WRF 8km). La méthode de post-correction améliore la corrélation entre le cycle annuel moyen simulé et observé ($r=0.52$) mais pas la variabilité interannuelle.

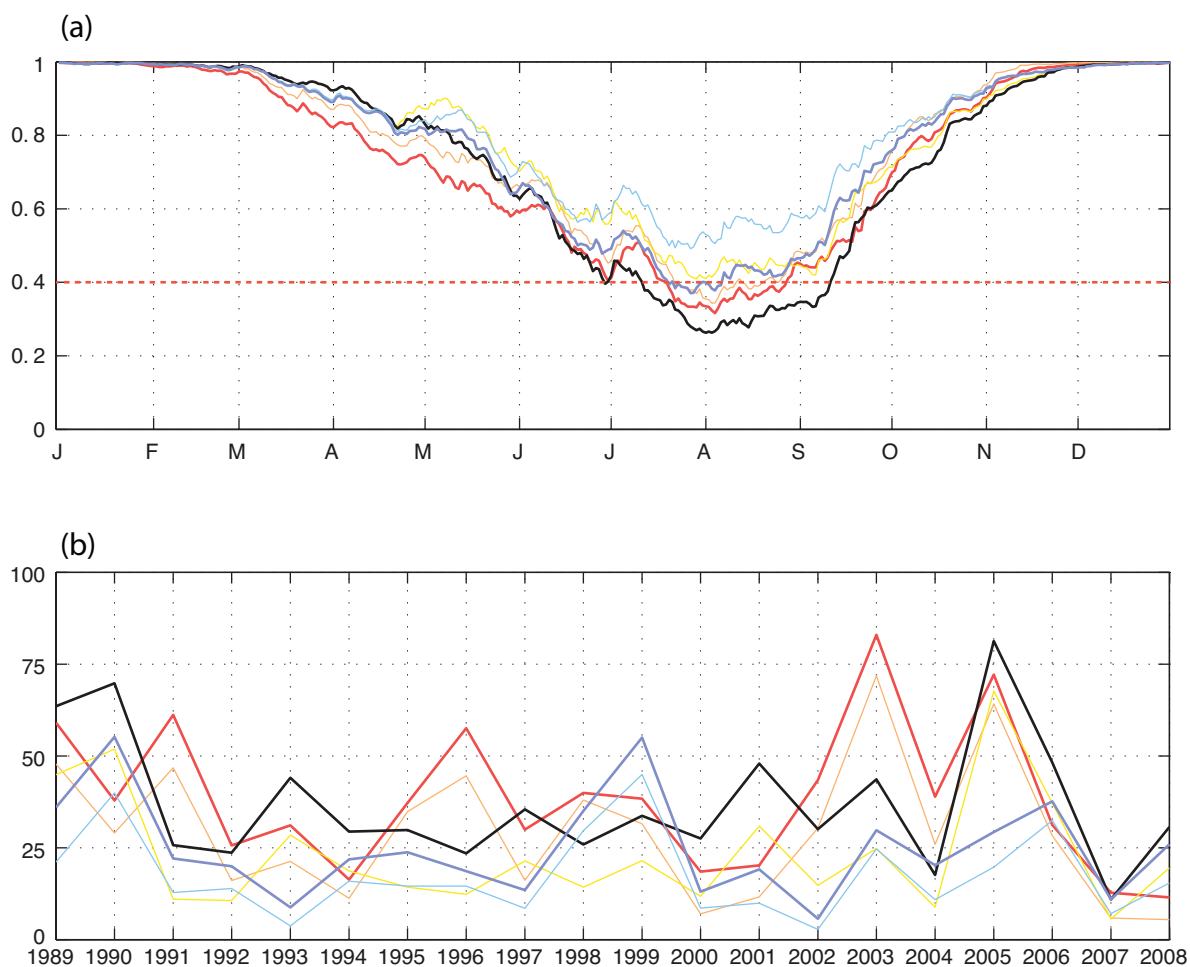


Figure 5-7 a Cycle annuel moyen (1989-2008) moyenné sur l'ensemble des 30 placettes de douglas de la quantité d'eau extractible calculée à partir des données Météo-France (rouge), SAFRAN (orange), WRF 8km brutes (vert clair), WRF 8km corrigées (vert foncé), WRF 3km brutes (bleu clair) et WRF 3km corrigées (bleu foncé). **b** Comme **a** pour l'intensité moyenne du déficit hydrique du sol pour les 30 peuplements de douglas.

La mauvaise distribution et la trop grande abondance des précipitations simulées par WRF à 3km en saison convective empêche la sollicitation de la réserve utile en été, entrainant une surestimation de la quantité d'eau extractible sur l'ensemble de l'année (Fig. 5-7.a). En ce sens, les données désagrégées à 3km tendent à dégrader la reproduction du comportement de la réserve utile qui était observée avec les données WRF 8km. Cette surestimation des précipitations empêche le franchissement du seuil de 40% de quantité d'eau extractible

permettant de calculer l'indice de déficit hydrique (Fig. 5-7.b), ce qui a pour conséquences de produire une sous-estimation de l'indice de déficit hydrique et de dégrader la corrélation initialement observée entre les indices de déficit hydrique calculés à partir des données WRF 8km et Météo-France ($r=0.24$ pour les données WRF3 km, contre $r=0.41$ pour les données à 8km). La post-correction appliquée aux données WRF 3km ne permet pas d'améliorer sensiblement l'estimation de l'indice de déficit hydrique.

En conclusion, ces résultats rejoignent ceux de *Kendon et al.* (2012) et *Chan et al.* (2013), et questionne la valeur ajoutée de la très haute résolution spatiale. L'utilisation de modèles climatiques régionaux doit s'accompagner d'une (i) paramétrisation appropriée ce qui n'est peut être pas le cas dans les versions actuelles des schémas utilisés, et (ii) de la description de la surface, notamment celle du sol (mal représentée à ces très hautes résolutions). L'utilisation de ces données à très haute résolution à une post-correction utilisant le Quantile-Mapping basé sur les régimes de temps a montré que la résolution explicite de la convection par le modèle ne permet pas d'améliorer les cumuls précipités lors de la saison convective, ni d'améliorer la variabilité haute fréquence du modèle, comparativement aux observations. Par ailleurs, dans le cas d'une utilisation dans un modèle d'impact, elle semble dégrader le signal climatique simulé par le modèle.

Cette conclusion nous a mené à produire une nouvelle simulation utilisant un guidage spectral sur le premier domaine afin de prescrire au modèle la variabilité haute fréquence des réanalyses ERA-Interim. Quelques résultats sont développés ci-dessous.

5.3. UTILISATION DU GUIDAGE SPECTRAL.

Le guidage spectral (« Spectral Nudging" - Waldron *et al.*, 1996; von Storch *et al.*, 2000; Biner *et al.*, 2000) consiste à rappeler les grandes ondes simulées par le MCR vers celles qui lui sont imposées par les données de forçage en exerçant un terme de rappel sur la décomposition spectrale des variables pronostiques du modèle qui ne sera actif que pour les harmoniques de grande longueur d'onde (Colin, 2010). En réduisant l'ampleur de la variabilité interne du RCM, et en atténuant la sensibilité aux choix de la paramétrisation tels que la taille et la position du domaine d'intégration (Miguez-Macho *et al.*, 2004), le guidage spectral permet la correction d'éventuelles dérives du RCM (Radu *et al.*, 2008). Cependant, il peut s'avérer préjudiciable à la représentation de certains phénomènes de petite échelle (Colin, 2010), comme les extrêmes de précipitations (Alexandru *et al.*, 2009).

Dans la simulation précédente, la paramétrisation de la convection sous-maille utilisée ne tenait pas compte du retour d'informations entre le couvert nuageux et le rayonnement, entraînant *de facto* des biais dans les précipitations simulées par WRF (Alapaty *et al.*, 2012). Inclure ce retour d'information permet de reproduire une variabilité plus réaliste des ondes longues et courtes, résultant en une meilleure représentation du couvert nuageux par rapport aux observations, et réduisant les surestimations des précipitations tant aux échelles intra-saisonnnières que pour les évènements extrêmes. Dans ce travail, nous avons utilisé le guidage spectral sur le premier domaine de WRF dans sa version 3.6.1 en prenant en compte ce retour d'information. Le changement de version est motivé par le temps nécessaire au calcul d'une nouvelle simulation nous imposant de faire un choix, lui-même motivé par l'implémentation dans la version 3.6.1 de WRF d'un correctif à l'interface nuage-rayonnement dans les schémas de convection (*e.g.* schéma Kain-Fritsch) évitant la surestimation de l'énergie radiante émise par la surface. La simulation est conduite en utilisant la même descente d'échelle et la même paramétrisation.

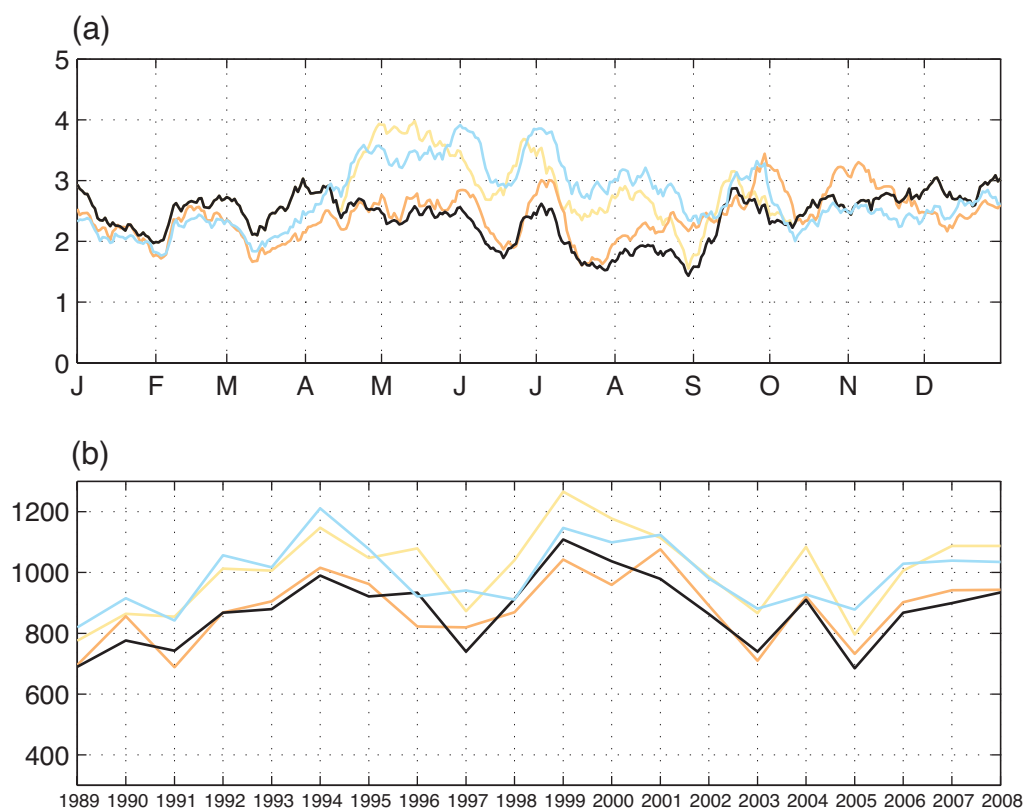


Figure 5-8 a Cycle annuel moyen des précipitations sur la période 1989-2008 pour les données SAFRAN (orange), WRF brutes (jaune), WRF corrigées (noire), WRF guidées (bleu clair), moyennées sur l'ensemble de la région. **b** Même que **a** pour les cumuls moyens de précipitations annuels sur la période 1989-2008.

L'analyse de la simulation guidée est centrée sur les précipitations moyennées à l'échelle

de la Bourgogne (cycle annuel moyen et variabilité interannuelle). La figure 5-8.a présente une amélioration des précipitations en hiver et au printemps jusqu'à la mi-avril. Toutefois, les précipitations de l'analyse guidée présente une surestimation des précipitations journalières à partir de la mi-avril jusqu'à la fin de l'été par rapport à SAFRAN, tout comme la simulation d'origine. Par ailleurs, cette surestimation est accrue en été par rapport à la simulation d'origine. L'emploi du guidage spectral ne présente pas d'amélioration de la variabilité du cycle annuel moyen. La corrélation entre les cycles annuels moyens des précipitations WRF guidées et SAFRAN n'atteint qu'un coefficient de $r=0.47$ (contre $r=0.45$ initialement). Toutefois, une légère amélioration apparaît pour la variabilité interannuelle des précipitations (Fig. 5-8.b), avec une réduction des surestimations annuelles moyennes de précipitations de 127.5mm/an à 111.4mm/an, et une légère amélioration de la variabilité interannuelle comparativement aux données WRF brutes (respectivement $r=0.90$ et $r=0.87$).

Au vu des différences observées avec WRF non guidé dans la simulation des précipitations de saison convective, une comparaison détaillée (mois par mois et année par année) est effectuée entre les précipitations journalières SAFRAN et les précipitations simulées par WRF (figure 5.9).

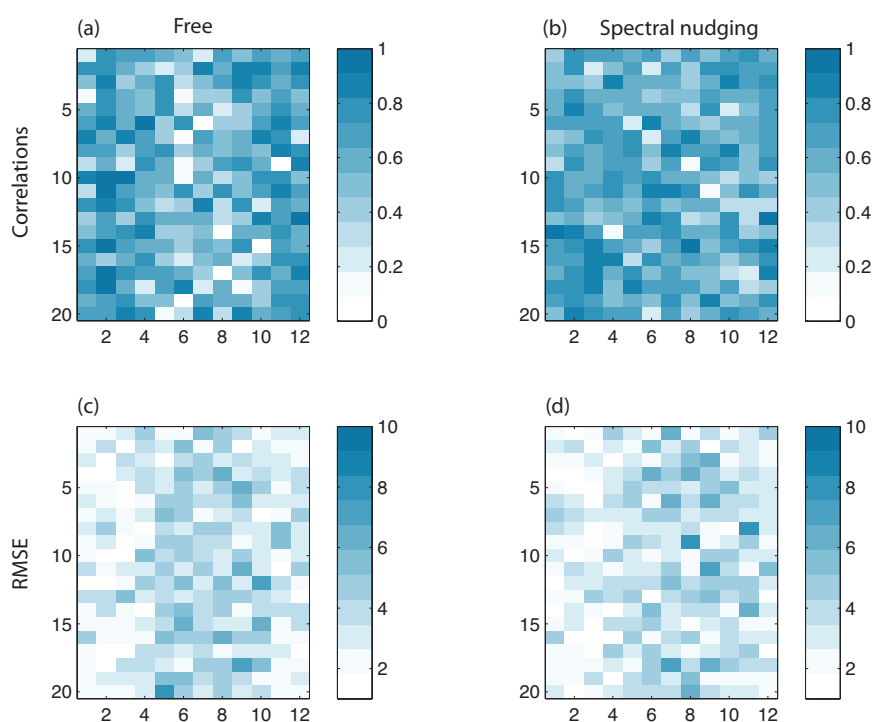


Figure 5-9 a Corrélations mensuelles entre les séries journalières des précipitations SAFRAN et des précipitations a WRF brutes, b WRF guidées. Erreurs quadratiques moyennes mensuelles entre les précipitations SAFRAN et les précipitations c WRF brutes, d WRF guidées (mm). Les analyses sont conduites sur la période 1989-2008 pour un indice régional. L'axe des abscisses correspond aux mois de l'année, l'axe des ordonnées correspond aux années.

Il apparaît une amélioration significative des corrélations des précipitations simulées par WRF lorsqu’il est guidé, principalement pendant la saison convective, de juin à octobre. Ce résultat est robuste puisqu’il s’observe pratiquement pour chacune des années de la période 1989-2008. Toutefois, il faut noter une légère réduction des corrélations mensuelles en hiver. Cette amélioration des performances du modèle est moins évidente lorsque l’on s’attache aux erreurs quadratiques moyennes, bien que le guidage spectral semble les réduire surtout au printemps et à moindre mesure en été, sans les dégrader en hiver, saison qui présentait déjà de faibles différences avec SAFRAN dans la simulation non guidée. Ces résultats semblent indiquer que la chronologie des évènements pluvieux de saison convective est mieux reproduite (corrélations plus élevées), mais que l’intensité des évènements n’est pas sensiblement mieux reproduite (peu de progrès sur l’erreur quadratique) malgré la prise en compte de la rétroaction entre le schéma convectif et le schéma radiatif.

WRF F&N/SAF	<1	>=1 & <5	>=5&<10	>=10&<15	>=15&<20	>20	Total
<1	3130	511	114	16	8	1	3780
	3194	453	94	14	3	1	3759
>=1 & <5	761	895	275	67	13	7	2018
	792	953	308	72	21	3	2149
>=5 & <10	168	391	311	89	26	6	991
	111	373	274	104	27	15	904
>=10 & <15	50	91	114	68	24	12	359
	17	104	134	51	18	10	334
>=15 & <20	6	26	34	24	13	7	110
	5	30	26	19	12	4	96
>20	4	11	7	10	5	5	42
	0	12	19	14	8	5	58
Total	4119	1925	855	274	89	38	7300
						$X^2=3410.8$	$p=0$
						$X^2=3672.1$	$p=0$

Tableau 5-3 Table de contingence entre les cumuls de précipitations journaliers (mm) moyens sur l’ensemble de la Bourgogne simulés par WRF sans guidage spectral (lignes - rouge) et avec guidage spectral (lignes - bleu) et SAFRAN (colonnes) triés par classes de précipitations pour la période 1989-2008. p correspond à la valeur p pour le test statistique du X^2 .

La table de contingence (Tab 7-3) qui présente la distribution des effectifs des classes d’évènements pluvieux journaliers observés dans SAFRAN et simulés par WRF avec ou sans guidage montre que dans les deux cas, WRF est capable de reproduire de manière assez satisfaisante la distribution des effectifs observés avec les analyses SAFRAN. Lorsque WRF n’est pas guidé, il tend à produire moins de jours secs (<1mm) qu’il n’en existe dans

SAFRAN, et à accroître les effectifs dans chacune des autres classes de précipitations, y compris pour les événements pluvieux les plus importants (>15mm), sans pour autant les faire apparaître au bon moment. Le guidage spectral ne montre pas de différences majeures avec les simulations non guidées. D'un côté, il augmente les effectifs dans les classes de précipitations d'intensité moyenne (entre 1 et 5mm) et les événements extrêmes (>20mm), dégradant ainsi les premiers résultats obtenus sans utilisation du guidage spectral, mais d'un autre côté, ses effectifs pour les classes intermédiaires se rapprochent de ceux observés dans SAFRAN. Une légère amélioration apparaît dans la reproduction des jours secs (3194 des 4119 jours secs sont correctement simulés, contre 3130 sans guidage), ainsi que des jours de faible intensité pluvieuse (1 à 5 mm). La valeur du χ^2 est de ce fait légèrement plus élevée. Toutefois, tout comme pour la simulation sans guidage, la table de contingence montre que même avec l'utilisation du guidage spectral, WRF tend à créer des événements pluvieux de plus grande intensité, conduisant à une surestimation des cumuls de précipitations.

WRF N 90&96//SAF	<1	>=1 & <5	>=5 & <10	>=10 & <15	>=15 & <20	>20	Total
<1	164	21	4	1	0	0	190
	170	23	5	1	0	0	199
>=1 & <5	41	42	21	4	0	0	108
	43	46	7	2	0	0	98
>=5 & <10	8	19	17	1	2	2	49
	7	19	10	5	1	2	44
>=10 & <15	1	3	6	3	1	0	14
	0	7	4	1	1	3	16
>=15 & <20	0	2	0	0	0	0	2
	0	3	0	2	1	1	7
>20	0	0	0	0	1	1	2
	0	1	0	0	0	0	1
Total	214	87	48	9	4	3	365
	220	99	26	11	3	6	365
						$\chi^2=285.17$	$p=0$
						$\chi^2=220.79$	$p=0$

Tableau 5-4 Table de contingence entre les cumuls de précipitations journaliers WRF guidés (mm) et moyennés sur l'ensemble de la Bourgogne de 1990 (ligne - rouge) et 1996 (ligne - bleu) et SAFRAN (colonnes) triés par classes de précipitations. p correspond à la valeur p pour le test statistique du χ^2 .

Pour les années 1990 et 1996 (Tab. 7-4), l'utilisation du guidage spectral conduit à une meilleure distribution des effectifs de précipitations (classes correspondantes ou adjacentes). L'année 1990 présente de faibles différences par rapport à la simulation WRF sans guidage. Pour l'année 1996 qui présentait la plus forte différence (257mm) entre les cumuls annuels

moyens de précipitations entre WRF et SAFRAN, le guidage spectral ne permet pas d'améliorer significativement la distribution des effectifs des classes, mais semble toujours éprouver quelques difficultés à reproduire les épisodes de fortes intensités observés dans SAFRAN. La valeur du test de χ^2 pour ces deux années est réduite, signifiant que le guidage spectral tend à dégrader la reproduction des événements pluvieux par rapport à Safran, principalement pour l'année 1996. Le guidage spectral tend d'autant plus à accroître le nombre d'évènements de forte intensité (>10mm) que ne le faisait la simulation d'origine comparativement aux données SAFRAN.

Ces résultats font écho aux nuages de points de la figure 5-10. L'utilisation du guidage spectral permet de simuler une distribution des cumuls journaliers en 1990 plus cohérente avec ceux observés dans SAFRAN, la droite de régression étant proche de la diagonale. Les cumuls journaliers inférieurs à 8mm présentent une légère surestimation par rapport à SAFRAN, mais les événements pluvieux intenses (>13mm) observés dans la série SAFRAN sont systématiquement sous-estimés. En 1996, l'utilisation du guidage spectral permet de réduire drastiquement la surestimation des cumuls journaliers par rapport aux simulations sans guidage, la différence avec le cumul annuel SAFRAN passant de 257mm à 99mm. Toutefois, bien que l'apport du guidage soit flagrant sur l'ensemble de l'échantillon, il subsiste une surestimation des cumuls journaliers pour les jours secs et de faible intensité pluvieuse, ainsi qu'une forte sous-estimation des événements très pluvieux.

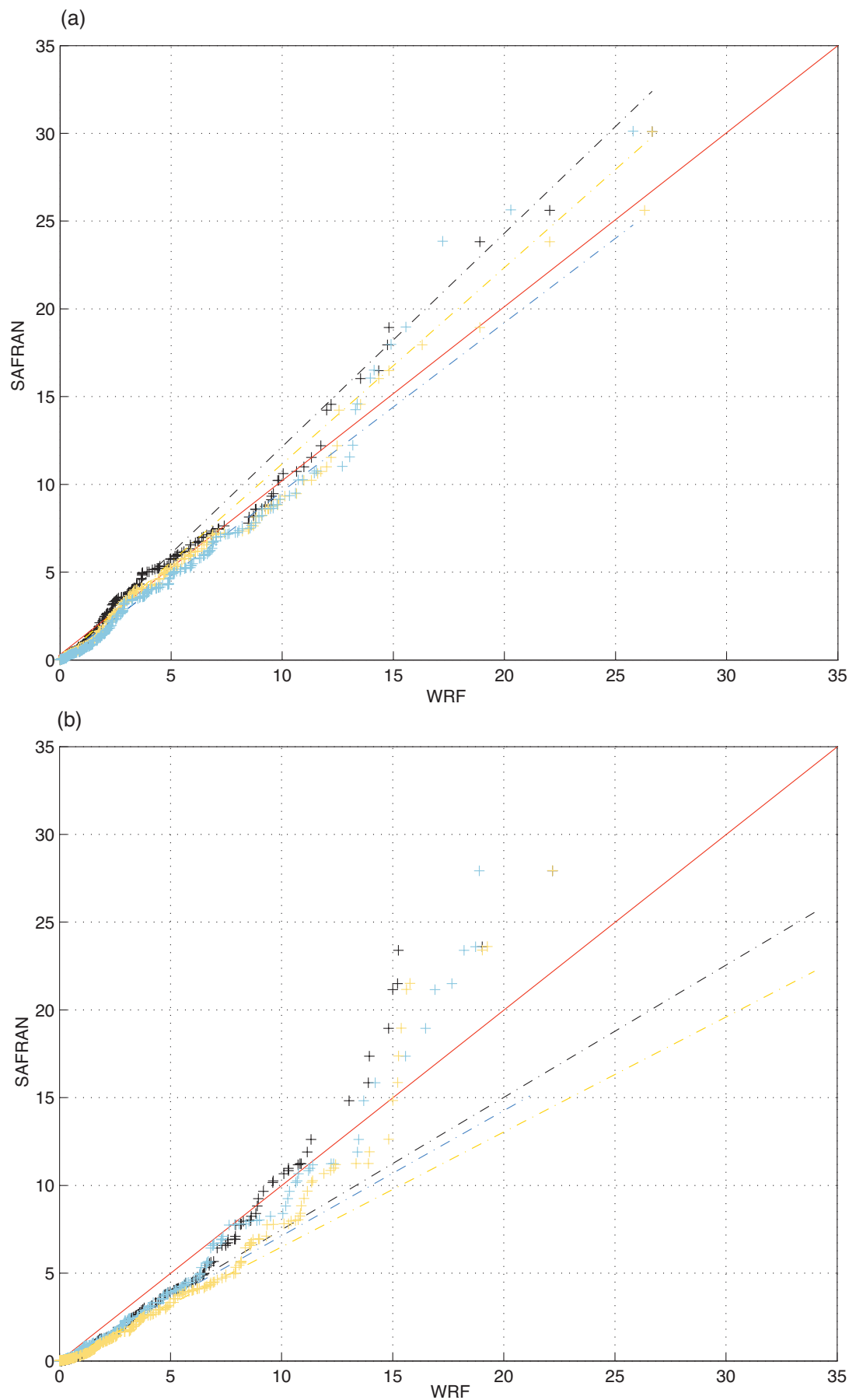


Figure 5-10 Distribution des cumuls journaliers de précipitations simulés par WRF brutes (jaunes), corrigées (noirs) et guidées (bleus) et SAFRAN en **a** 1990 et **b** 1996, moyennés sur l'ensemble de la Bourgogne. La ligne rouge continue matérialise l'égalité entre précipitations observées et simulées. Les lignes discontinues sont les droites de régression effectives entre les séries simulées et les séries observées.

5.4. SYNTHÈSE DU CHAPITRE.

A travers la chronologie de deux années-types, ce chapitre a permis tout d'abord de montrer que la méthode du Quantile-Mapping pour post-corriger les précipitations simulées par WRF n'améliorait pas toujours le réalisme de certains épisodes pluvieux clés au cours de la saison végétative et ne permettait pas non plus d'améliorer la structure temporelle des précipitations (Themeßl *et al.*, 2011 ; White et Toumi, 2013).

L'importance de bien reproduire les précipitations de la saison de végétation, qui sont principalement convectives, a motivé l'analyse d'une nouvelle simulation résolvant explicitement la convection sous-maille. Mais globalement, la résolution explicite de la convection n'a pas permis d'améliorer la reproduction des précipitations. Utilisées en entrée du modèle d'impact, elle a même semblé dégrader l'indice de déficit hydrique, rejoignant ainsi les conclusions des travaux de Kendon *et al.* (2012) et Chan *et al.* (2013).

L'analyse des précipitations simulées par WRF utilisant un guidage spectral a semblé plus prometteuse. La meilleure reproduction de la distribution temporelle et dans une moindre mesure de l'intensité des jours de pluie (sauf pour les pluies les plus intenses), notamment pendant la saison convective (qui reste la principale difficulté pour l'utilisation de ces données en entrée de modèle d'impact) pourrait sensiblement améliorer la capacité de WRF à produire un indice de déficit hydrique plus cohérent que dans la simulation sans guidage. Cependant, leur utilisation n'est pas envisageable une nouvelle fois sans une étape préliminaire de post-correction statistique des précipitations afin de réduire les différences en matière de cumul pluviométrique qui ont été observées dans ce chapitre avec les données SAFRAN.

La simulation correcte des pluies au pas de temps journalier est un verrou à lever pour aller vers l'estimation robuste des impacts de la variabilité climatique sur les forêts. Forcer un modèle de climat régional avec des données issues de réanalyses ne permet pas de reproduire le cycle annuel du bilan hydrique et *a fortiori* le stress des arbres face à l'évolution de la ressource en eau. Cela questionne le sens des résultats issus de l'utilisation des projections climatiques pour évaluer l'effet du réchauffement aux horizons lointains. Ce chapitre a montré que les simulations à très haute résolution, le guidage et même l'amélioration de la physique ne présentent pas des plus-values décisives pour contourner ce verrou. Il est possible néanmoins que, conjointement à l'amélioration des schémas physiques, l'intégration future de meilleurs descripteurs de surfaces permette d'améliorer ces résultats.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES.

Dans le contexte actuel où d'une part, les gestionnaires forestiers sont demandeurs de projections climatiques à haute résolution spatiale afin de sélectionner les essences forestières adaptées aux conditions futures (Asse, 2013) et où d'autre part, les outils de modélisation climatique régionale et de modélisation écophysiological forestière connaissent un fort développement, l'objectif principal de cette thèse était d'évaluer la capacité d'un modèle de climat régional combiné à un modèle de bilan hydrique sous couvert forestier à modéliser des indices bioclimatiques permettant de suivre l'évolution journalière de la réserve utile du sol des peuplements forestiers ainsi que l'évolution des contraintes hydriques exercées sur leur croissance radiale. Ces simulations devaient répondre à deux contraintes : (i) une résolution spatiale suffisamment fine pour prendre en compte la structure très morcelée des massifs forestiers bourguignons ; (ii) une fiabilité suffisante (sur notamment le régime, l'amplitude et la géographie des variables climatiques d'intérêt) pour être transposées à la désagrégation de projections climatiques. Cette conclusion générale revient sur les principaux résultats présentés dans les chapitres 3, 4 et 5 du présent manuscrit.

SYNTHESE DES RESULTATS.

Quelles sont les capacités et les limites d'un Modèle Climatique Régional à simuler les variables nécessaires au calcul du bilan hydrique ?

Le modèle de bilan hydrique sous couvert forestier Biljou[©] a permis à travers ce travail et les travaux de Sergent *et al.* (2012) et Asse (2013) de montrer un lien fort entre déficit hydrique et ralentissement de la croissance du douglas et du hêtre en Bourgogne. En contexte de réchauffement climatique, une intensification du cycle hydrologique est attendue (Planton *et al.*, 2005). La diversité et la complexité des mécanismes liés au cycle de l'eau font peser de fortes incertitudes quant aux impacts du réchauffement (Boé, 2008). Or ces effets sont déjà perceptibles sur les débits des rivières à l'échelle de la France et de la Bourgogne (Brulebois *et al.*, 2015) et soulèvent la question des impacts sur les couverts forestiers. Les douglaies ont par exemple montré une forte vulnérabilité suite à la sécheresse édaphique et aux vagues de chaleur de 2003 ayant conduit dans les années suivantes à une surmortalité (Sergent *et al.*, 2012 ; Bréda et Peiffer, 2014) dont les producteurs forestiers Bourguignons se sont inquiétés (9^{ème} université d'été de la forêt de Bourgogne, 2013). Sergent *et al.* (2012) ont montré le lien entre déficit hydrique et stress hydrique des douglaies. La caractérisation de ce lien est

dépendant de données climatiques de qualité qu'à l'heure actuelle, seules les données d'observation ou d'analyses du type SAFRAN sont capables de fournir à l'échelle des territoires.

La gestion forestière a un besoin, dans ce contexte de projection climatique, de données régionalisées robustes que les modèles climatiques régionaux sont susceptibles de fournir. Cela passe toutefois par une évaluation fine de leur capacité à reproduire, pour le climat du passé récent et au pas de temps journalier, les éléments clés du cycle de l'eau. Ce travail de thèse a testé la capacité du modèle climatique régional WRF à reproduire et spatialiser les variables climatiques intervenant dans le calcul du déficit hydrique. Certaines de ces variables sont souvent étudiées dans les travaux d'évaluation des performances des modèles climatiques telles que les précipitations et les températures moyennes, et d'autres rarement analysées telles que l'humidité relative, la vitesse de vent moyen, et le rayonnement solaire incident pourtant nécessaires au calcul de l'évapotranspiration potentielle selon les formules de Penman et Penman-Monteith qui est une des variables-clés impliquées dans le calcul du bilan hydrique.

Le chapitre trois – à travers l'article publié dans la revue *Climate dynamics* (Boulard D, Castel T, Camberlin P, Sergent AS, Bréda N, Badeau V, Rossi A, Pohl B (2015) **Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water balance computation: a case study over northeastern France.** *Climate Dynamics*, 1-28.) – a montré une efficacité du modèle à reproduire la variabilité temporelle et spatiale de chacune de ces trois variables, tant à l'échelle régionale qu'à l'échelle du peuplement forestier, malgré une surestimation du rayonnement solaire en été et de la vitesse du vent en hiver. La capacité du MCR WRF à reproduire ces trois variables de surface ainsi que les températures moyennes a permis une estimation réaliste de l'évapotranspiration potentielle, par comparaison avec les valeurs déduites du réseau d'observation Météo-France. Tant pour ces quatre variables de surface que pour l'ETP, WRF a montré une distribution spatiale à l'échelle régionale bien plus cohérente que celle générée à partir des données SAFRAN régulièrement utilisées pour des études d'impact forestières, qui présentent des faiblesses générées par le manque d'assimilation de données d'observations pour chacune de ces variables, et par la contrainte d'une analyse effectuée sur des zones climatiquement homogènes.

Bien que le climat modélisé par le MCR WRF semble cohérent pour chacune des variables climatiques, le signal climatique à travers l'estimation à partir des données WRF de l'indice de déficit hydrique a montré plusieurs limites. La première limite correspond à la

surestimation des cumuls précipités (14% pour le cumul annuel moyen) pendant la période végétative (printemps et été). Ce biais dû à la mauvaise représentation des précipitations convectives (Marteau *et al.*, 2015), a pour conséquence de générer un climat trop humide pourvoyant une entrée d'eau dans le modèle de bilan hydrique trop importante par rapport aux observations. Ce biais humide empêche le franchissement du seuil de 40% de réserve relative en eau dans le sol extractible par les plantes et produit une sous estimation du stress hydrique. En conséquence, la forte corrélation retrouvée entre les indices de croissance radiale et les indices de déficit hydrique estimés à partir des données d'observations Météo-France n'est pas reproduite avec les données WRF comme entrées du modèle Biljou[©]. Le régime ou le cycle annuel des pluies est en complément de la lame d'eau précipitée, un point-clé pour la simulation correcte du déficit hydrique. Bien que ce biais dans les précipitations reste modéré d'un point de vue climatologique, il masque la bonne capacité de WRF à reproduire la répartition spatiale des précipitations, et constitue potentiellement un écueil majeur dans le cas d'études d'impact, notamment pour l'estimation d'indices bioclimatiques, tel que l'indice de déficit hydrique, fondés sur des dépassements de seuil.

QUELS SONT LES PRINCIPAUX MECANISMES LIMITANT L'UTILISATION DU MCR EN ENTREE DE MODELES D'IMPACTS ET COMMENT LEVER CES VERROUS ?

Le chapitre 3 a montré que les biais des précipitations simulées par WRF empêchent leur utilisation brute en entrée de modèle d'impact forestier sans une amélioration préalable de la distribution statistique des précipitations quotidiennes, celle-ci contrôlant le nombre de jours franchissant le seuil de 40% de la réserve relative en eau du sol et indirectement l'intensité du déficit hydrique. Pour lever ce verrou, nous avons choisi dans un premier temps d'utiliser une méthode de post-correction statistique pour débiaiser la distribution des séries de précipitations. La méthode du Quantile Mapping (Boé *et al.*, 2007 ; Gudmundsson *et al.*, 2012), bien qu'elle introduise *de facto* une incertitude relative liée à la non-prise en compte des relations non linéaires complexes des variables de surface et aux auto-corrélations entre chacune d'entre elles (Boé *et al.*, 2007), a été utilisée. Ce choix est motivé par sa régulière mise en œuvre et ses succès pour corriger les précipitations dans des études d'impact (Chauveau *et al.*, 2013; Quintana-Seguí *et al.*, 2010) ainsi que pour sa simplicité d'utilisation.

Le chapitre 4 construit sur l'article soumis à la revue *Agricultural and Forest Meteorology* (Boulard D, Castel T, Camberlin P, Sergent AS, Asse D, Bréda N, Badeau V, Rossi A, Pohl B (2015) *Bias correction of dynamically downscaled precipitation to compute soil water*

deficit for explaining year-to-year variation of tree growth over northeastern France. *Agricultural and Forest Meteorology*) a présenté l'application du Quantile-Mapping sur les séries de précipitations. Le Quantile Mapping a résulté en une amélioration significative de la distribution spatiale des précipitations, de leurs variabilités temporelles et en une réduction significative des biais de précipitations. Toutefois, les données de précipitations post-corrigées utilisées en entrée du modèle d'impact n'ont pas permis de reproduire un indice de déficit hydrique suffisamment proche de ceux estimés à partir des observations ou des analyses SAFRAN. La faible corrélation obtenue entre l'indice de croissance radiale des hêtres et des douglas et les indices de déficit hydrique obtenus pour ces deux essences met en cause l'incapacité du modèle et de la méthode de post-correction à produire une chronologie réaliste des précipitations au cours de l'année, tant dans leur date d'occurrence que dans leur intensité. Au-delà de la surestimation des précipitations pendant la saison de végétation s'ajoute donc une déficience du modèle à reproduire des épisodes extrêmes de fortes précipitations, et à reproduire le phasage de la variabilité haute fréquence des précipitations, produisant une simulation des séquences sèches et humides irréaliste aux échelles synoptique et intra-saisonnière, qui empêche une estimation correcte des indices de déficit hydrique pour les hêtres et les douglas.

Cette conclusion a été approfondie à travers l'analyse de la chronologie des précipitations pour deux années caractéristiques présentant les différences minimales (1990) et maximales (1996) de précipitations conduisant respectivement à une sous-estimation et une surestimation des indices de déficit hydrique par le modèle. Cette analyse a montré que la mauvaise reproduction de la variabilité haute-fréquence des précipitations qui contrôle la durée et le nombre de jours exposés à un stress hydrique est donc un problème majeur qui se superpose à la première limite relative à la surestimation des cumuls précipités dont dépend le nombre de jours franchissant le seuil de 40% de quantité d'eau extractible et indirectement l'intensité du déficit hydrique.

Le fait que les biais principaux surviennent durant la saison de végétation, qui est celle où domine les phénomènes convectifs, nous a motivé à explorer l'apport de la résolution explicite de la convection en analysant une nouvelle simulation à une résolution plus fine (3km). Les résultats ont montré qu'en l'état, la résolution explicite de la convection ne permet ni d'améliorer les cumuls précipités lors de la saison convective, ni d'améliorer la variabilité haute fréquence des précipitations simulée par le modèle. Sous nos latitudes la résolution 3km est dans la zone « grise » de la convection, c'est à dire l'échelle où les processus convectifs

sont possiblement inférieurs à cette résolution, ce qui pourrait en partie expliquer ce résultat. Dans le cas présent et comparativement à la résolution 8km, elle semble même dégrader le signal climatique simulé par le modèle. Cela rejoint les travaux récents qui montrent que même si pour des événements intenses résolus à 1km de résolution, l'apport de la résolution explicite de la convection est une plus-value (Kendon *et al.*, 2012), il n'en est pas de même pour d'autres situations où les résolutions plus lâches (10-12km – Chan *et al.*, 2013) produisent pour la pluie des résultats comparables à ceux obtenus dans ce travail. Cela rejoint la question de la valeur ajoutée des modèles climatiques régionaux et leurs potentialités (avantages et limites) pour résoudre le climat à l'échelle des territoires (Rummukainen, 2016).

L'application d'un guidage spectral (Alexandru *et al.*, 2009 ; Colin, 2010 ; Omrami *et al.*, 2012 ; Separovic *et al.*, 2012; Pohl et Crétat, 2014) pour prescrire à WRF un phasage plus réaliste de la variabilité des transitoires comparativement aux observations, a permis d'obtenir de meilleurs résultats. La meilleure reproduction de la distribution temporelle et dans une moindre mesure, de l'intensité des jours de pluie (sauf pour les événements de pluies les plus intenses notamment pendant la saison convective), pourrait sensiblement améliorer la capacité de WRF à produire un indice de déficit hydrique plus cohérent que dans la simulation sans guidage. Cela rejoint les résultats de Pohl et Crétat (2014) qui ont montré qu'au pas de temps journalier, le guidage améliore le phasage de la variabilité des transitoires et force le modèle à reproduire des mécanismes/modes de variabilité qu'il est incapable de reproduire autrement. Toutefois, le guidage spectral n'a pas permis de réduire significativement les biais de cumuls annuels de précipitations, rejoignant les résultats de Colin (2010) et Separovic *et al.* (2012) qui ont montré que l'utilisation du guidage spectral ne dégrade ni n'améliore la représentation des événements extrêmes et des cumuls annuels moyens précipités. La meilleure reproduction de la distribution temporelle pourrait toutefois sensiblement accroître la capacité de WRF à produire un indice de déficit hydrique plus cohérent par rapport aux observations que ne le fait la simulation initiale sans guidage. Cependant, son utilisation n'est pas envisageable une nouvelle fois sans une étape préliminaire de post-correction statistique des précipitations afin de réduire les différences en matière de cumul pluviométrique avec les données SAFRAN.

QUELLES PERSPECTIVES DE RECHERCHES ET QUELLES SUITES A DONNER ?

Le couplage simulation climatique et simulation bioclimatique est une entrée pertinente pour analyser plus finement la variabilité climatique régionale, les modifications induites par les forçages radiatifs d'origine anthropique et la performance des modèles climatiques. La très bonne capacité des modèles climatiques régionaux à reproduire les distributions spatiales des

variables de surface permet une spatialisation fine des variables hydriques. Ce potentiel rend importante la poursuite de cette combinaison qui enrichit l'analyse et notre compréhension de la variabilité climatique à l'échelle des territoires. Une amélioration significative de la reproductibilité des précipitations à travers l'amélioration conjointe des méthodes de post-correction statistique et du guidage spectral pourrait permettre la régionalisation d'un indice de stress hydrique sur l'ensemble de la Bourgogne, en fonction de différentes configurations de réserves utiles (50mm, 104mm, 150mm) et de types de couverts forestiers (résineux et feuillus), servant de référence aux gestionnaires forestiers en fonction du peuplement et du type de sol rencontrés localement.

La modélisation climatique permettrait d'autant plus de pourvoir au manque de produits climatiques haute résolution, ou de pallier les inconsistances retrouvées pour les réanalyses SAFRAN pour les variables de surfaces faiblement renseignées par des observations *in-situ* telles que l'humidité relative, le rayonnement global incident et la vitesse du vent moyen. L'utilisation d'un couplage MCR / modèle de bilan hydrique forestier pourrait permettre la désagrégation des projections climatiques à long terme à des résolutions spatiales fines, permettant de régionaliser pour des horizons lointains des indices de déficit hydrique à des résolutions fines et rendre compte de la vulnérabilité de certaines essences du territoire bourguignon au changement climatique.

Cependant, l'écueil majeur relève de la difficulté actuelle des MCR à reproduire une variabilité haute fréquence des précipitations suffisamment proche de celle des observations pour estimer ces indices de déficit hydrique. Plusieurs voies développées ci-dessous méritent d'être étudiées afin d'améliorer la simulation des distributions statistiques de précipitations journalières plus cohérentes par rapport à celles des données de référence.

(i) Continuer à explorer la voie de la régionalisation dynamique du climat en mobilisant les améliorations de la physique (*e.g.* rétroaction entre schéma radiatif et de convection : Alapaty *et al.* (2012)), des modèles de surface continentale (Land Surface Model – LSM) de nouvelle génération couplés avec WRF qui semblent permettre la réduction des biais intra-saisonniers des précipitations (Christensen *et al.*, 2002 ; Frei *et al.*, 2003) et du guidage dans une optique d'estimation des impacts. La priorité est à donner, en prolongement de ce travail de thèse, à l'exploitation et à l'analyse des simulations WRF utilisant un guidage spectral. Puisque le guidage spectral semble sensiblement améliorer la variabilité haute-fréquence des précipitations, l'évaluation de la pertinence de son utilisation devrait être faite en sortie du modèle de bilan hydrique afin de mesurer l'apport de cette nouvelle paramétrisation.

Toutefois, cette nouvelle simulation n'améliorant pas significativement les biais de précipitations par rapport à la simulation initiale, sa valorisation pour des applications au régime hydrique des peuplements forestiers nécessiterait irrémédiablement l'application d'une post-correction statistique ;

(ii) Utiliser, en combinaison des simulations avec guidage spectral, des méthodes de post-correction plus élaborées qui tiennent compte de la non-homogénéité des biais dans le temps et dans l'espace. En ce sens, le Quantile-Mapping n'est peut-être tout simplement pas la méthode MOS la plus sophistiquée et la plus adaptée pour une étude d'impact basée sur un indice de franchissement de seuil. La chronologie des événements pluvieux présentée en section 5.1. a permis de montrer que les difficultés du modèle après correction relevaient du manque de reproductibilité de la série statistique des précipitations observées. Il faudrait donc envisager l'utilisation d'autres méthodes afin de post-corriger les précipitations simulées par le modèle WRF. Wetterhall *et al.* (2012) ont permis de montrer que la méthode de post-correction DBS (Distribution-Based Scaling) conditionnée aux régimes de circulation atmosphérique présentait de meilleurs résultats qu'une méthode de Quantile-Mapping appliquée sur chaque mois pour la reproduction des précipitations et des écoulements d'eau sur un bassin versant du Royaume-Uni.

(iii) Au-delà se pose la question de la résolution optimale en fonction des processus clés de la variabilité climatique de la région d'intérêt et des objectifs de régionalisation des impacts visés. Dans ce travail, simuler le climat régional à une résolution spatiale permettant de résoudre explicitement la convection n'apporte pas de plus-value pour la reproduction des séries journalières des précipitations, rejoignant les conclusions des travaux de Kendon *et al.* (2012) et de Chan *et al.* (2013). Le point-clef dans ce travail relève du réalisme des distributions statistiques des précipitations simulées par le modèle pour permettre une estimation correcte d'indices de déficit hydrique. A ce titre, plusieurs modifications dans la paramétrisation du modèle seraient des solutions envisageables pour éviter que le MCR ne s'éloigne trop du modèle forceur tels que (i) l'augmentation de la fréquence des forçages latéraux (Crétat, 2011), (ii) la réinitialisation régulière du modèle (Lo *et al.*, 2008) et (iii) les guidages spectral (von Storch *et al.*, 2000 ; Alexandru *et al.*, 2009) ou temporel (Salameh *et al.*, 2010) des variables pronostiques des MCR en haute couche et/ou en surface vers la solution du modèle forceur. Enfin, une réduction de la taille du domaine (Seth et Giorgi, 1998 ; Alexandru *et al.*, 2007 ; Leduc et Laprise, 2009) pourrait être envisagée afin d'empêcher le MCR de s'éloigner de la solution des données ERA-Interim, en s'assurant toutefois qu'il soit suffisamment grand pour le laisser développer des structures d'échelles fines.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ACCLIMATE (2011) Etat de l'art de la modélisation du climat et synthèse sur les techniques de descentes d'échelle climatique. Commission de l'Océan Indien, Thème 3, Annexe 1.

ADEME - Alterre-Bourgogne (2012) Adaptation au changement climatique & forêts. Dossier thématique.

Agreste-Bourgogne (2015) Activité des exploitations forestières et des scieries en Bourgogne en 2013 - n° 187 août 2015.

Alapaty K, Herwehe JA, Otte TL, Nolte CG, Bullock OR, Mallard MS, Kain JS, Dudhia J (2012) Introducing subgrid-scale cloud feedbacks to radiation for regional meteorological and climate modeling. *Geophysical Research Letters* 39.

Alexandre S (2012) Forêt et climat: enjeux et politiques publiques. *Innovations Agronomiques* 18, 1-15.

Alexandru A, de Elia R, Laprise R (2007) Internal variability in regional climate downscaling at the seasonal scale. *Monthly Weather Review* 135: 3221-3238.

Alexandru A, de Elia R, Laprise R, Separovic L, Biner S (2009) Sensitivity study of regional climate model simulations to large-scale nudging parameters. *Monthly Weather Review* 137: 1666-1686.

Allen RG, Jensen ME, Wright JL, Burman RD (1989) Operational estimates of reference evaporation. *Agronomy Journal* 81: 650-662.

Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M (1998) Crop Evapo-transpiration Guidelines for Computing Crop Requirements. FAO: Rome, Italy. *Irrigation and Drainage Paper* No. 56.

Allen CD, Macalady A, Chenchouni H, Bachelet D, McDowell N, Vennetier M, Gonzales P, Hogg T, Rigling A, Breshears D, Hogg EH, Gonzalez P, Fensham R, Zhang Z, Castro J, Demidova N, Lim JH, Allard G, Running SW, Semerci A, Cobb N (2010) A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forests. *For Ecol Manag* 259: 660-684.

Alterre-Bourgogne (2004) Sécheresse et canicule. Rapport de présentation.

Alterre-Bourgogne (2009) L'impact du changement climatique sur la ressource en eau. Repère n°53,.

Alterre-Bourgogne (2010) Adaptation au changement climatique: évaluation de la réserve en eau des sols. Rapport technique.

Amengual A, Homar V, Romero R, Alonso S, Ramis C (2012) A statistical adjustment of

regional climate model outputs to local scales: application to platja de palma, spain. *J. Climate*, 25, 939–957.

Antic S, Laprise R, Denis B, de Elia R (2006) Testing the downscaling ability of a oneway nested regional climate model in regions of complex topography. *Clim Dyn* 26: 305-325.

Arakawa A, Schubert W (1974) Interaction of a cumulus cloud ensemble with the largescale environment, part I. *Journal of the Atmospheric Sciences* 31: 674-701.

Arakawa A (2004) The cumulus parameterization problem: past, present, and future. *Journal of Climate* 17: 2493-2525.

Arnell NW, van Vuuren DP, Isaac M (2011) The implications of climate policy for the impacts of climate change on global water resources. *Global Environmental Change*, 21(2), 592-603.

Asse D (2013) Etude dendroclimatique du hêtre (*fagus sylvatica* L.) sur les plateaux calcaires de Bourgogne : Analyses des incertitudes générées par les modèles climatiques à maille fine. MSc Thesis. INRA.

Association bourguignonne de certification forestière et des forestiers privés de Bourgogne (2013) actes de la 9ème université d'été de la forêt de Bourgogne.

Badeau V (1995) Etude dendroécologique du hêtre (*Fagus sylvatica* L.) sur les plateaux calcaires de Lorraine. Influence de la gestion sylvicole. Thèse, Université de Nancy 1, 250p.

Badeau V, Bréda N, Landmann G (1997) La récente crise de vitalité du hêtre en plaine semble largement liée aux déficits hydriques. Les Cahiers du DSF, 1-1997 (La Santé des Forêts [France] en 1996). Ministère de l'agriculture et de la pêche (DERF), Paris, pages 60-63.

Badeau V, Dupouey JL, Cluzeau C, Drapier J, Le Bas C (2004) Modélisation et cartographie de l'aire climatique potentielle des grandes essences forestières françaises. Rapport final du projet CARBOFOR–Séquestration de carbone dans les grands écosystèmes forestiers de France, Tâche D, 1.

Badeau V, Dupouey JL, Cluzeau C, Drapier J (2007) Aire potentielles de répartition des essences forestières d'ici 2100. RDV techniques de l'ONF, hors-série N°3 « Forêts et milieux naturels face au changements climatiques », pp 62-66.

Badeau V, Ulrich E (2008) Renecofor - Etude critique de faisabilité sur la comparabilité des données météorologiques Renecofor avec celles de Météo France, l'estimation de la réserve utile en eau du sol et le calcul des volumes d'eau drainée en vue du calcul de bilans minéraux sur les placettes du sous-réseau Castaenat. Office National des Forêts, direction technique et commercial bois.

Badeau V, Dupouey JL, Cluzeau C, Drapier J, Le Bas C (2010) Climate change and the biogeography of French tree species: first result and perspectives. *Forests, carbon cycle and*

climate change. Editions Quae, c/o INRA. Loustau, D., Versailles, France, pp 231–252.

Bakkenes M, Alkemade JRM, Ihle F, Leemans R, Latour JB (2002). Assessing effects of forecasted climate change on the diversity and distribution of European higher plants for 2050. *Global Change Biology*, 8(4), 390-407.

Beaumont LJ, Pitman A, Perkins S, Zimmermann NE, Yoccoz NG, Thuiller W (2011) Impacts of climate change on the world's most exceptional ecoregions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(6), 2306-2311.

Becker M (1979) Une étude phyto-écologique sur les plateaux calcaires du Nord-Est (Massif de Haye ; 54). Utilisation de l'analyse des correspondances dans la typologie des stations. Relations avec la productivité et la qualité du hêtre et du chêne. *Ann. Sci. For.*, 36 (2), 93-124.

Bell, VA, Gedney N, Kay AL, Smith RNB, Jones RG, Moore RJ (2011) Estimating potential evaporation from vegetated surfaces for water management impact assessments using climate model output. *Journal of Hydrometeorology* 12:1127–1136.

Benito Garzón M, Sánchez de Dios R, Sainz Ollero H (2008) Effects of climate change on the distribution of Iberian tree species. *Applied Vegetation Science*, 11(2), 169-178.

Benoit M, Simon E (2011) La forêt pour l'eau potable, un service de qualité , La Lettre eau, France Nature Environnement, no54, mars 2011, pp. 6-8.

Berrisford P, Dee DP, Fielding K, Fuentes M, Kållberg P, Kobayashi S, Uppala SM. (2009) The ERA-Interim Archive. ERA Report Series, No. 1 ECMWF: Reading, UK.

Berry PM, Dawson TP, Harrison PA, Pearson RG (2002) Modelling potential impacts of climate change on the bioclimatic envelope of species in Britain and Ireland. *Global Ecol Biogeogr* 11:453–462. doi: 10.1111/j.1466-8238.2002.00304.x.

Betsch P, Bonal D, Breda N, Montpied P, Peiffer M, Tuzet A, Granier A (2010) Drought effects on water relations in beech: The contribution of exchangeable water reservoirs *Agricultural and Forest Meteorology* 151(5):531.

Biner S, Caya D, Laprise R, Spacek L (2000) Nesting of RCMs by imposing large scales. *World Meteorological Organisation-Publications-WMO TD*, 7-3.

Boé J, Terray L, Habets F, Martin E (2007) Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *Int J Climatol* 27:1643–1655.

Boé, J (2008) Cycle hydrologique et changements climatiques sur la France : mécanismes, incertitudes, impacts sur la ressource en eau. *La Météorologie*, 66, 38-48.

Bois B (2007) Cartographie agroclimatique à méso-échelle : méthodologie et application à la variabilité spatiale du climat en Gironde viticole. Conséquences pour le développement de la vigne et la maturation du raisin. PhD Thesis, Bordeaux, Université de Bordeaux 2, 211p.

Bonhomme M, Doumas P, Rageau R (1994) Utilisation de la radiographie aux rayons X pour une detection precoce de la differenciation florale des bourgeons du sapin de Douglas (*Pseudotsuga menziesii* (Mirb) Franco). *Annales des Sciences Forestieres* : 51(4), 381-389.

Bonnardot V, Cautenet S (2009) Mesoscale atmospheric modeling using a high horizontal grid resolution over a complex coastal terrain and a wine region of South Africa. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(2), 330-348.

Boulard D, Pohl B, Crétat J, Vigaud N, Pham-Xuan T (2013) Downscaling large-scale climate variability using a regional climate model: the case of ENSO over Southern Africa. *Climate dynamics*, 40(5-6), 1141-1168.

Boulard D, Castel T, Camberlin P, Sergent AS, Bréda N, Badeau V, Rossi A, Pohl B (2015) Capability of a regional climate model to simulate climate variables requested for water balance computation: a case study over northeastern France. *Climate Dynamics*, 1-28.

Brands S, Gutiérrez JM, Herrera S, Cofiño AS (2012) On the use of reanalysis data for downscaling. *Journal of Climate*, 25(7), 2517-2526.

Bréda N (1994) Analyse du fonctionnement hydrique des chênes sessile (*Quercus petraea*) et pédonculé (*Quercus robur*) en conditions naturelles: effets des facteurs du milieu et de l'éclaircie. Doctoral dissertation, Université Nancy 1.

Bréda N, Peiffer M (1999) Étude du bilan hydrique des chênaies de la forêt domaniale de la Harth (Haut-Rhin) et impact des épisodes de sécheresse sur la croissance radiale des chênes. Rapport scientifique - convention ONF/Inra juillet 1999.

Bréda N, Huc R, Granier A, Dreyer, E (2006) Temperate forest trees and stands under severe drought: a review of ecophysiological responses, adaptation processes and long-term consequences. *Annals of Forest Science* 63:625-644.

Bréda N, Granier A (2007) Ecophysiologie et fonctionnement des écosystèmes forestiers. In Forêts et milieux naturels face aux changements climatiques ; Rendez-vous techniques de l'ONF, hors-série n ° 3, Décembre 2007 ; pages 81-87. ISSN : 1776-7717.

Bréda N, Badeau V (2008) Forest tree responses to extreme drought and some biotic events: Towards a selection according to hazard tolerance? *CR Geosci* 340, 651-662.

Bréda N (2010) Facteurs de vulnérabilité du douglas face aux aléas climatiques premières avancées. AGRIS-FAO, 8p. <http://prodinra.inra.fr/record/44612>

Bréda N, Bosc A, Badeau V (2010) Eléments sur le changement climatique et la forêt métropolitaine. In: Nadine Brisson, Frédéric Levraut, Changement climatique, agriculture et forêt en France: simulations d'impacts sur les principales espèces. Le Livre vert du projet CLIMATOR (2007-2010). (p. 225-236). Paris, FRA: ADEME Editions. <http://prodinra.inra.fr/record/35846>.

Bréda N, Peiffer M (2014) Vulnerability to forest decline in a context of climate change :

new prospects about an old question in forest ecology. *Annals of Forest Science*, 71(6), 627-631.

Bright D, Mullen S (2002) The sensitivity of the numerical simulation of the southwest monsoon boundary layer to the choice of PBL turbulence parameterization in MM5. *Weather Forecast* 17: 99-114.

Brisson N, Levraut F (2010) Changement climatique, agriculture et forêt en France: simulations d'impacts sur les principales espèces. Le Livre vert du projet CLIMATOR, ADEME Editions, 334p.

Brohan P, Kennedy JJ, Harris I, Tett SF, Jones PD (2006) Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D12).

Brulebois E, Castel T, Richard Y, Chateau-Smith C, Amiotte-Suchet P (2015) Hydrological response to an abrupt shift in surface air temperature over France in 1987/88. *Journal of Hydrology*, 531, 892-901.

Carnicer, J., Coll, M., Ninyerola, M., Pons, X., Sánchez, G., Peñuelas, J., 2011. Widespread crown condition decline, food web disruption, and amplified tree mortality with increased climate change-type drought. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA* 108, 1474–1478.

Castel T, Oettli P (2008) Sensitivity of the C-band SRTM DEM vertical accuracy to terrain characteristics and spatial resolution. In *Headway in spatial data handling* (pp. 163-176). Springer Berlin Heidelberg.

Castel T, Xu Y, Richard Y, Pohl B, Crédat J, Thévenin D, Cuccia C, Bois B, Roucou P, (2010) Assessment of Dynamic Downscaling of the Continental East French Regional Climate at high-resolution using the ARW/WRF model, *AIC* :23, pp. 107-112.

Castro CL, Pielke RA, Leoncini G (2005) Dynamical downscaling: Assessment of value retained and added using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D5).

CESER Bourgogne (2013) comment améliorer et développer durablement leur exploitation : avis et rapport.

Chabin JP (1996) Climats, in *Bourgogne, Atlas régional, environnement*, Conseil régional de Bourgogne, imp. Darantière, Dijon-Quetigny, 61 p., pp. 21-23.

Chan SC, Kendon EJ, Fowler HJ, Blenkinsop S, Ferro CAT, Stephenson DB (2013) Does increasing the spatial resolution of a regional climate model improve the simulated daily precipitation ? *Clim Dyn*, 41:1475–1495..

Chan SC, Kendon EJ, Fowler HJ, Blenkinsop S, Roberts NM, Ferro CA (2014) The value of high-resolution met office regional climate models in the simulation of multihourly

precipitation extremes. *Journal of Climate*, 27(16), 6155-6174.

Chatry C, Le Quentrec M, Laurens D, Le Gallou JY, Lafitte JJ, Creuchet B, Grellu J (2010) Changement climatique et extension des zones sensibles aux feux de forêts. Rapport de la mission interministérielle. 190p.

Chauveau M, Chazot S, Perrin C, Bourgin PY, Sauquet E, Vidal JP, Rouchy N, Martin E, David J, Norotte T, Maugis P, De Lacaze X (2013) Quels impacts des changements climatiques sur les eaux de surface en France à l'horizon 2070?. *La Houille Blanche*, (4), 5-15.

Chaves MM, Maroco JP, Pereira JS (2003) Understanding plant responses to drought—from genes to the whole plant. *Functional plant biology*, 30(3), 239-264.

Chéaib A, Badeau V, Boé J, Chuine I, Delire C, Dufrêne E, François C, Gritti E, Legay M, Pagé C, Thuiller W, Viovy N, Leadley P (2012) Climate change impacts on tree ranges: model inter-comparaison facilitates understanding and quantification of uncertainty. *Ecology letters*, 533-544.

Chen F, Dudhia J (2001) Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling- system. Part I: model description and implementation. *Mon Weather Rev* 129:569–585

Chen J, Brissette FP, Leconte R (2011) Uncertainty of downscaling method in quantifying the impact of climate change on hydrology. *Journal of Hydrology*, 401(3), 190-202.

Christensen JH, Christensen OB (2007) A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change*, 81 (Suppl. 1), pp. 7–30.

Christensen JH, Boberg F, Christensen OB, Lucas-Picher P (2008) On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20709.

Ciais P, Reichstein M, Viovy N, Granier A, Ogee J, Allard V, Aubinet M, Buchmann N, Bernhofer C, Carrar A, Chevallier F, De Noblet N, Friend AD, Friedlingstein P, Grunwald T, Heinesch B, Keronen P, Knohl A, Krinner G, Loustau D, Manca G, Matteucci G, Miglietta F, Ourcival JM, Papale D, Pilegaard K, Rambal S, Seufert G, Soussana JF, Sanz MJ, Schulze ED, Vesala T, Valentini, R (2005) Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature* 437(7058):529-33.

Colin J (2011) Etude des évènements précipitants intenses en Méditerranée: approche par la modélisation climatique régionale. Doctoral dissertation, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.

Copeland JH, Pilke RA, Kittel TGF (1996) Potential climate impacts of vegetation change: A regional modeling study. *J. Geophys. Res.*, 101, 7409-7418.

Correia FWS, Alvalá RCS, Manzi AO (2007) Modeling the impacts of land cover change in Amazonia: a regional climate model (RCM) simulation study. *Theoretical and Applied Climatology* 93:225-244.

Coudun C, Gégout JC (2006) The derivation of species response curves with Gaussian logistic regression is sensitive to sampling intensity and curve characteristics. *Ecological Modelling* 199:164–175.

Cramer W, Bondeau A, Woodward FI, Prentice IC, Betts,RA, Brovkin V, Cox PM, Fisher V, Foley JA, Friend AD, Kucharik C, Lomas MR, Ramankutty N, Sitch S, Smith B, White A, Young-Molling C (2001) Global response of terrestrial ecosystems structure and function to CO₂ and climate change: results from six dynamic global vegetation models. *Global Change Biology*, 7, 357–373.

Crétat J, Pohl B, Richard Y, Drobinski P (2011) Uncertainties in simulating regional climate of Southern Africa: sensitivity to physical parameterizations using WRF. *Clim Dyn* 38:613-634. doi:10.1007/s00382-011-1055-8

Cruziat P (1997) Les relations plante-eau, de la cellule à la plante entière. L'eau dans l'espace rural. INRA Editions, Paris, 11-40.

Cuccia C (2008) Spatialisation des évolutions climatiques observées en Bourgogne depuis 1945. Mémoire de Master Recherche, Université de Bourgogne, 50p.

Dai A (2006) Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *Journal of Climate* 19: 4605-4630.

Davies HC (1976) A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 102: 405-418.

Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Holm EV, Isaksen L, Kallberg P, Kohler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette J-J, Park B-K, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thepaut J-N, Vitart F (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc* 137:553–597. doi:10.1002/qj.828.

Delcamp M (2011) Etat de l'art de la vulnérabilité des systèmes du territoire de l'OT2C sensibles au changement climatique, Parc naturel régional des Landes de Gascogne, 196pp.

Desprez-Loustau ML, Robin C, Reynaud G, Deque M, Badeau V, Piou D, Husson C, Marcais B, (2007). Simulating the effects of a climate-change scenario on the geographical range and activity of forest-pathogenic fungi. *Canadian journal of plant pathology*, 29; 101-120.

Déqué M (2007) Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: Model results and statistical correction according to observed values,

Global Planet Chang 57, 16–26.

DRAAF Bourgogne (2007) Portrait de la forêt en Bourgogne, pays du chêne et du douglas ; Agreste Bourgogne, no. 85, Juin 2007 ; 4p.

DRAAF Bourgogne (2010) Activité des exploitations forestières et des scieries en Bourgogne en 2008 ; Agreste Bourgogne, no. 111, Juin 2010 ; 6p.

DREAL (2012) Profil environnemental de la Bourgogne. http://www.per-bourgogne.fr/files/pdf/0_PER_2012.pdf.

Dufrêne E, Davi H, François C, Le Maire G, Le Dantec V, Granier A (2005) Modelling carbon and water cycles in a beech forest: Part I: Model description and uncertainty analysis on modelled NEE. *Ecological Modelling*, 185(2), 407-436.

Dron (2004) La France et les Français face à la canicule : les leçons d'une crise. Rapport d'information N°195 au Sénat.

Droogers, P, Allen RG (2002) Estimating reference evapo-transpiration under inaccurate data conditions. *Irrig. Drain. Syst.*, 16:33–45.

Dudhia J (1989) Numerical study of convection observed during the winter experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J Atmos Sci* 46:3077–3107.

Durand, Y, Brun E, Mérindol, L, Guyomarc'h G, Lesaffre B, Martin E (1993) A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciol* 18:65-71.

Durand Y (1995) Analyse des principaux paramètres météorologiques de surface sur les massifs alpins et d'autres zones climatiquement homogènes. Technical report, Météo-France. Note scientifique et technique SAFRAN, CEN, Grenoble.

Durand Y, Laternser M, Giraud G, Etchevers P, Lesaffre B, Mérindol L (2009) Reanalyses of 44 years of climate in the French Alps (1958–2002): methodology, model validation, climatology and trends *for air temperature and precipitation*. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48:429–449. doi:10.1175/2008JAMC1808.1.

Etchevers P (2000) Modélisation de la phase continentale du cycle de l'eau à l'échelle régionale. Impact de la modélisation de la neige sur l'hydrologie du Rhône. Doctoral dissertation, PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

FAO (1996) Revue internationale des forêts et des industries forestières - Vol. 47 - 1996/2.

Flaounas E, Bastin S, Janicot S (2011) Regional climate modelling of the 2006 West African monsoon: sensitivity to convection and planetary boundary layer parameterisation using WRF. *Clim Dyn* 36:1083–1105. doi:10.1007/s00382-010-0785-3.

Frei C, Christensen JH, Déqué M, Jacob D, Jones RG, Vidale PL (2003) Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the

European Alps. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D3).

Frey-Buness F, Heimann D, Sausen R (1995) A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate simulations. *Theoretical and Applied Climatology* 50:3-4, 117-131.

Friedl MA, McIver DK, Hodges JCF, Zhang XY, Muchoney D, Strahler AH, Woodcock CE, Gopal S, Schneider A, Cooper A, Baccini A, Gao F, Schaaf C (2002) Global land cover mapping from MODIS: algorithms and early results. *Remote Sens Environ*, 83:287–302.

Fowler HJ, Blenkinsop S, Tebaldi C (2007) Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling, *Int. J. Climatol*, 27, 1547–1578

Gandois L, Nicolas M, van der Heijden G, Probst A (2010) The importance of biomass net uptake for a trace metal budget in a forest stand in north-eastern France. *Science of The Total Environment* 408 :23,5870-5877.

Gavilan P, Lorite IJ, Tornero S, Berengena J (2006) Regional calibration of Hargreaves equation for estimating reference ET in a semiarid environment. *Agric Water Manage* 81:257–281.

Galbraith D, Levy PE, Sitch S, Huntingford C, Cox P, Williams M, Meir P (2010) Multiple mechanisms of Amazonian forest biomass losses in three dynamic global vegetation models under climate change. *New Phytol.*, 187, 647–665.

Gautier C, Diak G, Masse S (1980) A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. *J Appl Meteorol* 19:1005-1012.

Gérard B, Bréda N (2014) Radial distribution of carbohydrate reserves in the trunk of declining European beech trees (*Fagus sylvatica* L.). *Annals of Forest Science*, Springer Verlag (Germany), 2014, 71 (6), pp.675-682.

Germann PF (1994) Do forests control runoff? *Beitr. Hydrol. Schweiz*, 35: 105-110.

Gibelin AL, Dubuisson B, Corre L, Deaux N, Jourdain S, Laval L, Tamburini A (2014) Evolution de la température en France depuis les années 1950: Constitution d'un nouveau jeu de séries homogénéisées de référence. *La Météorologie*, N°87, rubrique: Climatologie.

Giorgi F, Mearns LO (1991) Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Rev Geophys* 29(2). doi:191–216, 10.1029/90RG02636.

Giorgi F, Mearns LO (1999) Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D6), 6335-6352.

Giorgi F, Bi X (2000) A study of internal variability of a regional climate model. *Journal of Geophysical Research* 105: 29,503-29,521.

Giorgi F (2006) Climate change hotspots. *Geophysical research letters*, 33(8).

GIP ECOFOR (2010) Synthèse des connaissances sur les impacts du changement climatique sur la biodiversité en France. Séminaire de restitution du 27 septembre 2010 à Paris.

Glisan JM, Gutowski Jr WJ, Cassano JJ, Higgins ME (2013) Effects of spectral nudging in WRF on Arctic temperature and precipitation simulations. *Journal of Climate*, 26(12), 3985-3999.

Godreau V (1992) Les Stations à hêtre des plateaux de Bourgogne. Dijon : Conseil régional de Bourgogne, vol. 2., 65 p.

Gómez-Navarro JJ, Werner J, Wagner S, Zorita E, Luterbacher J (2014) Precipitation in the past millennium in Europe—extension to Roman times. In: Paul A, Schulz M (eds) Integrated analysis of interglacial climate dynamics (INTERDYNAMIC), Springer Briefs in *Earth System*.

Granier A, Badeau V, Bréda N (1995) Modélisation du bilan hydrique des peuplements forestiers. *Rev. For. Fr.*, vol. XLVII, n° spécial, 59-68.

Granier A, Bréda N, Biron P, Villette S (1999) A lumped water balance model to evaluate duration and intensity of drought constraints in forest stands. *Ecol Mod* 116:269–283.

Granier A, Biron P, Lemoine D (2000) Water balance, transpiration and canopy conductance in two beech stands. *Agricultural and Forest Meteorology*, 100(4), 291-308.

Groupe interministériel présidé par la D4E et l'ONERC (Ministère de l'Environnement) ; Juin (2008) Impacts du changement climatique, adaptation et coûts associés en France : Document d'étape. 247 p. + Ann.

Groupe interministériel (2009) Evaluation du coût et des impacts du changement climatique et de l'adaptation en France : Rapport de la deuxième phase. ONERC. 108 p.

Gu L, Shugart HH, Fuentes JD, Black TA, Shewchuk SR (1999) Micrometeorology, biophysical exchanges and NEE decomposition in a two-story boreal forest—Development and test of an integrated model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94(2), 123-148.

Gudmundsson L, Bremnes JB, Haugen JE, Engen Skaugen T (2012) Technical note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using quantile mapping – a comparison of methods. *Hydrol Earth Syst Discuss*; 9:6185–201.

Guisan A, Zimmermann, NE (2000) Predictive habitat distribution models in ecology. *Ecological Modelling* 135(2), 147-186.

Hallegatte S, Ranger N, Mestre O, Dumas P, Corfee-Morlot J, Herweijer C, Wood, RM (2011) Assessing climate change impacts, sea level rise and storm surge risk in port cities: a case study on Copenhagen. *Climatic change*, 104(1), 113-137.

Hay LE, Clark MP (2003) Use of statistically and dynamically downscaled atmospheric model output for hydrologic simulations in three mountainous basins in the western United States. *Journal of Hydrology*, 282(1), 56-75.

Heck P, Lüthi D, Wernli h, Schär C (2001) Climate impacts of European-scale anthropogenic vegetation changes: A sensitivity study using a regional climate model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984-2012), 106(D8), 7817-7835.

Heikkilä U, Sandvik A, Sorterberg A (2010) Dynamical downscaling or ERA-40 in complex terrain using WRF regional Climate model. *Clim Dyn*, doi:10.1007/s00382-010-0928-6.

Hobbins M, Wood A, Streubel D, Werner K (2012) What Drives the Variability of Evaporative Demand across the Conterminous United States? *J. Hydrometeor*, 13, 1195–1214.

Hong SY, Noh Y, Dudhia J (2006) A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon Weather Rev*, 134:2318–2341

Houghton JT, Ding YDJG, Griggs DJ, Noguer M, van der Linden PJ, Dai X, ..., Johnson CA (2001) Climate change 2001: the scientific basis. Eds., IPCC Climate Change 2001: The Scientific Basis (Cambridge Univ. Press, Cambridge and New York).

Humbert J, Najjar, G (1992) Influence de la forêt sur le cycle de l'eau en domaine tempéré: une analyse de la littérature francophone. Centre d'étude et de recherche en écogéographie, CEREG Report, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 85p.

Hutchinson, MF, (1995) Interpolating mean rainfall using thin plate smoothing splines. *Int. J. Geogr. Inf. Syst.*, 9:385–403.

IFN (2010) La forêt française, les résultats issus des campagnes d'inventaire 2005 à 2009. Résultats pour la région Bourgogne. Rapport inventaire forestier, 28p.

Ines AV, Hansen JW (2006) Bias correction of daily GCM rainfall for crop simulation studies. *Agricultural and forest meteorology*, 138(1), 44-53.

IPCC (2007) Climate Change: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Core Writing Team, Pachauri R.K. and Reisinger A. (eds.), IPCC, Geneva, Switzerland.

Ishak AM, Bray M, Remesan R, Han D (2010) Estimating reference evapo-transpiration using numerical weather modelling. *Hydrol. Process.* 24:3490–3509.

Jabiol B, Brêthes A, Ponge JF, Toutain F, Brun JJ (2007) L'humus sous toutes ses formes, 2e édition revue et corrigée. ENGREF, Nancy, ENGREF Edition (deuxième édition complétée par rapport à celle de 1995), 68p.

Jacob D, Barring L, Christensen OB, Christensen JH, de Castro M, et al. (2007) An

intercomparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate. *Clim Change*, 81(suppl 1):31 – 52.

Joly D, Brossard T, Cardot H, Cavailhes J, Hilal M, Wavresky P (2010) Les types de climats en France, une construction spatiale. *Cybergeo: European Journal of Geography*. <http://cybergeo.revues.org/23155> ; doi : 10.4000/cybergeo.23155

Jones C, Giorgi F, Asrar G (2011) The Coordinated Regional Downscaling Experiment: CORDEX, An international downscaling link to CMIP5. *CLIVAR Exchanges*, No. 56, International CLIVAR Project Office, Southampton, United Kingdom, 34–40.

Kain JS (2004) The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. *J Appl Meteorol*, 43:170–181.

Keenan T, Serra JM, Lloret F, Nilyerola M, Sabate S (2010) Predicting the future of forests in the Mediterranean under climate change, with niche- and process-based models: CO₂ matters! *Glob. Change Biol.*, 10, 1365–2486.

Kendon EJ, Roberts NM, Senior CA, Roberts MJ (2012) Realism of rainfall in a very high-resolution regional climate model. *Journal of Climate*, 25(17), 5791-5806.

Lafon T, Dadson S, Buys G, Prudhomme C (2013) Bias correction of daily precipitation simulated by a regional climate model: a comparison of methods. *International Journal of Climatology*, 33(6), 1367-1381.

Lambert R (1996) *Géographie du cycle de l'eau*. Presses Univ. du Mirail.

Landman WA, Kgatuke MM, Mbedzi M, Beraki A, Bartman A, du Piesanie A (2009) Performance comparison of some dynamical and empirical downscaling methods for South Africa from a seasonal climate modelling perspective. *Int J Climatol* 29:1535–1549. doi:10.1002/joc.1766.

Laprise R (2008) Regional climate modelling. *J Comput Phys*, 227:3641–3666.

Leander R, Buishand TA (2007) Resampling of regional climate model output for the simulation of extreme river flows. *Journal of Hydrology*, 332(3), 487-496.

Lebourgeois F, Bréda N, Ulrich E, Granier A, (2005) Climate-tree-growth relationships of European beech (*Fagus sylvatica* L.) in the French Permanent Plot Network (RENECOFOR). *Trees*, 19, 385-401.

Lebourgeois F, Pierrat JC, Godfroy P, Ulrich E, Cecchini S, Lanier M (2006) Phénologie des peuplements du réseau RENECOFOR : Variabilité entre espèces et dans l'espace, et déterminisme climatique. *RDV techniques*, n°13, 23-26.

Lebourgeois F, Pierrat JC, Perez V, Piedallu C, Cecchini S, Ulrich E (2010) Simulating phenological shifts in French temperate forests under two climatic change scenarios and four driving global circulation models. *International journal of biometeorology*, 54(5), 563-581.

Leduc M, Laprise R (2009) Regional climate model sensibility to domain size. *Climate Dynamics* 32: 833-854.

Le Moigne P (2002) Description de l'analyse des champs de surface sur la France par le système SAFRAN. Rap. tech., Météo-France CNRM/GMME/MC2.

Lenderink G, Buishand A, Deursen, WV (2007) Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(3), 1145-1159.

Leung LR, Qian Y, Bian X (2003) Hydroclimate of the western United States based on observations and regional climate simulation of 1981-2000. Part I: Seasonal statistics. *Journal of Climate*, 16(12), 1892-1911.

Lévy G, Becker M, Lefevre Y, Schipfer R (1987) Le dépérissement du sapin dans les Vosges: rôle primordial de déficits d'alimentation en eau. *Ann. For. Sci.* 44, 403-416.

Li H, Sheffield J, Wood EF (2010) Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D10).

Liang X, Pan J, Zhu J, Kunkel K, Wang J, Dai A (2006) Regional climate model downscaling of the US summer climate and future change. *J Geophys Res* 111:D10108.

Lo JCF, Yang ZL, Pielke RA Sr (2008) Assessment of three dynamical climate downscaling methods using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. *J Geophys Res* 113, doi:10.1029/2007JD009216.

Lorenz M, Fischer R, Becher G, Granke O, Riedel T, Roskams P, Nagel HD, Kraft P (2007) Forest Condition in Europe. 2007 Technical Report (ICP). BFH, Hamburg.

Loustau D, Bosc A, Colin A, Ogée J, Davi H, François C, Dufrêne E, Déqué M, Cloppet E, Arrouays D, Le Bas C, Saby N, Pignard G, Hamza N, Granier A, Bréda N, Ciais P, Viovy N, Delage F. (2005) Modeling climate change effects on the potential production of French plains forests at the sub-regional level. *Tree Physiology* 25(7): 813-823.

Lucas-Picher P, Caya D, De Elia R, Laprise R (2008) Investigation of regional climate models' internal variability with a ten-member ensemble of 10-year simulations over a large domain. *Climate Dynamics* 31: 927-940.

Lung T, Dosio A, Becker W, Laval C, Bouwer LM (2013) Assessing the influence of climate model uncertainty on EU-wide climate change impact indicators. *Clim Chang* 120(1-2):211-227

Manion PD (1981). Tree disease concepts. Prentice-Hall, Inc.

Maraun, D, Wetterhall F, Ireson AM, Chandler RE, Kendon EJ, Widmann M, Brienen S, Rust HW, Sauter T, Themeßl M, Venema, VKC, Chun KP, Goodess CM, Jones RG, Onof C,

Vrac M, and Thiele-Eich I (2010) Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user, *Reviews of Geophysics*, 48, Rg3003, doi:10.1029/2009rg000314

Maraun D (2013) Bias Correction, Quantile Mapping, and Downscaling: Revisiting the Inflation Issue. *J. Clim.* 26:2137–2143. doi:10.1175/JCLI-D-12-00821.1.

Marquès M, Bangash RF, Kumar V, Sharp R, Schuhmacher M (2013) The impact of climate change on water provision under a low flow regime: A case study of the ecosystems services in the Francoli river basin. *Journal of hazardous materials*, 263, 224-232.

Marteau R, Richard Y, Pohl B, Chateau Smith C, Castel T (2014) High-resolution rainfall variability simulated by the WRF RCM: application to eastern France. *Clim Dyn* 44:1093-1107.

McAfee SA (2013) Methodological differences in projected potential evapo-transpiration. *Climatic Change* : 120(4), 915-930.

McGregor GR, Ferro CAT, Stephenson DB (2005) Projected Changes in Extreme Weather and Climate Events in Europe. In: Kirch W, Bertollini R, Menne B (eds) *Extreme Weather Events and Public Health Responses*. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, pp 13–23.

Medvigy D, Wofsy SC, Munger JW, Hollinger DY, Moorcroft PR (2009) Mechanistic scaling of ecosystem function and dynamics in space and time: Ecosystem Demography model version 2. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 114(G1).

MEEDDM (2010) Plan Adaptation Climat. Rapport des groupes de travail de la concertation nationale. 141 p. + Ann.

Meehl GA, Tebaldi C (2004) More Intense, More Frequent, and Longer Lasting Heat Waves in the 21st Century. *Science* 305:994–997.

Michelot A (2011) Croissance et 13C des cernes de trois essences forestières tempérées (*Fagus sylvatica*, *Quercus petraea* et *Pinus sylvestris*) face aux variations climatiques à l'échelle interannuelle et saisonnière (Doctoral dissertation, Université Paris-sud 11).

Michelot A, Bréda N, Damesin C, Dufrêne E (2012) Differing growth responses to climatic variations and soil water deficits of *Fagus sylvatica*, *Quercus petraea* and *Pinus sylvestris* in a temperate forest. *Forest Ecology and Management* 265 :161-171.

Miguez-Macho G, Stenchikov GL, Robock A (2004) Spectral nudging to eliminate the effects of domain position and geometry in regional climate model simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D13).

Milard L (2004) Les Plateaux calcaires de Champagne-Ardenne et du Nord et de l'Est de la Bourgogne. Guide pour l'identification des stations et le choix des essences. CFPPA de Crocigny.

Mizrahi F (1998) Les fortes précipitations dans le Centre-Est de la France. Etude de

climatologie synoptique. Doctoral dissertation, Université de Bourgogne.

Mlawer E, Taubman S, Brown P, Iacono M, Clough S (1997) Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave. *J Geophys Res* 102:16663–16682.

Monteith, JL (1981) Evaporation and surface temperature. *Q J R Meteorol. Soc* 107:1-27.

Mooney PA, Mulligan FJ, Fealy R (2010) Comparison of ERA-40, ERA-Interim and NCEP/NCAR reanalyses data with observed surface air temperature over Ireland. *Int. J. Clim.* 31:487-632.

Moorcroft PR, Hurtt GC, Pacala SW (2001) A method for scaling vegetation dynamics: the Ecosystem Demography model (ED). *Ecol. Monogr.* 71, 557–586.

Morrison H, Thompson G, Tatarskii V (2009) Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: comparison of one- and two- moment schemes. *Mon Weather Rev* 137:991–1007.

Moss RH, Edmonds JA, Hibbard KA, Manning MR, Rose SK, van Vuuren DP, Carter TR, et al. (2010) The next Generation of Scenarios for Climate Change Research and Assessment. *Nature* 463 (7282): 747–56.

Mueller R, Scudder C, Porter M, Talbot Trotter R III, Gehring C, Whitham T (2005) Differential tree mortality in response to severe drought: evidence for long-term vegetation shifts. *J Ecol* 93:1085–1093.

Nageleisen LM, Roques A (2007) Impact du réchauffement global sur les populations d'insectes forestiers. In Forêts et milieux naturels face aux changements climatiques ; Rendez-vous techniques de l'ONF, hors-série n ° 3, Décembre 2007 ; pages 40-46. ISSN : 1776-7717.

Obeysekera J (2013) Validating climate models for computing evapotranspiration in hydrologic studies: how relevant are climate model simulations over Florida? *Regional Environmental Change*, 13(1), 81-90.

Oettli P, Sultan B, Baron C, Vrac M (2011) Are regional climate models relevant for crop yield prediction in West Africa? *Environmental Research Letters*, 6(1), 014008.

OREB (2004) Sécheresse et canicule 2003 : La Bourgogne face aux aléas climatiques. Repères n°34.

OREB (2005) La Bourgogne face au changement climatique. Repères n°38.

Omrami H, Drobinski P, Dubos T (2012) Spectral nudging in regional climate modelling: how strongly should we nudge? *Q J R Meteorol Soc* 138:1808–1813.

ONERC (2007) Stratégie Nationale d'Adaptation au changement climatique. 97 p.

- ONF (1996) note de service n° 96-G 697. 11.01.1996.
- ONF (2011) Directive Régionale d'Aménagement de Bourgogne. Rapport Office National des Forêts, 224p.
- Pagé C, Terray L, Boé J (2008). Projections climatiques à échelle fine sur la France pour le 21ème siècle: les scénarii SCRATCH08. *Climate Modeling and Global Change*, CERFACS.
- Pagé C, Terray L (2010) Nouvelles projections climatiques à échelle fine sur la France pour le 21ème siècle : les scénarii SCRATCH2010, Technical Report TR/CMGC/10/58, SUC au CERFACS, URA CERFACS/CNRS No1875, Toulouse, France.
- Panofsky HW, and GW Brier (1968) Some Applications of Statistics to Meteorology, 224 pp., Pa. State Univ. Press, University Park
- Parmesan C, Yohe G (2003) A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature* 421:37–42. doi: 10.1038/nature01286
- Peiffer M (2005) Paramétrisation du bilan hydrique et établissement des flux d'eau et de nutriments dans les séquences de hêtraies de plaine. Doctoral dissertation, Paris, ENGR.
- Penman HL (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings*, Royal Society of London 193: 120–145
- Pereira AR (2004) The Priestley–Taylor parameter and the decoupling factor for estimating reference evapo-transpiration. *Agric For Meteorol* 125:305–313.
- Piani C, Haerter JO, Coppola E (2010) Statistical bias corection for daily precipitation in regional climate models over Europe,. *Theor. Appl. Climatol.*, 99, 187-192.
- Piedallu C, Lebourgeois F, Gégout JC, Seynave I, Vepierre R, Cluzeau C, Nédeltcheva T, Bruno E, Badeau V (2007) Développement, spatialisation, et validation d'indices bioclimatiques. ENGREF-IFN-INRA - 85p
- Piedallu C, Perez V, Gégout JC, Lebourgeois F, Bertrand R (2009) Impact potentiel du changement climatique sur la distribution de l'épicéa, du sapin, du hêtre et du chêne sessile en France. *Rev. For. Fr.*, 61, 6, 567-594
- Planton S, Déqué M, Douville M, Spagnoli B (2005) Impact du réchauffement climatique sur le cycle hydroloique, *C. R. Geoscience*, 337, 193-202.
- Pohl B and J Crétat (2014) On the use of nudging techniques for regional climate modeling: Application for tropical convection. *Clim Dyn*, 43, 1693-1714.
- Pohl B (2015) Regional climate variability in Southern Africa: Observations and Modeling. Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Bourgogne, 161 pp.
- Prabha T, Hoogenboom G (2008) Evaluation of the weather research and forecasting model for two frost events. *Computers and electronics in agriculture*, 64(2), 234-247.

Prudhomme C, Williamson J (2013) Derivation of RCM-driven potential evapotranspiration for hydrological climate change impact analysis in Great Britain: a comparison of methods and associated uncertainty in future projections. *Hydrol Earth Syst Sci*, 17:1365–1377.

Pyatt DG, Ray D, Fletcher J (2001) An Ecological Site Classification for forestry in Great Britain. Bulletin 124. Forestry Commission, Edinburgh

Quintana-Seguí P, Le Moigne P, Durand Y, Martin E, Habets F, Baillon M, Canellas C, Franchistéguy L, Morel S (2008) Analysis of near surface atmospheric variables: validation of the SAFRAN analyses over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 47:92–107.

Quintana-Seguí P, Ribes A, Martin E, Habets F, Boé J (2010) Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of Mediterranean basins, *Journal of Hydrology* 383 (1), 111-124.

Radu R, Déqué M, Somot S (2008) Spectral nudging in a spectral regional climate model. *Tellus A*, 60(5), 898-910.

Ramarohetra J (2014) Propagation des incertitudes des variables climatiques aux rendements agricoles simulés en zone soudano-sahélienne. Doctoral dissertation, LOCEAN. Université Pierre et Marie Curie, Paris.

Rameau JC, Mansion D, Dumé G, Timbal J, Lecointe A, Dupont P, Keller R (1989) Flore forestière française. Guide écologique illustré. Tome 1: Plaines et collines. Institut pour le développement forestier, Paris.

Remesan R, Shamim MA, Han D (2008) Model data selection using Gamma test for daily solar radiation estimation. *Hydrological Processes* 22:4301–4309.

Riou-Nivert Ph, Moussu C (2007) Les changements climatiques et la forêt: une réalité. *Forêts de France*, Nr. 509.

Ritter B, Geleyn JF (1992) A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Monthly Weather Review*, 120(2), 303-325.

Roman-Amat B (2007) Préparer les forêts françaises au changement climatique. Rapport à MM. les Ministres de l'Agriculture et de la Pêche et de l'Ecologie, du Développement et de l'Aménagement Durables. Décembre.

Rousset-Regimbeau F (2007) Modélisation des bilans de surface et des débits sur la France, application à la prévision d'ensemble des débits. Doctoral dissertation, Toulouse 3.

Ruiz-Ramos M, Rodríguez A, Dosio A, Goodess CM, Harpham C, Mínguez MI, Sánchez E (2016) Comparing correction methods of RCM outputs for improving crop impact projections in the Iberian Peninsula for 21st century. *Climatic Change*, 134(1-2), 283-297.

Rummukainen M (2010) State of the art with Regional Climate Models. Wiley Interdisciplinary Reviews: *Climate Change*, 1(1), 82-96.

Rummukainen M (2016) Added value in regional climate modeling, *WIREs Clim Change*, 7:145-159.

Sainte-Marie J (2014) Contribution à l'intégration des cycles biogéochimiques dans les modèles de croissance forestier à base phénoménologique. Dynamique saisonnière du couvert forestier et décomposition de la matière organique du sol. Doctoral dissertation, Université de Lorraine.

Salameh T, Drobinski P, Dubos T (2010) The effect of indiscriminate nudging time on large and small scales in regional climate modeling: Application to the Mediterranean basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136: 170-182.

Salathé EP, Steed R, Mass CF, Zahn PH (2008) A high-resolution climate model for the United States Pacific Northwest: mesoscale feedbacks and local responses to climate change. *J Climate* 21:5708–5726.

Salathé EP, Hamlet AF, Mass CF, Lee SY, Stumbaugh M, Steed R (2014) Estimates of Twenty-First-Century Flood Risk in the Pacific Northwest Based on Regional Climate Model Simulations. *J. Hydrometeor*, 15, 1881–1899.

Sarris D, Christodoulakis D, Koerner C (2007) Recent decline in precipitation and tree growth in the eastern Mediterranean. *Global Change Biology*, 13(6), 1187-1200.

Schär C, Vidale PL, Lüthi D, Frei C, Häberli C, Liniger MA, Appenzeller C (2004) The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427(6972), 332-336.

Szczypta C, Calvet J.C, Albergel C, Balsamo G, Boussetta S, Lafont S, Carrer D, Meurey, C (2011) Verification of the new ECMWF ERA-Interim reanalysis over France. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2), 647-666.

Seguin B (2010) Coup de chaud sur l'agriculture. Ed. Delachaux et Niestlé, 205 p.

Separovic L, de Elia R, Laprise R (2012) Impact of spectral nudging and domain size in studies of RCM response to parameter modification. *Clim Dyn* 38:1325–1343.

Sergent AS (2011) Diversité de la réponse au déficit hydrique et vulnérabilité au dépérissement du douglas. Doctoral dissertation, Université d'Orléans.

Sergent A-S, Rozenberg P, Bréda N (2012) Douglas-Fir is vulnerable to exceptional and recurrent drought episodes and recovers less well on less fertile sites. *Ann For Sci* 2012:1–12. doi:10. 1007/ s13595-012-0220-5.

Seth A, Giorgi F (1998) The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model. *Journal of Climate* 11: 2698-2712.

Shih SF, Allen LH, Hammond LC, Jones JW, Rogers JS, Smajstrla AGJr (1983) Basinwide water requirement estimation in southern Florida. *Transactions of the ASAE* 26(3):760–766.

Skamarock WC, Klemp JB, Dudhia J, Gill DO, Barker DM, Duda M, Huang XY, Wang W, Powers JG (2008) A description of the advanced research WRF version 3. NCAR technical note, NCAR/TN\u20132013/475+STR, 123pp.

Stéfanon M, Martin-StPaul NK, Leadley P, Bastin S, Dell’Aquila A, Drobinski P, Gallardo C (2015) Testing climate models using an impact model: what are the advantages?. *Climatic Change*, 131(4), 649-661.

Srikanthan R and Pegram GGS (2009) A Nested Multisite Daily Rainfall Stochastic Generation Model. *Journal of Hydrology*, 371, 142-153.

Stocker TF, Qin D, Plattner GK, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM (2013) IPCC, 2013: climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.

Stott PA, Stone DA, Allen MR (2004) Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature* 432:610–614.

Suklitsch M, Gobiet A, Leuprecht A, Frei C (2008) High resolution sensitivity studies with the regional climate model CCLM in the Alpine Region. *Meteorologische Zeitschrift*, 17(4), 467-476.

Szczypta C, Calvet JC, Albergel C, Balsamo G, Boussetta S, Carrer D, Lafont S, Meurey C (2011) Verification of the new ECMWF ERA-Interim reanalyses over France. *Hydrol Earth Syst Sci* 15:647–666

Tebaldi C, Hayhoe K, Arblaster JM, Meehl GA (2006) Going to the extremes. *Climatic change*, 79(3-4), 185-211.

Terray L, Boé J (2013) Quantifying 21st-century France climate change and related uncertainties. *Comptes Rendus Geoscience*, 345(3), 136-149.

Teutschbein C, Seibert J (2010) Regional climate models for hydrological impact studies at the catchment scale: a review of recent modeling strategies. *Geography Compass*, 4(7), 834-860.

Teutschbein C, Seibert J (2012) Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology*, 456, 12-29.

Themeßl M, Gobiet A, Leuprecht A (2011) Empirical-statistical downscaling and error correction of daily precipitation from regional climate models. *Int J Climatol* 31:1531–1544. doi:10.1002/joc.2168.

Thiemeßl M, Gobiet A, Heinrich G (2012) Empirical-statistical downscaling and error correction of regional climate models and its impact on the climate change signal, *Climatic Change*, 112, 449–468, doi:10.1007/s10584-011-0224-4.

Thuiller W (2004) Patterns and uncertainties of species' range shifts under climate change. *Global Change Biology*, 10(12), 2020-2027.

Van der Heijden G, Legout A, Nicolas M, Ulrich E, Johnson D W, Dambrine E (2011) Long-term sustainability of forest ecosystems on sandstone in the Vosges Mountains (France) facing atmospheric deposition and silvicultural change. *Forest Ecology and Management* 261 :730–740.

Van der Heijden G, Legout A, Pollier B, Bréchet C, Ranger J, Dambrine E (2013) Tracing and modeling preferential flow in a forest soil — Potential impact on nutrient leaching. *Geoderma* 195-196 :12–22.

Van der Linden P, Mitchell JFB (2009) ENSEMBLES: Climate change and its impacts: summary of research and results from the ENSEMBLES project. Met Office Hadley Centre, Exeter.

Vautard R, Noël T, Li L, Vrac M, Martin E, Dandin P, Cattiaux J, Jousaume, S. (2013) Climate variability and trends in downscaled high-resolution simulations and projections over Metropolitan France. *Clim Dyn* 41(5-6) :1419-1437.

Vennetier M, Vila B, Liang EY, Guibal F (2005) Climate change impact on Me-diterranean pines. International Conference on Conservation, Regeneration and Restoration of Mediterranean Pines and their Ecosystem (MEDPINE3), Bari (Italy), September 25-30, 2005 Università della Basilicata, MAIB, Mediterranean Agronomic Institute.

Vernier F, Beuffe H, Chossat JC (2003) Forêt et ressource en eau: étude de deux bassins versants en sol sableux (Landes de Gascogne). *Revue forestière française*, 55(6), 523-542.

Vidal JP, Martin E, Franchistéguy L, Baillon M, Soubeyroux JM (2010) A 50-year high-resolution atmospheric reanalyses over France with the Safran system. *Int J Climatol* 30:1627–1644.

von Storch H and Zwiers FW (1999) Statistical Analysis in Climate Research, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.

von Storch H, Langenberg H, Feser F (2000) A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Monthly weather review*, 128(10), 3664-3673.

Wang W, Bruyère C, Duda M, Dudhia J, Gill D, Lin HC, Michalakes J, Rizvi S, Zhang X (2009) ARW Modeling System User's Guide version 3.1. NCAR Technical Note, Boulder - Colorado, USA, 362 p.

Waldron KM, Paegle J, Horel JD (1996) Sensitivity of a spectrally filtered and nudged

limited-area model to outer model options. *Monthly weather review*, 124(3), 529.

Way DA, Oren R (2010) Differential responses to changes in growth temperature between trees from different functional groups and biomes: a review and synthesis of data. *Tree physiology*, 30(6), 669-688.

Wetterhall F, Pappenberger F, He Y, Freer J, Cloke HL (2012) Conditioning model output statistics of regional climate model precipitation on circulation patterns. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 19(6), 623-633.

White RH, Toumi R (2013) The limitations of bias correcting regional climate model inputs, *Geophysical Research Letters*, vol. 40, 2907-2912.

Wimmer, W., Richard, Y. (2013). Les hêtraies du Châtillonnais (Côte-d'Or) face au changement climatique. *Mappemonde*, 109, 1-15.

Wisse J, Vilà-Guerau de Arellano J (2004) Analysis of the role of the planetary boundary layer schemes during a severe convective storm. *Annales Geophysicae* 22: 1861-1874.

Wilks DS (2006) Statistical methods in the atmospheric sciences, vol. 91 of *International Geophysics Series*, Academic Press, New York, 2nd Edn.

Wood AW, Leung LR, Sridhar V, Lettenmaier DP (2004) Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Climatic Change*, 62, 189–216.

Wu H, Guiot J, Brewer S, Guo Z (2007) Climatic changes in Eurasia and Africa at the last glacial maximum and mid-Holocene: reconstruction from pollen data using inverse vegetation modelling. *Clim. Dyn.*, 29, 211–229.

Xu CY, Singh VP (2001) Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrol. Process.* 15:305–319.

Xu Y, Castel T, Richard Y, Cuccia C, Bois B (2012) Burgundy regional climate change and its potential impact on grapevines. *Clim Dyn* 39:1613–162.

Zapater M (2009) Diversité fonctionnelle de la réponse à la sécheresse édaphique d'espèces feuillues en peuplement mélangé: Approches écophysiological et isotopique. Doctoral dissertation, Nancy 1.

Zeiger E, Gotow K, Mawson B, Taylor S (1987) The guard cell chloroplast: properties and function. In *Progress in Photosynthesis Research* (pp. 273-280). Springer Netherlands.

Zhang Y, Duliere V, Philip WM, Salathé EP Jr (2009) Evaluation of WRF and HadRM mesoscale climate simulations over the US Pacific Northwest. *J Climate* 22:5511–5526.

TABLES DES FIGURES

Figure I-1 Chorème des modèles et des données nécessaires à leur utilisation et à leur validation. Les chiffres indiquent les étapes successives d'exploitation et de validation mises en oeuvre.	11
<hr/>	
Figure 1-1 Topographie régionale de la Bourgogne (DREAL, 2012).....	18
Figure 1-2 Influences climatiques en Bourgogne (Chabin, 1996).	19
Figure 1-3 Principales formations géologiques de Bourgogne (Atlas régional de l'environnement)	21
Figure 1-4 Taux de boisement par communes (DRAAF, 2010).....	22
Figure 1-5 Stations forestières IFN et grandes zones forestières ORF (ONF, 2011).	23
Figure 1-6 Distribution des conifères et des feuillus en Bourgogne.	24
Figure 1-7 Principales essences présentes en Bourgogne et en France (DRAAF Bourgogne, 2010).....	25
Figure 1-8 Composition en essences prépondérantes des grandes zones forestières ORF (ONF, 2011).	26
Figure 1-9 Répartition du volume de bois en forêt de production inventoriée par essence et par type de propriété (IFN Bourgogne, 2010).	27
Figure 1-10 Volume de bois en forêt de production inventoriée par essence (IFN Bourgogne, 2010).....	28
Figure 1-11 Futaie régulière de douglas à Dun-les-Places.	29
Figure 1-12 Récolte de bois entre 1991 et 2013 par type de production (Agreste Bourgogne, 2015).....	29
Figure 1-13 Grume de douglas à Autun.	30
Figure 1-14 Schéma du cycle de l'eau dans ses composantes continentales et forestières (Humbert et Najjar, 1992).....	34
Figure 1-15 a Evolution des températures de surface moyennes annuelles et penta-annuelles globale de 1880 à 2016. b Moyenne mobile sur 1, 5 et 11 ans. La période initiale est 1951-1980 pour chacune des deux figures. NOAA ERSST (2016).	36
Figure 1-16 Comparaison entre anomalies moyennes de la température de surface globale pour l'observation (noir) et les simulations forcées avec a à la fois les forçages anthropiques et naturels b uniquement les forçages naturels. Les anomalies sont calculées par rapport à la moyenne 1901-1950 pour les observations (en noir, Hadley Centre/Climatic Research Unit, HadCRUT3 ; Brohan et al., 2006).	37
Figure 1-17 Ecart à la moyenne annuelle de référence 1981-2010 de l'indicateur de température moyenne en France (Météo-France, 2015).	39

Figure 1-18 Futaie régulière de douglas replantée suite à la tempête de 1999.....	44
Figure 1-19 Incendie sur le plateau de Chenôve le 20 juillet 2015 (crédit photo : Thomas Rouet).....	45
Figure 1-20 Hêtre du sud-Châtillonnais.....	47
Figure 1-21 Distribution des peuplements de hêtres et de douglas en Bourgogne.....	48
Figure 1-22 Douglas du Morvan.....	50
Figure 1-23 Peuplement de douglas présentant des symptômes de rougissement du feuillage en Bourgogne fin 2003 (CRPF).....	51
Figure 1-24 Nécrose cambiale en bande du douglas observée suite à la canicule-sécheresse de 2003 (9ème université d'été de la forêt de Bourgogne, 2013).....	52

Figure 2-1 a Répartition du hêtre observée par l'IFN ; b modélisation de l'aire actuelle de répartition du hêtre ; c extrapolation de l'aire de répartition du hêtre en 2100 (Badeau et al., 2007).....	60
Figure 2-2 Illustration du bilan hydrique calculé par Biljou [©] (Badeau et Ulrich, 2008).....	60
Figure 2-3 Evolution journalière de la réserve relative en eau du sol pour l'année 2003 pour une placette d'étude du dépérissement située en Bourgogne. Le déficit hydrique est caractérisé par sa durée, sa date de début et son intensité. Calcul réalisé avec le modèle de bilan hydrique Biljou [©] (d'après Sergent, 2011).....	61
Figure 2-4 Interactions directes entre les paramétrisations physiques (Dudhia J, NCAR - WRF physics options presentation).....	65
Figure 2-5 Organigramme du cœur dynamique ARW de WRF (Wang et al., 2009).....	69
Figure 2-6 Les trois étapes de préparation des données (Wang et al., 2009).....	70
Figure 2-7 Paramètres et orographie des 3 domaines WRF emboîtés.....	71
Figure 2-8 Schéma récapitulatif du fonctionnement des analyses SAFRAN adapté de Quintana Seguí et al., (2008). Les variables météorologiques sont les précipitations (P), la température (T) et l'humidité (Q) de l'air, la vitesse du vent (V) et le rayonnement solaire incident ou thermique (R) (Szczypta, 2011).....	75
Figure 2-9 Localisation des stations d'observation Météo-France (noir : précipitations ; rouge : température ; violet : humidité relative; blanc : vitesse du vent ; orange : rayonnement). Les à-plats décrivent l'altitude en mètres.....	77

Figure 5-1 a Chronologie des précipitations journalières (en mm) simulées par WRF avant correction (jaune) et SAFRAN (orange), moyennées sur l'ensemble de la Bourgogne en 1990. b en 1996.....	142
Figure 5-2 a Chronologie des différences de précipitations journalières (en mm) simulées par WRF avant correction, moyennées sur l'ensemble de la Bourgogne en 1990. b en 1996.....	143

- Figure 5-3 a** Chronologie des précipitations journalières (en mm) simulées par WRF après post-correction (jaune) et SAFRAN (orange), moyennées sur l'ensemble de la Bourgogne en 1990. **b** en 1996. 144
- Figure 5-4 a** Chronologie des différences de précipitations journalières (en mm) simulées par WRF après post-correction et moyennées sur l'ensemble de la Bourgogne en 1990. **b** en 1996. 145
- Figure 5-5 a** Distribution spatiale du cumul annuel moyen de précipitations (1989-2008) simulé par WRF à 3km de résolution. **b** Différence de cumul annuel moyen de précipitations entre WRF 3km et Météo-France. 148
- Figure 5-6 a** Cycle annuel moyen des précipitations sur la période 1989-2008 pour les données SAFRAN (orange) et Météo-France (rouge), WRF 8km brutes (jaune), WRF 8km corrigées (noir), WRF 3km brutes (bleu clair) et WRF 3km corrigées (bleu foncé) pour les 30 stations ou points de grille les plus proches d'une placette de douglas. **b** Même que **a** pour les cumuls moyens de précipitations annuels sur la période 1989-2008. 149
- Figure 5-7 a** Cycle annuel moyen (1989-2008) moyenné sur l'ensemble des 30 placettes de douglas de la quantité d'eau extractible calculée à partir des données Météo-France (rouge), SAFRAN (orange), WRF 8km brutes (vert clair), WRF 8km corrigées (vert foncé), WRF 3km brutes (bleu clair) et WRF 3km corrigées (bleu foncé). **b** Comme **a** pour l'intensité moyenne du déficit hydrique du sol pour les 30 peuplements de douglas..... 150
- Figure 5-8 a** Cycle annuel moyen des précipitations sur la période 1989-2008 pour les données SAFRAN (orange), WRF brutes (jaune), WRF corrigées (noire), WRF guidées (bleu clair), moyennées sur l'ensemble de la région. **b** Même que **a** pour les cumuls moyens de précipitations annuels sur la période 1989-2008..... 152
- Figure 5-9 a** Corrélations mensuelles entre les séries journalières des précipitations SAFRAN et des précipitations a WRF brutes, **b** WRF guidées. Erreurs quadratiques moyennes mensuelles entre les précipitations SAFRAN et les précipitations **c** WRF brutes, **d** WRF guidées (mm). Les analyses sont conduites sur la période 1989-2008 pour un indice régional. L'axe des abscisses correspond aux mois de l'année, l'axe des ordonnées correspond aux années..... 153
- Figure 5-10** Distribution des cumuls journaliers de précipitations simulés par WRF brutes (jaunes), corrigées (noirs) et guidées (bleus) et SAFRAN en **a** 1990 et **b** 1996, moyennés sur l'ensemble de la Bourgogne. La ligne rouge continue matérialise l'égalité entre précipitations observées et simulées. Les lignes discontinues sont les droites de régression effectives entre les séries simulées et les séries observées. 157

TABLES DES TABLEAUX

Tableau 2-1 Configurations de WRF/ARW utilisées pour la désagrégation climatique sur le Centre-Est de la France (Castel et al., 2010). 72

Tableau 5-1 Table de contingence entre les cumuls de précipitations journaliers (mm) moyennés sur l'ensemble de la Bourgogne simulés par WRF (avant correction) pour 1990 (ligne - rouge) et 1996 (ligne - bleu) et les cumuls journaliers SAFRAN (colonnes) triés par classes de précipitations. p correspond au risque d'erreur associé au test statistique du X^2 146

Tableau 5-2 Table de contingence entre les cumuls de précipitations journaliers post-corrigés (mm) moyennés sur l'ensemble de la Bourgogne simulés par WRF pour 1990 (ligne - rouge) et 1996 (ligne - bleu) et les cumuls journaliers SAFRAN (colonnes) triés par classes de précipitations. p correspond au risque d'erreur associé au test statistique du X^2 146

Tableau 5-3 Table de contingence entre les cumuls de précipitations journaliers (mm) moyens sur l'ensemble de la Bourgogne simulés par WRF sans guidage spectral (lignes - rouge) et avec guidage spectral (lignes - bleu) et SAFRAN (colonnes) triés par classes de précipitations pour la période 1989-2008. p correspond à la valeur p pour le test statistique du X^2 154

Tableau 5-4 Table de contingence entre les cumuls de précipitations journaliers WRF guidés (mm) et moyennés sur l'ensemble de la Bourgogne de 1990 (ligne - rouge) et 1996 (ligne - bleu) et SAFRAN (colonnes) triés par classes de précipitations. p correspond à la valeur p pour le test statistique du X^2 155

LISTE DES ACRONYMES

ARW	: Advanced R esearch W RF
ERA	: E CMWF R e-Analysis
GES	: G az à E ffet de S erre
LAI	: L eaf A rea I ndex
MCG	: M odèle de C irculation G énérale
MCR	: M odèle de C limat R égional
MODIS	: M ODerate resolution I maging S pectroradiometer
MOS	: M odel O utput S tatistics
NMM	: N on-hydrostatic M eso-scale M odel
ORF	: O rientations R égionales F orestières
QM	: Q uantile M apping
RCP	: R epresentative C oncentration P athway
RMSE	: R oot M ean S quare E rror
SAFRAN	: S ystème d' A nalyse F ournissant des R enseignements A daptés à la N ivologie
SATMOS	: S ervice d' A rchivage et de T raitement M étéorologique des O bservations S patiales
SRTM	: S huttle R adar T opography M ission
TSF	: T aillis S ous F utaie
TSVA	: T ransfert- S ol- V égétation- A tmosphère
WRF	: W eather R esearch and F orecast

Institutions :

ADEME	: A gence D e l' E nvironnement et de la M aîtrise de l' E nergie
ANR	: A gence N ationale de la R echerche
CEPMMT	: C entre E uropéen pour les P révisions M étéorologiques à M oyen T erme
CESER	: C onseil E conomique, S ocial et E nvironnemental R égional
CNPF	: C entre N ational de la P ropriété F orestière
CNRS	: C entre N ational de la R echerche S cientifique
CRC	: C entre de R echerches de C limatologie
CRPF	: C entres R égionaux de la P ropriété F orestière
DRAAF	: D irections R égionales de l' A limentation, de l' A griculture et de la F orêt
DREAL	: D irections R égionales de l' E nvironnement, de l' A ménagement et du L ogement
DSF	: D épartement de la S anté F orestière
ECMWF	: E uropean C entre for M edium range W eather F orecasting
FAO	: F ood and A griculture O rganization of the U nited N ations
GIEC	: G roupe d' e xperts I ntergouvernemental sur l' E volution du C limat
GIP-ECOFOR	: G roupement d' I ntérêt P ublic E COsystèmes F ORestiers
IFN	: I nventaire F orestier N ational
IPCC	: I ntergovernmental P anel on C limate C hange
MEEDDM	: M inistère de l' É cologie, de l' É nergie, du D éveloppement D urable et de la M er

LISTE DES ACRONYMES

NCAR	: National Center for Atmospheric Research
NCEP	: National Centers for Environmental Prediction
NOAA	: National Oceanic and Atmospheric Administration
NOAH	: NCEP, Oregon State University, Air Force, Hydrologic Research Laboratory
ONERC	: Observatoire National sur les Effets du Réchauffement Climatique
ONF	: Office National des Forêts
OREB	: Observatoire Régional de l'Environnement de Bourgogne

Variables:

CO ₂	: Dioxyde de Carbone
ET ₀	: EvapoTranspiration de référence
ETP	: EvapoTranspiration Potentielle
REW	: Relative Extractable Water
RU	: Réserve Utile
SWDI	: Soil Water Deficit Index

Downscaling large-scale climate variability using a regional climate model: the case of ENSO over Southern Africa

Damien Boulard · Benjamin Pohl · Julien Crétat ·
Nicolas Vigaud · Thanh Pham-Xuan

Received: 23 November 2011 / Accepted: 14 May 2012 / Published online: 29 May 2012
© Springer-Verlag 2012

Abstract This study documents methodological issues arising when downscaling modes of large-scale atmospheric variability with a regional climate model, over a remote region that is yet under their influence. The retained case study is El Niño Southern Oscillation and its impacts on Southern Africa and the South West Indian Ocean. Regional simulations are performed with WRF model, driven laterally by ERA40 reanalyses over the 1971–1998 period. We document the sensitivity of simulated climate variability to the model physics, the constraint of relaxing the model solutions towards reanalyses, the size of the relaxation buffer zone towards the lateral forcings and the forcing fields through ERA-Interim driven simulations. The model's internal variability is quantified using 15-member ensemble simulations for seasons of interest, single 30-year integrations appearing as inappropriate to investigate the simulated interannual variability properly. The incidence of SST prescription is also assessed through additional integrations using a simple ocean mixed-layer model. Results show a limited skill of the model to reproduce the seasonal droughts associated with El Niño conditions. The model deficiencies are found to result from

biased atmospheric forcings and/or biased response to these forcings, whatever the physical package retained. In contrast, regional SST forcing over adjacent oceans favor realistic rainfall anomalies over the continent, although their amplitude remains too weak. These results confirm the significant contribution of nearby ocean SST to the regional effects of ENSO, but also illustrate that regionalizing large-scale climate variability can be a demanding exercise.

Keywords Regional climate modeling · WRF · ENSO · Southern Africa · Rainfall · Teleconnections

1 Introduction

During the last decade, an increasing number of studies helped document the usefulness and limitations associated with the dynamical downscaling of low-resolution general circulation model (GCM) output using regional climate models (RCM: Giorgi and Mearns 1991; Laprise 2008; Landman et al. 2009; Rummukainen 2010). Such regionalization of large-scale climate data has been used over almost all regions of the world, in the framework of many international programs such as, among others, PRUDENCE (<http://prudence.dmi.dk/main.html>) or ENSEMBLES (<http://www.ensembles-eu.org/>) over Europe and Africa, ARC-MIP (<http://data.eol.ucar.edu/codiac/projs?ARC-MIP>) in the Arctic, NARCCAP (<http://www.narccap.ucar.edu/>) and CLARIS (<http://www.claris-eu.org/>) over North and South America, respectively, and more recently CORDEX (http://wcrp.ipsl.jussieu.fr/SF_RCD_CORDEX.html) over most continents and land areas.

Most RCM-based studies make use of the so-called “one-way” nesting technique, consisting in forcing laterally

D. Boulard · B. Pohl (✉) · J. Crétat · N. Vigaud
Centre de Recherches de Climatologie, UMR6282
Biogéosciences, CNRS/Université de Bourgogne,
6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France
e-mail: benjamin.pohl@u-bourgogne.fr

Present Address:

J. Crétat
Department of Geological Sciences, Jackson School
of Geosciences, University of Texas at Austin, Austin, TX, USA

T. Pham-Xuan
Atmospheric Physics Department, Institute of Geophysics,
Vietnam Academy of Science and Technology, Hanoi, Vietnam

a high-resolution atmospheric model with coarser-resolution output (such as GCM or reanalyses) without feedback to the parent solution (“two-way” nesting). Sea surface temperatures (SST) can either be prescribed (the “two-tier” approach, Ratnam et al. 2011), or resolved internally by an ocean mixed-layer (OML) model or through external coupling with a regional ocean model (the “one-tier” approach). Whatever the methodology chosen, RCM experimental protocols assume that the region of interest (1) is influenced by atmospheric variability patterns that are of larger spatial extension than the simulated domain; (2) is passive, i.e. it is influenced by large-scale modes of variability without modifying their development, life cycle and intrinsic properties in return.

In this study, we propose to examine the capability of a current state-of-the-art RCM to downscale interannual rainfall variability over Southern Africa (SA, south of 15°S) during austral summer (November to March). More particularly, attention is given on the regional effects of El Niño Southern Oscillation (ENSO), the leading mode of large-scale interannual variability in the tropics. It is worth noting that SA is located far away from the tropical Pacific, where ENSO develops before inducing near global-scale effects over remote areas, and can thus be considered as passive with respect to ENSO variability. El Niño events are known to favor severe seasonal droughts there (Lindesay 1988, Reason et al. 2000) especially since the late 1970s (Richard et al. 2000, 2001). Recent studies pointed out that ENSO effects on Southern African rainfall are non-linear with more (less) marked dry (wet) anomalies during El Niño (La Niña) years (Fauchereau et al. 2009), and respond to interactions between the interannual and the synoptic timescales (Pohl et al. 2009). Moreover, seasonal climate anomalies are best predicted during ENSO (El Niño or La Niña) years (Landman and Beraki 2012).

The physical mechanisms through which ENSO influences SA climate remain partly unknown. On the one hand, Cook (2001) proposed that ENSO generates atmospheric Rossby waves in the Southern Hemisphere which could be responsible for an eastward shift of the South Indian Convergence Zone (Cook 2000), where most of the synoptic-scale rain-bearing systems that affect SA preferably develop (Todd and Washington 1999, Washington and Todd 1999, Todd et al. 2004). On the other hand, Nicholson (1997), Nicholson and Kim (1997) and Nicholson (2003) suggested that Indian Ocean SST anomalies could shift atmospheric convection and rainfall eastwards during El Niño events. Misra (2002) partly reconciled these two hypotheses by estimating that the spatial structure of SA rainfall anomalies is mainly dependent on regional Indian Ocean SST, while their amplitude is modulated by large-scale atmospheric Rossby waves.

How ENSO effects can be downscaled using an RCM remains however insufficiently documented. In SA, this issue is yet of primary importance for the economies and societies of the region: Jury (2002) estimated for instance that over US\$ 1 billion could be saved annually with reliable long-range seasonal forecasts. Previous studies, based on RCM nested in a GCM forced by observed SST (Joubert et al. 1999; Engelbrecht et al. 2002; Hudson and Jones 2002) experienced difficulties in simulating ENSO impacts regionally. Their experimental protocol made however the attribution of regional deficiencies to either model uncertain, errors in the GCM being likely to cause or enhance deficiencies in the RCM (ibid.). These works did not quantify the sensitivity of their results to the physical package of their models, nor the uncertainties due to the atmosphere internal variability (IV hereafter). This issue, increasingly investigated within the regional modeling community (Giorgi and Bi 2000; Alexandru et al. 2007; Separovic et al. 2008; Lucas-Picher et al. 2008a, b; Crétat et al. 2011, among many others), proved to be of non-negligible importance.

Focusing on the seasonal timescale, this study aims at (1) showing how accurately an RCM, namely the Weather Research and Forecasting (WRF) model, is capable to downscale ENSO-associated variability over SA when driven laterally by global reanalyses supposed to contain realistic ENSO signal due to data assimilation; (2) assessing to what extent these results are dependent of the model physics and experimental setup. This includes comparisons between the “one-tier” and “two-tier” approaches, idealized experiments using either climatological or observed atmospheric and SST forcings, spectral nudging in the upper atmosphere, two alternative atmospheric forcings, and varying size of the domain and of the relaxation zone used to prescribe lateral forcings laterally. Rather than exploring in detail the physical mechanisms through which global-scale ENSO variability impacts SA rainfall (which has attracted a large number of publications in the last 25 years, but still remains partly matter of debate), focus is given here on a quantification of our regional model skill, the main factors likely to modulate its capabilities and deficiencies, and its sensitivity to the experimental protocol.

This paper is organized as follows. Section 2 presents the data used and the experimental setup. Section 3 aims at evaluating the capability of the regional model in simulating SA rainfall and associated atmospheric circulation, together with their interannual variability; the sensitivity of the results to model physics and experimental setup are also documented. Section 4 focuses on the 1982–1983 and 1997–1998 El Niño case studies. Results are then summarized and discussed in Sect. 5.

2 Data and experimental setup

2.1 Data

7660 daily rain-gauge records extracted from the Water Research Commission database (Lynch 2003) are used to evaluate the model skill in simulating rainfall over SA. Mostly located in South Africa (see Fig. 1 in Pohl et al. 2007), they are available from 1970 to 1999 with no missing value. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP, Xie et al. 2003) rainfall estimates are used to examine simulated rainfall biases over the whole simulation domain. GPCP is available on a $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ regular grid at the pentad (5-days) timescale since 1979. The bimonthly Multivariate ENSO Index (MEI: Wolter and Timlin 1993) is used to monitor the state of the Southern Oscillation. It is based on sea-level pressure, the zonal and meridional components of the surface wind, SST, surface air temperature, and total cloudiness fraction of the sky.

The European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA40 reanalyses (Uppala et al. 2005) are used to drive WRF laterally in most simulations, from 1,000 to 10 hPa (18 vertical levels). This dataset was already used successfully in previous dynamical downscaling exercises over the region (Williams et al. 2010, Crétat et al. 2011, 2012a, Crétat and Pohl 2012, Haensler et al. 2011a) and contains coherent signals associated with ENSO over the region (Crétat et al. 2012b). ERA40 reanalyses are generated by an a posteriori integration of the IFS (Integrated Forecasting System) atmospheric GCM with 6 hourly assimilations of satellite data, buoys and radiosondes, at a T159 spectral truncation (giving a horizontal resolution of nearly 125 km for the reduced Gaussian grid) with 60 vertical levels. The reliability of ERA40 variables depends on the relative weight of data assimilation and the model physics. Reanalyzed rainfall is solely calculated by the model physics and can be perturbed locally by atmospheric data assimilation at the analysis timestep. In this study, they are thus only presented for consistency with the lateral atmospheric forcings, in spite of their questionable reliability. Over Africa, another issue comes from the amount of assimilated data, often weak and time dependent, making the quality of most reanalyses uncertain (Trenberth 1991; Trenberth et al. 2001; Pocard et al. 2000; Tennant 2004). In order to obtain robust results on long time series, the present work focuses on the 1971–1998 period, matching the availability period of South African rain-gauge records. It was however verified that all results and conclusions presented in this study are qualitatively unchanged when restraining analyses to the satellite era (1979–1998), during which reanalyses are most reliable (Appendix). Over these years, additional simulations forced by ERA-Interim reanalyses

(Simmons et al. 2007; Dee et al. 2011) allow documenting sensitivity to lateral forcings. ERA-Interim incorporates many improvements in the model physics and analysis methodology: a new 4D-var assimilation scheme, likely to improve the quality of the data over regions where amounts of assimilated data are low and inconstant, a T255 horizontal resolution (roughly 80 km), better formulation of background error constraint, additional cloud parameters and humidity analysis, more data quality control and variational bias correction.

2.2 Experimental setup

All experiments are performed using the non-hydrostatic Advanced Research Weather Research and Forecasting ARW/WRF model, version 3.2.1 (WRF hereafter: Skamarock et al. 2008). Lateral forcing is provided by 6-hourly ERA40 reanalyses (except for one exp. forced by ERA-Interim). The integration timestep is fixed at 150 s and data are archived every 6 h from the 1 November to 31 March, after a 1-month spin-up. All simulations are carried out for a domain extending from 1.5°S to 48.5°S and 0.5°E to 79.5°E , covering Southern Africa and South West Indian Ocean regions (SWIO hereafter), at a 35 km horizontal resolution (243×149 grid points) and 28 sigma levels on the vertical. A similar domain has been successfully used in several previous studies of Southern Africa climate variability, particularly those related to tropical-temperate interactions (Todd and Washington 1999; Washington and Todd 1999; Todd et al. 2004; Vigaud et al. 2012) and associated scale interactions involving ENSO variability (Fauchereau et al. 2009; Pohl et al. 2009).

A control experiment (CTRL exp. hereafter) is first performed over the November to March (NDJFM) season for the 1971–1998 period (i.e. 28 simulations from NDJFM 1971–72 to NDJFM 1998–99). Following Crétat et al. (2011, 2012a) and Crétat and Pohl (2012), the CTRL exp. uses Grell-Dévényi scheme for atmospheric convection (Grell and Dévényi 2002), Yonsei University (YSU) planetary boundary layer (PBL) scheme (Hong et al. 2006) and Morrison scheme for cloud microphysics (Morrison et al. 2009). Radiative transfers are parameterized with the Rapid Radiative Transfer Model scheme (Mlawer et al. 1997) for long waves and Dudhia (1989) scheme for short waves. Surface data are taken from United States Geological Survey (USGS) database, which describes a 24 category land use index based on climatological averages, and a 17 category United Nations Food and Agriculture Organization soil data, both at 10 arc min. Over the continent, WRF is coupled with the 4-layer NOAH land surface model (Chen and Dudhia 2001). SST are prescribed every 24 h by linear interpolation of monthly ERA40 SST. The lateral buffer zone used to smooth the relaxation of the

Table 1 Summary of the experiments performed with the WRF model

	CTRL	CU	PBL	BUFFER	SN	OML	SST_CLIM	ATM_CLIM	YR	EI
Physics	Standard (Grell-Dévényi, YSU)	Kain-Fritsch convection	Mellor-Yamada-Janjic PBL	Standard						
Buffer	Standard (1 forcing, 4 relaxation)			1 forcing, 9 relaxation	Standard					
SST	Prescribed (Observed)					Ocean Mixed-Layer*	Prescribed (Climatological)	Prescribed (Observed)		
Atmospheric Nudging	No				Spectral Nudging above PBL*	No				
Atmospheric Forcing	ERA40 1971-2000						ERA40 1993-1994	ERA40 1971-2000	ERA-Interim 1979-2000	
Simulation Period	Standard (November Yr - March Yr+1)							April Yr - March Yr+1	Standard	

* see text for details

model towards prescribed atmospheric forcings is composed by five grid points (1 grid point of forcing plus 4 grid points of relaxation).

Over the same domain and the same period, additional series of 30-year long simulations are performed in order to isolate the specific effects of the model physics and the experimental setup (Table 1):

- CU and PBL exps. were respectively set to Kain-Fritsch (Kain 2004) cumulus scheme and Mellor-Yamada-Janjic (Mellor and Yamada 1982; Janjic 2002) planetary boundary layer scheme. CU and PBL parameterizations were identified to be of largest importance regarding simulated rainfall over the region (Crétat et al. 2012a), and the alternative schemes used here provided satisfactory results over SA.
- BUFFER exp. uses an extended relaxation zone (from 5 to 10 grid points) to smooth out the gap between the large-scale and regional solutions. Using RegCM3 (Pal et al. 2007) over East Asia, Zhong et al. (2010) showed that increasing the width of the relaxation zone improves the accuracy of the simulated large-scale atmospheric circulation.
- In SN exp., the regional model solution is constrained by relaxing some of its prognostic variables above the PBL (zonal/meridional wind every 12 h; air temperature and humidity every 24 h). The spectral nudging

used here, similar to that successfully used over SA by Vigaud et al. (2012), retains wavenumbers 1–4, i.e. the typical wavelengths of mid-latitude transients.

- OML exp. aims at testing the “one-tier” approach using the simple ocean mixed-layer model of Pollard et al. (1973), as implemented internally to WRF by Davis et al. (2008). This scheme uses a slab mixed-layer ocean model with a specified mixed-layer depth initialized to 50 m and is called every time steps. It includes wind-driven ocean mixing for SST cooling feedback as well as the Coriolis effect on current and mixed layer heat budget. This allows us to better take into account the coupled nature of ENSO. Such approach was successfully applied over East Asia to analyze the impact of air-sea interactions during summer monsoon (Kim and Hong 2010), and over SA to simulate regional rainfall variability and synoptic rain-bearing systems during austral summer (Ratnam et al. 2011 and Vigaud et al. 2012, respectively).
- SST_CLIM exp. is driven by climatological SST (averaged interannually over the NDJFM 1971–1998 period) but by observed (interannually-varying) atmosphere. Symmetrically, ATM_CLIM exp. is forced by near normal atmospheric fields and interannually-varying SST. The year 1993–1994, extensively studied by Crétat et al. (2011, 2012a) and Crétat and Pohl (2012), was retained to provide lateral forcings of ATM_CLIM

exp., due to its representativeness of the observed atmosphere and rainfall mean states. It is preferred to an interannual averaging of the atmospheric forcings that would damp the amplitude of transient perturbations, known to strongly contribute to seasonal rainfall amounts in SA (Todd et al. 2004).

The sensitivity to lateral forcings is addressed through exp. EI, forced by ERA-Interim reanalyses over the same domain and season but for years 1979–1998. Exp. YR simulates the whole ENSO life cycle through yearlong simulations initialized during the Spring Barrier in April through March 31st; it addresses the robustness of austral summer seasonal integrations to simulate year-to-year fluctuations. The sensitivity to the large-scale forcings is also estimated using complementary simulations performed by Crétat (2011) over a smaller domain centered on Southern Africa (46°S–5°S, 3°E–56°E), as shown in Crétat et al. 2011, 2012a, and Crétat and Pohl 2012. Performed using an older version of WRF and using a shorter spin-up period, these simulations cannot be directly compared to the present experiments. They are only used to assess to what extent the results discussed in this study are domain-dependent.

Fifteen-member ensemble simulations were also performed:

- For 10 years (the 4 strongest El Niño [La Niña] events of the period and two non-ENSO years; see Fig. 3a) using CTRL exp. setup, in order to take account the strong rainfall IV identified in Crétat et al. (2011), Crétat and Pohl (2012) and Vigaud et al. (2012).
- More specifically during the two strongest El Niño events of the period (1982–1983 and 1997–1998 events), using CTRL, OML, SST_CLIM and ATM_CLIM exp. setups. These simulations aim at disentangling atmospheric and SST forcings responsible for rainfall anomalies and biases. These two El Niño events were associated with very dissimilar rainfall anomalies over SA, consisting respectively in an excessively dry and near normal rainy season (Reason and Jagadheesha 2005b; Lyon and Mason 2007, 2009).

Following Crétat et al. (2011) and Vigaud et al. (2012), the 15 members are driven by identical ERA40 boundary forcings, and only differ by their atmospheric initial conditions. The latter correspond to the ERA40 fields of the 1st October of each year of the 1971–1985, providing 15 different atmospheric initial states for the 15 members. In order to avoid artificial feedbacks with high inertia surface fields (such as soil moisture and temperature), the NOAH land surface model is however initialized with the non-perturbed ERA40 surface fields.

3 Simulating Southern African rainfall (1971–1998)

3.1 Seasonal mean climate

Figure 1 shows the climatological mean 850 and 200 hPa winds derived from WRF (standard CTRL exp.: Table 1) and ERA40, as well as their differences. Figure 2 similarly presents the seasonal rainfall amounts simulated by WRF and ERA40, estimated by GPCP and measured over South Africa by rain-gauges, together with corresponding WRF biases.

Over subtropical SA (roughly south of 25°S) and nearby ocean basins, simulated lower-layer atmospheric fluxes are very close to ERA40 solutions (Fig. 1a, c, e). They tend to show slightly larger moisture convergence over the continent, which contributes to explain the weak rainfall biases (Fig. 2d, e) and the correction of ERA40 dry biases there (Fig. 2d, see also Crétat et al. 2012a). These results corroborate the sensitivity studies performed by Crétat et al. (2012a) for a smaller simulation domain centered on South Africa. Over the SWIO however, WRF produces too wet conditions (Fig. 2a, b, d), coherent with too strong mass divergence in the upper troposphere (Fig. 1b, d, f). Using the same experiments, Vigaud et al. (2012) already noted these strong biases over the northeastern parts of the domain. They state that nudging prognostic fields above the PBL (SN exp.: Table 1) corrects the mass divergence biases over Indian Ocean regions, resulting in reduced rainfall biases there.

3.2 Interannual variability

Year-to-year fluctuations of South African summer rainfall amounts are next examined. Figure 3a shows the chronology of a regional rainfall index (shown in Fig. 2c) over the NDJFM 1971–1998 period through observations, ERA40 reanalyses and CTRL exp. For 10 years out of 28, 15-member ensemble simulations were performed, allowing us to separate the model's IV from the response to the SST and lateral atmospheric forcings.

The amplitude of South African rainfall interannual variability is slightly weaker than the observations (with a standard deviation of seasonal rainfall of 54 mm, against 75 mm for rain-gauge records and 76 mm for ERA40). ERA40 and observed rainfall show very high co-variability at the interannual timescale ($r = 0.93$ over 1971–1998), but ERA40 is systematically drier (with dry biases reaching up to 100 mm). WRF simulated rainfall exhibits much weaker co-variability with both observations ($r = 0.33$) or reanalyses ($r = 0.26$), reducing however ERA40 dry biases 25 years out of 28.

Ensemble simulations show that, even at the seasonal timescale, the model's IV is far from being negligible

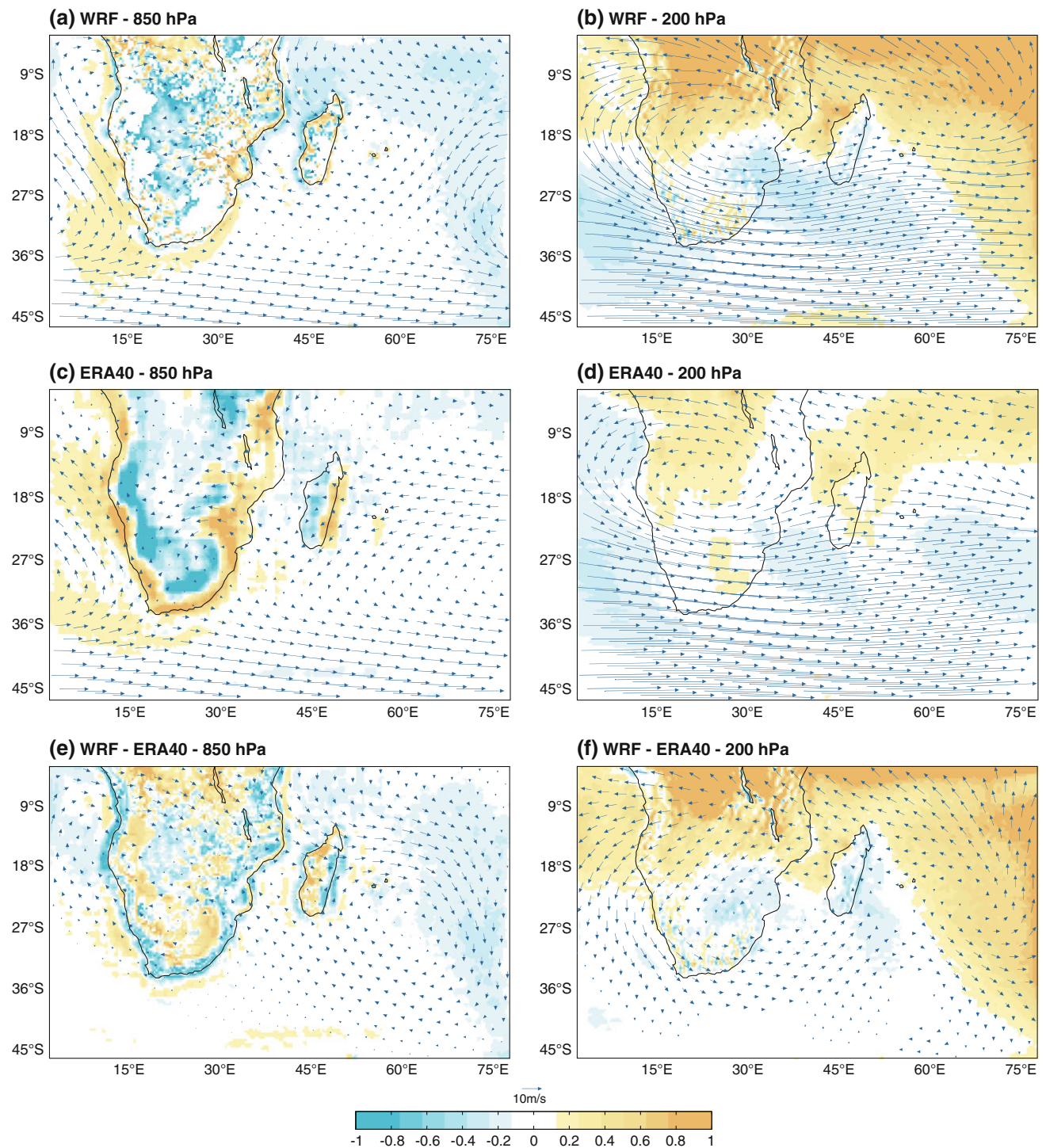


Fig. 1 a Seasonal mean 850 hPa wind (vectors, m s^{-1}) and mass divergence (shadings) averaged over the period NDJFM 1971–1998 in WRF CTRL exp. Blue (orange) shadings denote mass convergence

(divergence, s^{-1}). b As a at 200 hPa. c, d As a, b but for ERA40. e, f WRF differences against ERA40. Only differences that are 95 % significant according to a two-tailed t test are presented

(as reported by Crétat et al. 2011 and Crétat and Pohl 2012). IV is also inconstant from 1 year to another, without clear relationship with the corresponding rainfall amounts. On the one hand, it is very weak in 1977–78, inducing a high reproducibility of the model dry biases,

and much larger in 1972–1973, despite rather similar seasonal amounts. On the other hand, IV is rather similar in 1982–1983 and 1998–1999, respectively corresponding to marked El Niño/La Niña events. Thus, it seems difficult to identify the factors modulating IV at interannual

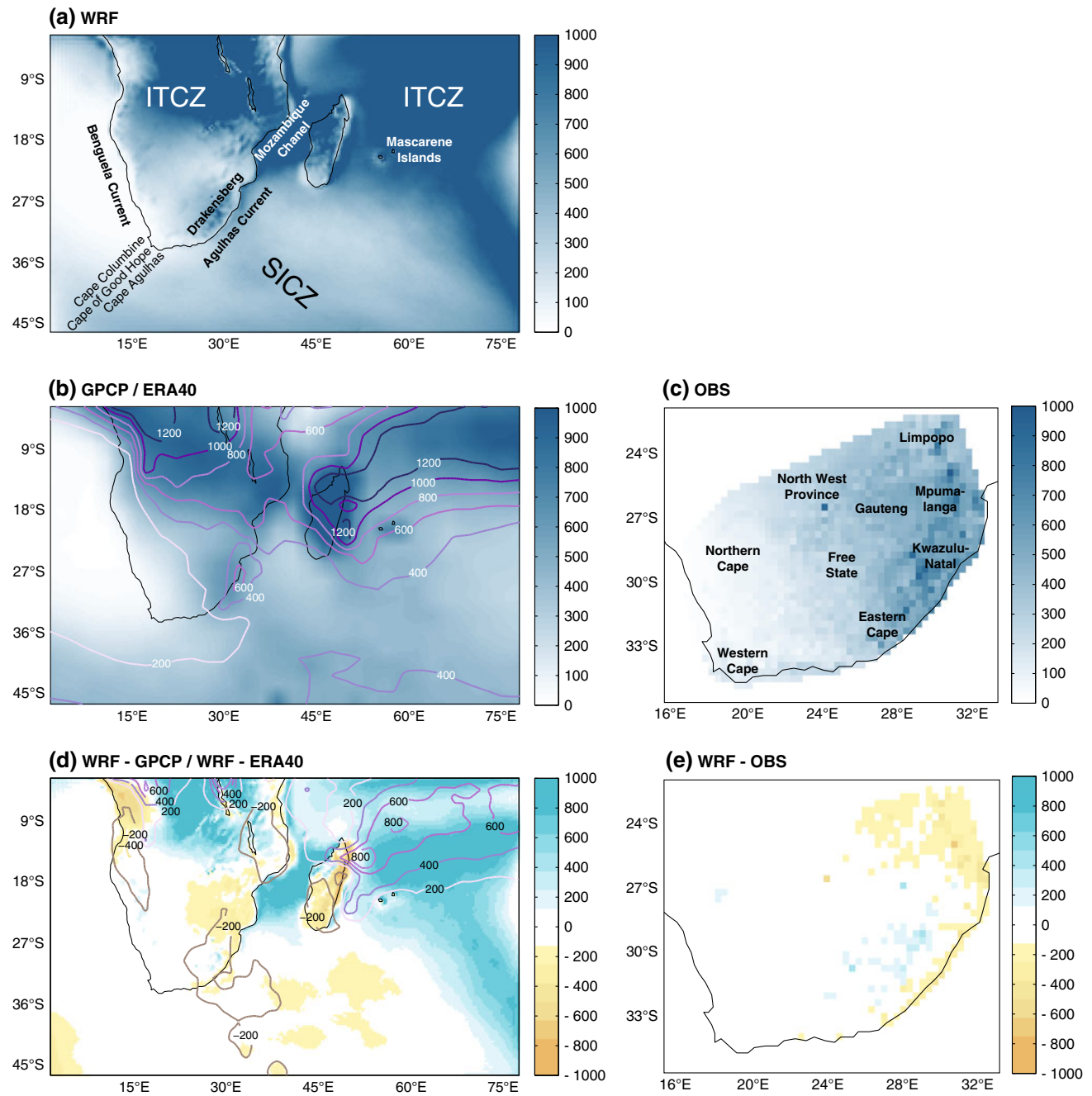


Fig. 2 **a** Mean seasonal rainfall amounts (mm) averaged interannually over the period NDJFM 1971–1998 in WRF CTRL exp. **b** As **a** but for GPCP estimates (shadings) and ERA40 (contours) linearly interpolated onto WRF grids, period NDJFM 1979–1998. **c** As **a** but for in situ rain-gauge records projected onto WRF grids, period

NDJFM 1971–1998. **d** WRF biases against GPCP (shadings) and differences to ERA40 (contours), period NDJFM 1979–1998. Only differences that are 95 % significant according to a *t* test are presented. **e** As **d** but against rain-gauge records, period NDJFM 1971–1998

timescales. Following Lucas-Picher et al. (2008a, b), it is probably related to the strength of the lateral forcings, but this issue is beyond the scope of this paper and cannot be fully explored in the absence of ensemble experiments for the whole period.

As a consequence of this strong irreproducible component of regional climate variability, the correlations between

observed and simulated seasonal rainfall variability (0.33 for the “unperturbed” members) are also submitted to large uncertainties. They rank between 0.15 and 0.50 when the fifteen members of all ensemble simulations are successively used to replace the “unperturbed” members. Slightly lower values (0.04–0.41) are found for similar correlations with ERA40. These ranges of uncertainties illustrate the typical

errors that can be expected from correlation coefficients computed on these 30-year long regional experiments. It also emphasizes that a single integration is not sufficient to explore and quantify simulated interannual variability with robustness, confirming the necessity of an ensemble approach. Hence, Sect. 3, devoted to the analysis of the continuous NDJFM 1971–1998 time series, will be completed by Sect. 4, entirely based on the analysis of 15-member ensemble simulations.

Another methodological issue is related to the spatial heterogeneity of the regional index previously discussed, and linked to the capability of WRF to regionalize climate variability inside the corresponding area. Figure 3b first shows that it is over the Kwazulu-Natal, Mpumalanga, Gauteng and Limpopo regions of northeastern South Africa (see Fig. 2c for location), that the model best fits observations interannually, in spite of biases that can reach up to 200 mm there (Fig. 2e). The geography of simulated seasonal rainfall is accurately reproduced during almost all the years of the period (Fig. 3c: upper panel), even when ensemble members are considered. Spatial correlations between WRF simulated and observed rainfall range between 0.38 and 0.86 (in 1995–1996 and 1985–1986, respectively) and reach the 95 % significance bound 25 years out of 28. The same analyses using ERA40 rainfall reveal generally weaker spatial correlations than with in situ records, indicating that WRF significantly improves upon the reanalyses in terms of spatial distribution of seasonal rainfall. WRF simulates therefore accurately the southwest to northeast rainfall gradient prevailing over South Africa in austral summer (Taljaard 1986; Crétat et al. 2012b), and more generally the spatial distribution of seasonal rainfall amounts, generalizing the conclusions obtained by Crétat et al. (2012a) for a single year (1993–1994).

When working on seasonal anomalies however (i.e. after removal of the climatological rainfall), WRF produces less significant results (Fig. 3c, middle panel). Spatial correlations drastically weaken and are rarely significant. They are even negative for 10 years out of 28, denoting once again a moderate skill in simulating seasonal South African rainfall interannual variability. The most contrasted years are 1983–1984 ($r = 0.65$) and 1995–1996 ($r = -0.45$), the latest appearing as a year for which the model performed particularly poorly. This is confirmed by RMS error statistics calculated over the South African grid points, reaching its maximum in 1995–1996 (Fig. 3c, lower panel). ERA40 performs better on average, suggesting a stronger skill for simulating South African rainfall interannual variability. Associated RMS errors are however larger, illustrating once again that WRF partly corrects ERA40 dry biases over the region (in agreement with Fig. 3a).

As a conclusion, it appears that the model fails at reproducing both the temporal variability of regional rainfall and the spatial distribution of rainfall departures. This finding has already been pointed out by previous work (Joubert et al. 1999; Engelbrecht et al. 2002; Hudson and Jones 2002). In the following, we attempt to understand which events (or modes of climate variability) the model fails to simulate, and for which reasons. As leading mode of tropical climate and SA rainfall interannual variability, ENSO appears as the first candidate to consider.

3.3 Simulation of regional ENSO effects

Southern African rainfall interannual variability is dominated by the influence of ENSO (Nicholson 1997; Nicholson and Kim 1997; Cook 2000, 2001; Richard et al. 2000, 2001; Misra 2002; Nicholson 2003; Reason and Jagadeesha 2005a; Fauchereau et al. 2009). Here, we attempt to determine whether the discrepancies found in WRF simulated year-to-year rainfall variability can be specifically attributed to the simulation of regional ENSO effects.

In the observations (Fig. 4d), GPCP estimates (Fig. 4c) and ERA40 reanalyses (Fig. 4b), El Niño events are associated with marked droughts over SA and abnormally wet conditions over the Indian Ocean and Equatorial East Africa (Mutai and Ward 2000). Fauchereau et al. (2009) showed that this meridional dipole is actually a statistical artifact formed with two independent poles that do not occur in phase at the synoptic timescale.

WRF simulated rainfall is found to respond less strongly to ENSO (Fig. 4a). Over SA in particular, correlations are barely significant. Most pronounced droughts are actually simulated over the SWIO (generating thus anomalies of reversed sign there, despite the prescription of observed SST), i.e. are shifted 40° eastwards compared to the observations. In contrast, wet conditions during El Niño years are found to prevail over Equatorial East Africa, in possible relationship with its nearness to the northern domain boundary. The African meridional dipole is thus too weak in WRF simulations, mostly because of its subtropical pole over SA. Importantly, very similar results (not shown) are obtained with the “one-tier” approach (OML exp.: Table 1), indicating that such weak skill cannot be mainly attributed to unrealistic ocean/atmosphere fluxes associated with SST prescription.

3.4 SA rainfall teleconnections

Given that WRF fails at reproducing ENSO effects on SA rainfall (Sect. 3.3), the specific influence of regional oceanic and atmospheric forcings is here investigated, both in the observations/reanalyses and in the model. Teleconnections with synchronous SST fields and ERA40 lateral

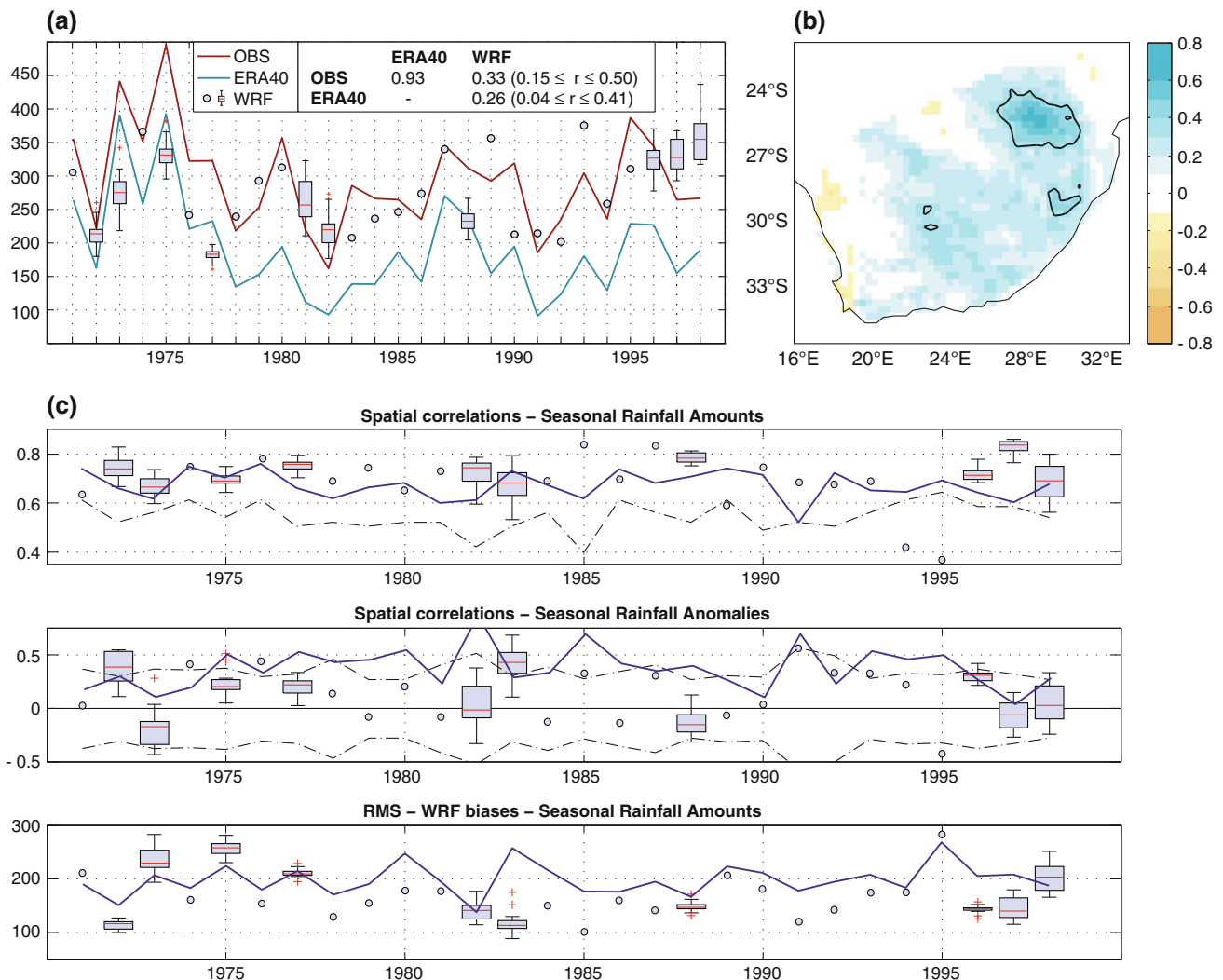


Fig. 3 **a** South African rainfall index (mm), averaged spatially over the grid points shown in Fig. 2c, for WRF CTRL exp. (circles and box-and-whisker plots), ERA40 reanalyses (blue curve) and rain-gauge records (red curve), period NDJFM 1971–1998. Box-and-whisker plots, showing inter-member spread, represent the model's internal variability during summer seasons for which 15-member ensemble simulations were performed (see text for details). The boxes have lines at the lower, median and upper quartile values. The whiskers are lines extending from each end of the box to 1.5 interquartile range. Plus signs correspond to outliers. **b** Correlation between South African seasonal rainfall amounts simulated by CTRL exp. and rain-gauge records, period NDJFM 1971–1998. Black curves

correspond to 95 % significant correlations according to a Bravais–Pearson test. **c** Upper panel spatial correlations between observed and simulated (circles and box-and-whiskers) and observed and ERA40 (blue curve) seasonal rainfall amounts, computed over all grid points included in the South African domain. The dashed curve corresponds to the 95 % significance level according to a Bravais–Pearson test taking into account the spatial auto-correlation of the seasonal rainfall field. Central panel the same but for seasonal rainfall anomalies, calculated after removal of the climatological mean rainfall amount in each grid point. Significance tested and shown as upper panel. Lower panel rainfall root-mean-square error (mm) computed over all grid points included in the South African domain

boundary conditions (i.e. those directly used to drive regional simulations) are shown in Figs. 5 and 6, respectively. Similarly, teleconnections with ERA40 and WRF simulated winds at lower and upper tropospheric levels are shown in Figs. 7 and 8.

SST forcings confirm that large rainfall amounts, in the observations (Fig. 5a), are favored by abnormally cold conditions (corresponding to La Niña signature over adjacent ocean basins, Fig. 5c) over the SWIO (Nicholson

1997; Reason et al. 2000), the Mozambique Channel and the Agulhas current region off the eastern coast of South Africa (see Fig. 2a for location and Rouault et al. 2010), as well as the Benguela upwelling region (Reason and Jagadheesha 2005b). Positive correlations prevail southeast of the Mascarene Islands (Fig. 5a), and appear to be mostly independent of ENSO (Fig. 5c). Regional simulations (Fig. 5b) seem to respond to the Mascarene SST forcing, warm conditions there favoring northerly moistures fluxes

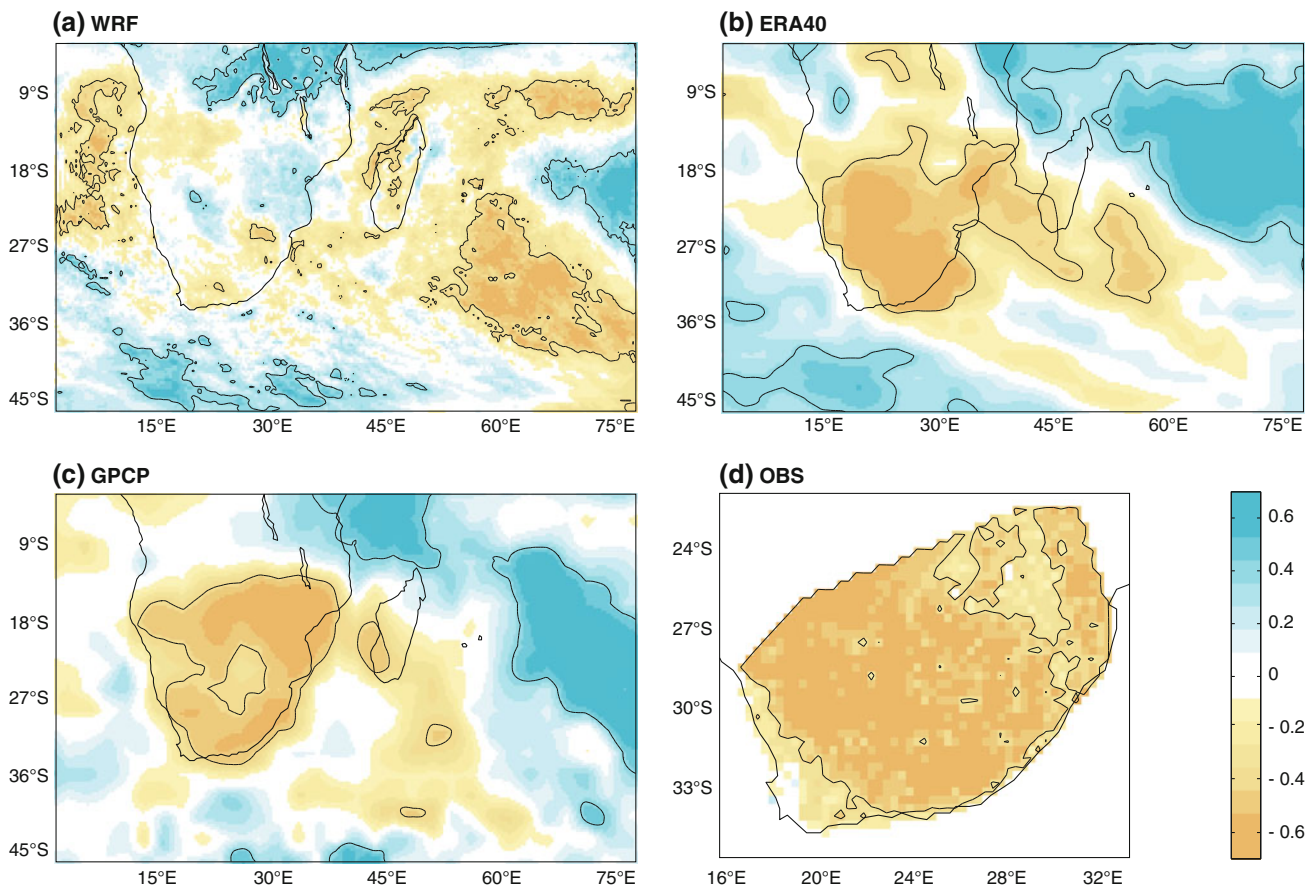


Fig. 4 **a** Correlation between the seasonal mean MEI and seasonal rainfall amounts simulated by WRF CTRL exp., period NDJFM 1971–1998. Significance tested and represented as for Fig. 3b. **b** As **a** but for ERA40 rainfall linearly interpolated onto WRF grids. **c** As

a but for GPCP rainfall estimates linearly interpolated onto WRF grids, period NDJFM 1979–1998. **d** As **a** but for rain-gauge records projected onto WRF grids

over the Benguela and Mozambique Chanel regions known to favor wet conditions in SA (not shown). The negative teleconnections elsewhere lose however significance (and even change sign off the Namibian and Angolan coasts), except for localized areas off the Eastern Cape (Agulhas current region) and Western Cape (between Cape Columbine and Cape Agulhas). These results are consistent with the fact that the weak co-variability between observed and WRF simulated rainfall in SA mostly relates to a poor simulation of regional ENSO effects.

Lateral atmospheric forcings (Fig. 6) suggest that observed South African rainfall is primarily favored (1) by a weakening of the westerlies at the subtropical and mid-latitudes (15°S–40°S) and throughout the troposphere (Figs. 6a, 8a), and (2) by an enhancement of the tropical easterly fluxes below 500 hPa (up to 15°S and mostly over the SWIO: Figs. 6a, 7a). The modulation of zonal fluxes constitutes one of the main atmospheric signatures of ENSO over the region (Figs. 6c, 8c), especially in the upper troposphere and in the subtropics (Fig. 8c). In the lower layers it mostly acts to shift eastwards the South

Indian Convergence Zone (Cook 2000) over the Indian Ocean, either due to atmospheric Rossby Waves (Cook 2001) or SST warming in the SWIO (Nicholson 1997, 2003). The northern boundary of the domain has little influence on South African rainfall but a very clear, highly significant and quasi-barotropic signal in the meridional wind is found along the southern boundary between 15°E and 30°E (Fig. 6a). This signal, independent of ENSO (Figs. 6c, 7c), coincides with a southeasternmost location of the South Atlantic (St Helena) High, inducing an anti-cyclonic ridge southwest of South Africa and supporting lower-layer meridional convergence there (Fig. 7a). Moisture is advected towards SA from the so-called Agulhas retroreflection region south of SA (Rouault et al. 2009) and converges over the continent with the moisture fluxes originating from the nearby SWIO.

WRF simulated rainfall does respond to southern boundary forcings (Fig. 6b), but not to those at the eastern and, to a lesser extent, western boundaries (Fig. 6b). Within the domain, WRF simulates strong anticyclonic circulation in the lower troposphere southeast of

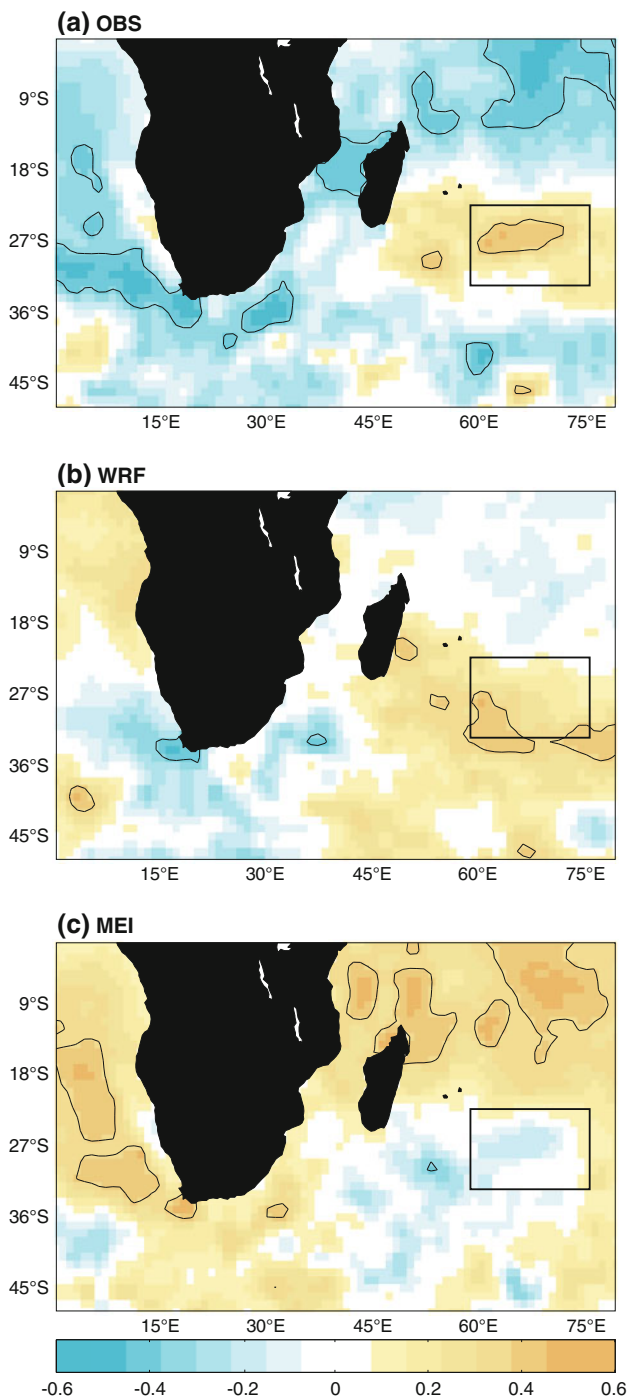


Fig. 5 **a** Correlations between rain-gauge records projected onto WRF grids and seasonal mean ERA40 SST, period NDJFM 1971–1998. Significance tested and represented as for Fig. 3b. The thick black box corresponds to the SWIO SST regional index. **b** As **a** but for simulated rainfall over the South African domain. **c** As **a** but for the synchronous MEI

Madagascar during El Niño events (Figs. 7d), consistent with the simulated ENSO-rainfall relationship found in Fig. 4a. After removing ENSO variability, WRF simulated partial teleconnections (computed independently of the

synchronous MEI) are much more in agreement with the observed teleconnection between South African rain-gauge records and ERA40 mass fluxes (Figs. 7e, f, 8e, f), although they remain perfectible. In particular, in both WRF and ERA40, wet conditions in South Africa are favored by similar lower-tropospheric easterly fluxes that advect moisture from the SWIO towards the sub-continent (Fig. 7e, f). Once again this shows that, if the model is deficient for simulating year-to-year rainfall fluctuations over South Africa as a whole, it is mostly due to the fraction of climate variability that is directly imputable to ENSO.

3.5 Sensitivity to the experimental setup

This section aims at determining to what extent the conclusions obtained in previous sections, based on a single 30-year long integration (standard CTRL exp., Table 1), are depending on the experimental setup. To that end additional experiments were performed (Table 1, Sect. 2.2), in order to document the respective roles of the physical package (CU and PBL exp.), the width of the buffer zone (BUFFER exp.), the “one tier” approach (OML exp.), a spectral nudging above the PBL (SN exp.), the lateral forcings (EI exp.) and the seasonal approach (YR exp.). In order to assess to which forcings WRF simulated and observed South African rainfall respond, the synchronous MEI, a SWIO SST index extracted over the Mascarene region (Fig. 5) and a mass flux index integrated vertically and horizontally along the southern boundary of the domain, between 15°E and 30°E (Fig. 6), have also been included. It is worth noting that both SST and atmosphere indices were previously found to be independent of ENSO and to be significantly related to SA rainfall variability (Washington and Preston 2006).

It first appears (Table 2) that none of the regional experiments succeeds at simulating the strength of the observed relationship between South African rainfall and ENSO over the study period ($r = -0.69$). CU and PBL exps. reach correlation values near -0.5 , suggesting that, even if other physical schemes may perform better than those retained for CTRL exp. ($-0.31 \leq r \leq -0.10$ depending on the members), downscaling regional ENSO effects remains a non-trivial challenging issue for regional climate modeling. Increasing the size of the relaxation zone or coupling the atmosphere with an OML model barely modify the correlation values, attributing the model imperfections to factors other than the lateral forcing protocol or SST prescription. Yearlong simulations perform as CTRL exp, suggesting that there is no significant “memory effect” inside the domain, or symmetrically, that the one-month long spin-up period is sufficient in seasonal exps.

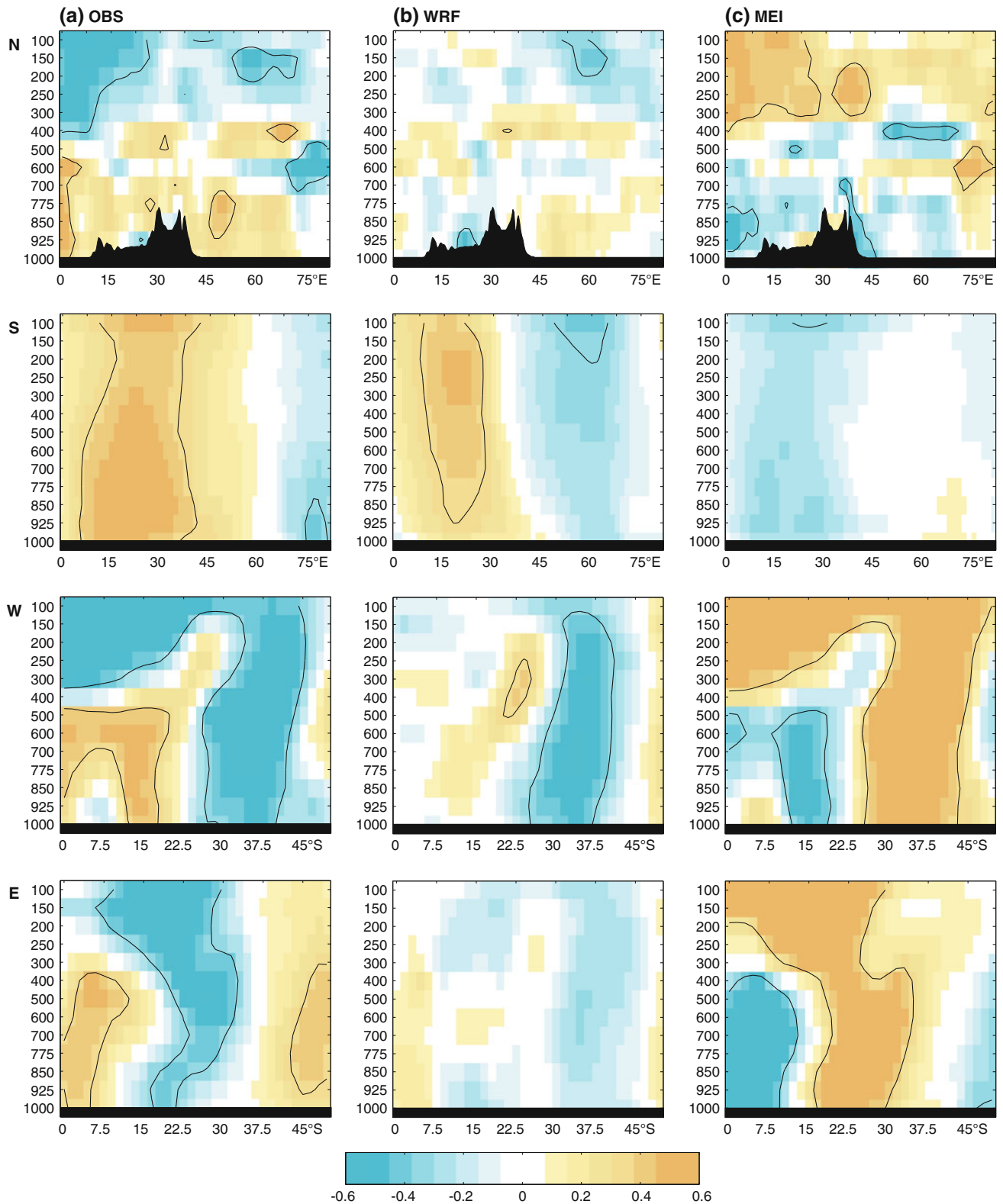


Fig. 6 **a** From *top to down* vertical cross-sections representing the interannual correlations between the observed South African rainfall index and seasonal mean lateral forcings along the northern (meridional mass flux), southern (meridional mass flux), western (zonal mass flux) and eastern (zonal mass flux) domain boundaries.

Significance tested and represented as for Fig. 3b. The *black profiles* in the northern cross-section represent surface topography over tropical Africa such as it appears in WRF simulations. **b** As **a** but for simulated rainfall (CTRL exp.) over the South African domain. **c** As **a** but for the synchronous MEI

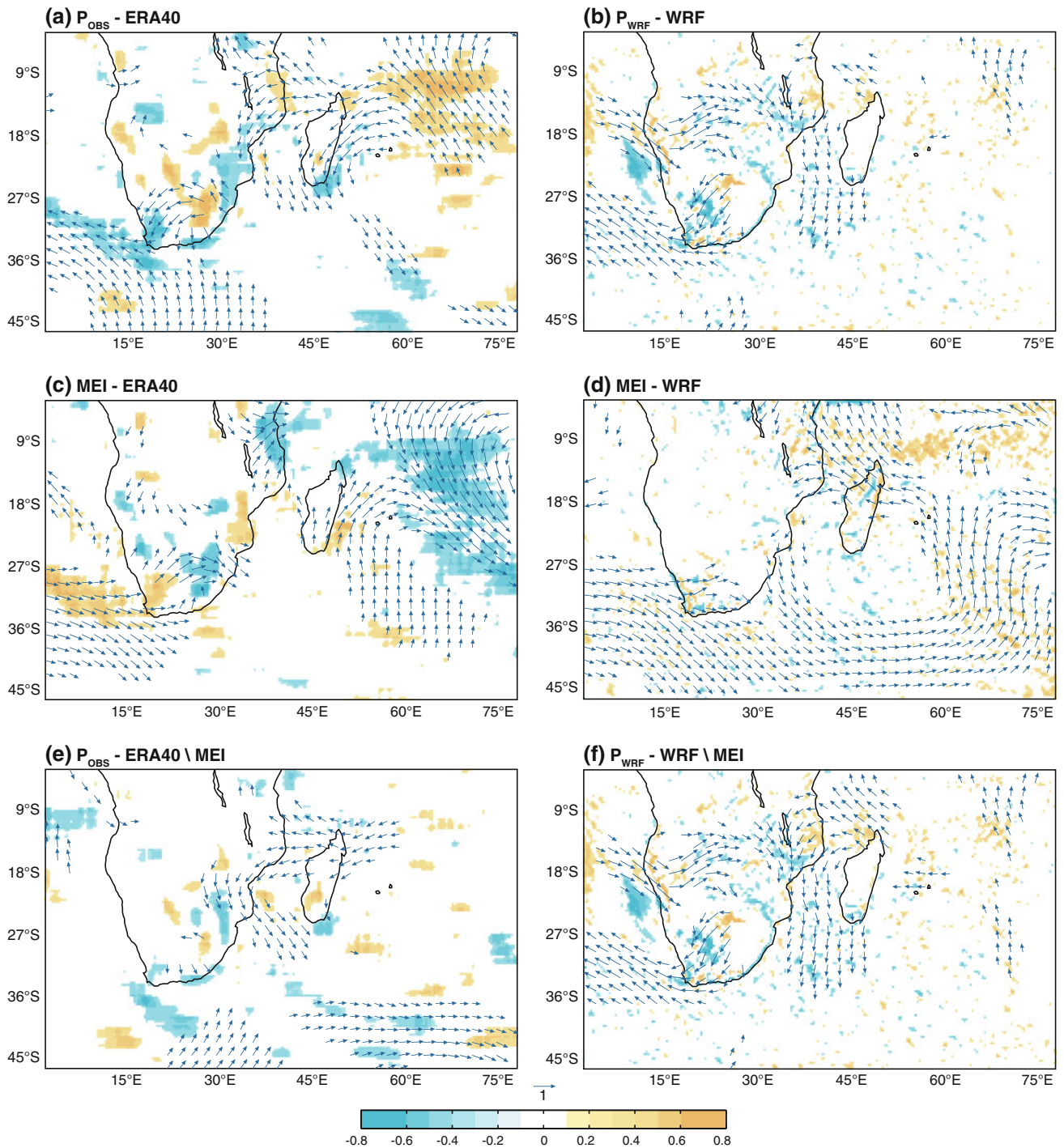


Fig. 7 a Vectors: correlations between the observed South African rainfall index and seasonal mean ERA40 horizontal mass fluxes at 850 hPa, period NDJFM 1971–1998. Shadings correlations with horizontal mass convergence (blue)/divergence (orange). Only 95 % significant correlations according to a Bravais–Pearson test are shown

in the figure. b As a but correlations between the simulated rainfall index (CTRL exp.) over the South African domain and seasonal mean WRF horizontal mass fluxes. c, d As a, b but correlations between the synchronous MEI and horizontal mass fluxes. e, f As a, b but after removal of the variance associated with the synchronous MEI

All simulations show moderate correlations with the South African rainfall index, indicating that the better performances of CU and PBL exps. with ENSO are

detrimental to the remaining (“non-ENSO”) fraction of South African interannual variability. The scores obtained for all experiments are confined within CTRL exp. error

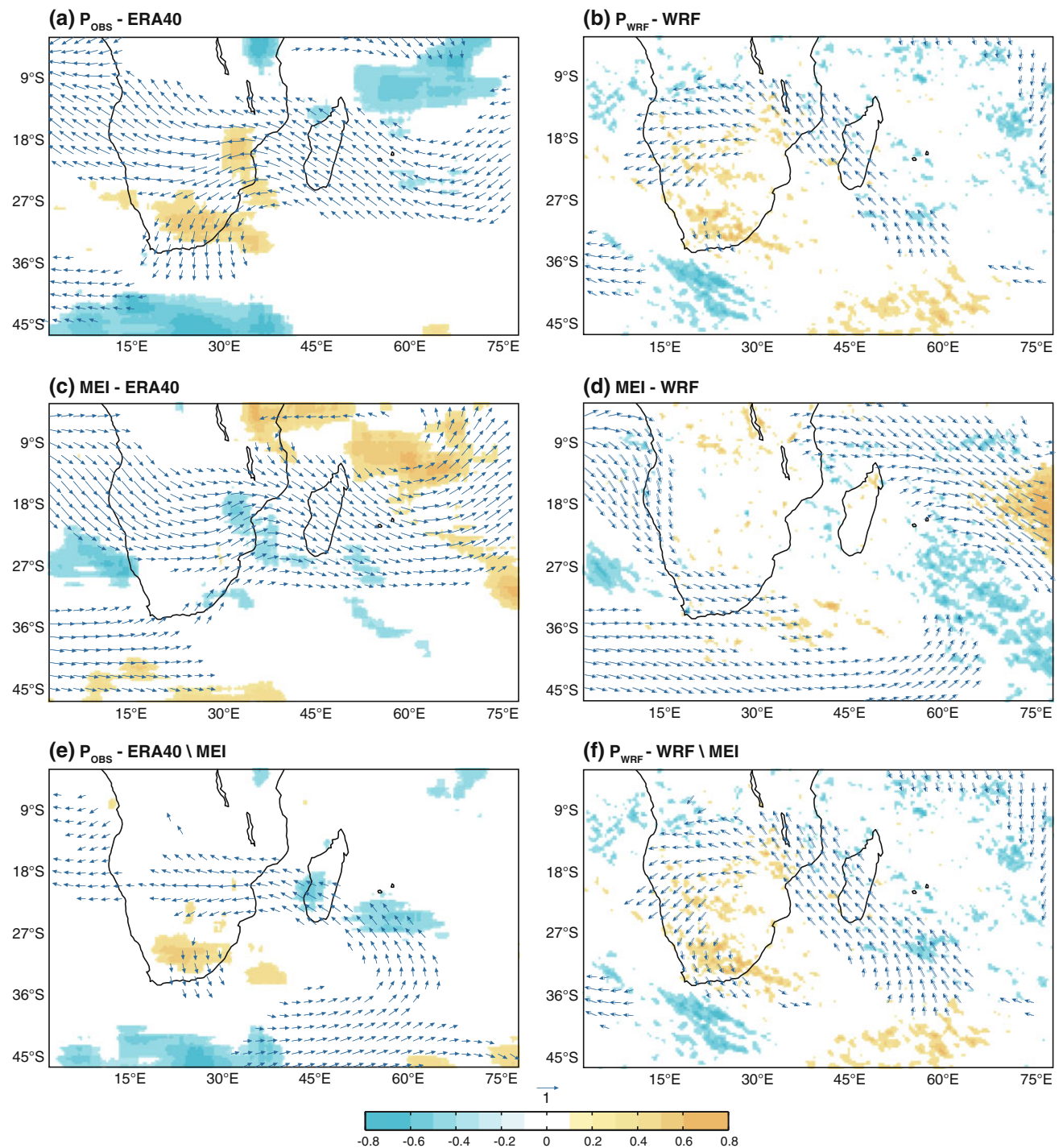


Fig. 8 As Fig. 7 but at 200 hPa

bounds linked to its IV (Fig. 3a; Sect. 3.2), preventing us to conclude that any experiment performs significantly better than CTRL exp. Nudged exp. (SN) performs slightly better than free (not nudged) integrations, but this improvement is primarily due to the “non-ENSO” component of rainfall interannual variability. Given the very strong correlation between ERA40 rainfall and rain-gauge records ($r = 0.93$)

and ERA40 capability at reproducing the correlation with ENSO ($r = -0.66$; Fig. 4b), one could have expected that relaxing the model solution towards ERA40 would have also increased the simulation of regional ENSO signals. This suggests (1) that the atmospheric dynamics in the mid- to upper-troposphere is not responsible for all WRF deficiencies, and/or (2) that the mid- to upper-tropospheric

Table 2 Correlation matrix between NDJFM South African rainfall interannual variability (1971–1998) simulated by all 30-year long experiments (Table 1) and recorded by in situ rain-gauges (first row: simple linear correlations; second row: partial correlations after removal of ENSO influence), the synchronous MEI, a SWIO SST index (averaged spatially over the region 58.5°E–78.5°E, 22.5°S–32.5°S; Fig. 5) and a Southern Boundary meridional mass flux index (integrated vertically over the air column and horizontally between 15°E and 30°E; Fig. 6)

CU	PBL	BUFFER	OML	SN	SST_CLIM	ATM_CLIM	YR	OBS	ERA40	MEI	SST	Southern Boundary	
0.59	0.74	0.69	0.79	0.51	0.68	0.24	0.81	0.33 (0.31)	0.26	-0.16	0.15	0.41	CTRL
	0.80	0.72	0.59	0.30	0.44	0.30	0.62	0.37 (0.06)	0.37	-0.48	0.14	0.17	CU
		0.74	0.73	0.41	0.48	0.49	0.74	0.41 (0.12)	0.31	-0.47	-0.02	0.42	PBL
			0.78	0.51	0.69	0.19	0.76	0.35 (0.24)	0.35	-0.27	0.14	0.35	BUFFER
				0.45	0.79	0.20	0.87	0.35 (0.33)	0.26	-0.17	0.25	0.33	OML
					0.61	0.04	0.56	0.45 (0.39)	0.37	-0.27	0.38	0.11	SN
						-0.22	0.81	0.24 (0.39)	0.17	0.06	0.50	0.03	SST_CLIM
							0.22	0.51 (0.16)	0.45	-0.60	-0.46	0.51	ATM_CLIM
								0.34 (0.31)	0.25	-0.17	0.27	0.26	YR
									0.93	-0.69	-0.22	0.50	OBS
										-0.66	-0.34	0.46	ERA40
											0.31	-0.28	MEI
												-0.32	SST

95 % significant positive (negative) correlations according to a Bravais–Pearson test appear in bold and in red (blue)

dynamics associated with ENSO is also partly deficient in ERA40, likely due to the low amount of assimilated data over the adjacent ocean basins. Southern boundary mass fluxes south of SA (corresponding to an anticyclonic ridge in the mid-latitudes; Sect. 3.4) seem to force a larger part of rainfall variability than SWIO SST (Table 2). This statistical relationship, valid for CTRL and PBL exp. (and to a lesser extent for BUFFER and OML exp., possibly in line with the model's strong IV; Fig. 3a), is also verified and even stronger in observations.

Over a smaller domain centered on the SA continent, Crétat (2011) obtained stronger interannual correlations with SA rain-gauge records (0.59) and the MEI (-0.51) over the same period. Although his experimental setup differs from that used here (Sect. 2.2), it appears that simulated interannual variability (including the ENSO contribution) is more convincing using a smaller domain. Two complementary hypotheses can be formulated: (1) the reliability of the reanalyses may increase in the neighboring of land masses, where the amount of assimilated data is much larger; (2) WRF simulated fields are more constrained by lateral boundary conditions and its solutions remain thus

closer to the forcing GCM (Separovic et al. 2012). It is worth noting that, over the 1979–1998 period, all results discussed above remain qualitatively similar (Appendix); moreover, EI exp. does not perform significantly better than other simulations ($r = 0.23$ with observed rainfall and $r = -0.22$ with the simultaneous MEI), generalizing the above hypotheses to ERA-Interim and to the satellite era.

Although Sect. 3 qualitatively illustrated the difficulties in simulating climate variability over SA at interannual timescales, most results cannot be interpreted quantitatively because of the large uncertainties associated with their reproducibility. Duplicating each year for each experiment being computationally unreasonable, focus is given in Sect. 4 only on the very strong 1982–1983 and 1997–1998 El Niño events.

4 Case studies: two strong and contrasted El Niño events

This section attempts to disentangle the simulated forced (reproducible) and internal (irreproducible) variability and

attribute the model deficiencies either to atmosphere or SST forcings. The years retained correspond to the two strongest El Niño events of the twentieth century according to most ENSO descriptors: 1982–1983 and 1997–1998. This choice is motivated (1) by the results of Fauchereau et al. (2009), demonstrating that dry anomalies during El Niño conditions are larger in amplitude than wet anomalies for La Niña years over SA; (2) by their very contrasted effects on South African rainfall, the 1982–1983 (1997–1998) event being associated with a very dry (near normal) rainy season, respectively (Usman and Reason 2004; Lyon and Mason 2007, 2009). Figure 3a first shows (1) that CTRL exp. reasonably simulates dry (weak) anomalies over South Africa in 1982–1983 (1997–1998); (2) that WRF IV is rather large during these 2 years, further confirming the necessity to perform ensemble experiments. For these two seasons, fifteen-member ensemble simulations are also conducted for CTRL, OML, SST_CLIM and ATM_CLIM exps. (Table 1). In order to take explicitly into account the model's IV, Sect. 4 presents composite anomalies, ensemble mean fields during the two seasons of interest being compared to their respective NDJFM 1971–1998 climatologies.

4.1 1982–1983 case study

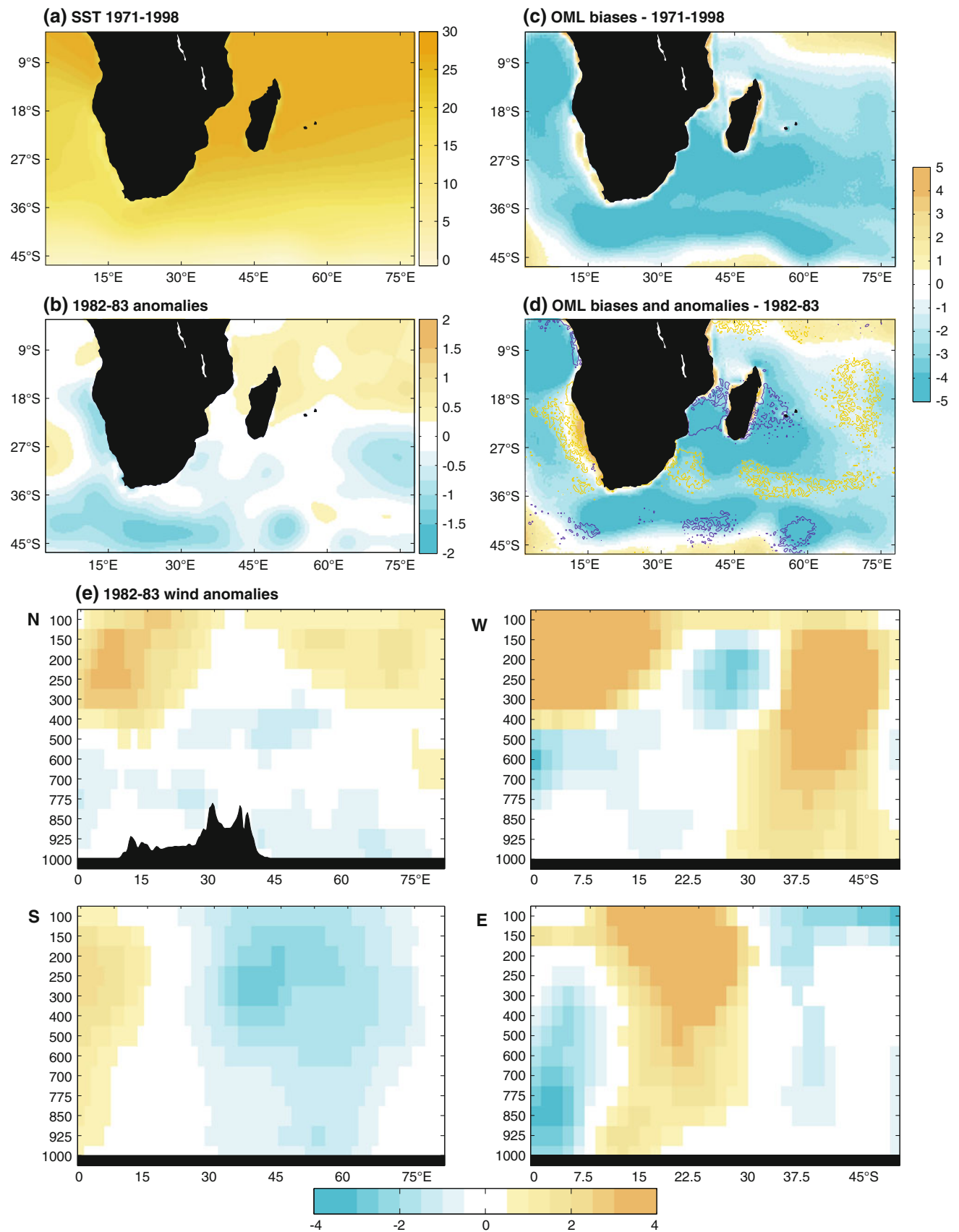
Figure 9 presents the SST and mass flux anomalies for 1982–1983, i.e. the surface and lateral forcing conditions for this season. Figure 10 presents corresponding wind and rainfall anomalies. The 1982–1983 event was marked by rather warm (cold) anomalies in the tropical (sub- and extratropical) SWIO (Fig. 9b). OML seasonal biases are strongly negative (Fig. 9d), which is more generally the case over the whole 1971–1998 period (Fig. 9c). Negative (positive) biases in the Agulhas (Benguela) current regions are consistent with the lack of horizontal advectons and deep-ocean dynamics in the OML model. Simulated anomalies for 1982–1983 are often weak (barely exceeding 1 °C) and generally positive in the SWIO and Benguela regions, except in the Mozambique Chanel (Fig. 9e). SST conditions are thus sensibly different in OML and in CTRL exps, leading to anomalies of opposite sign along SA coasts.

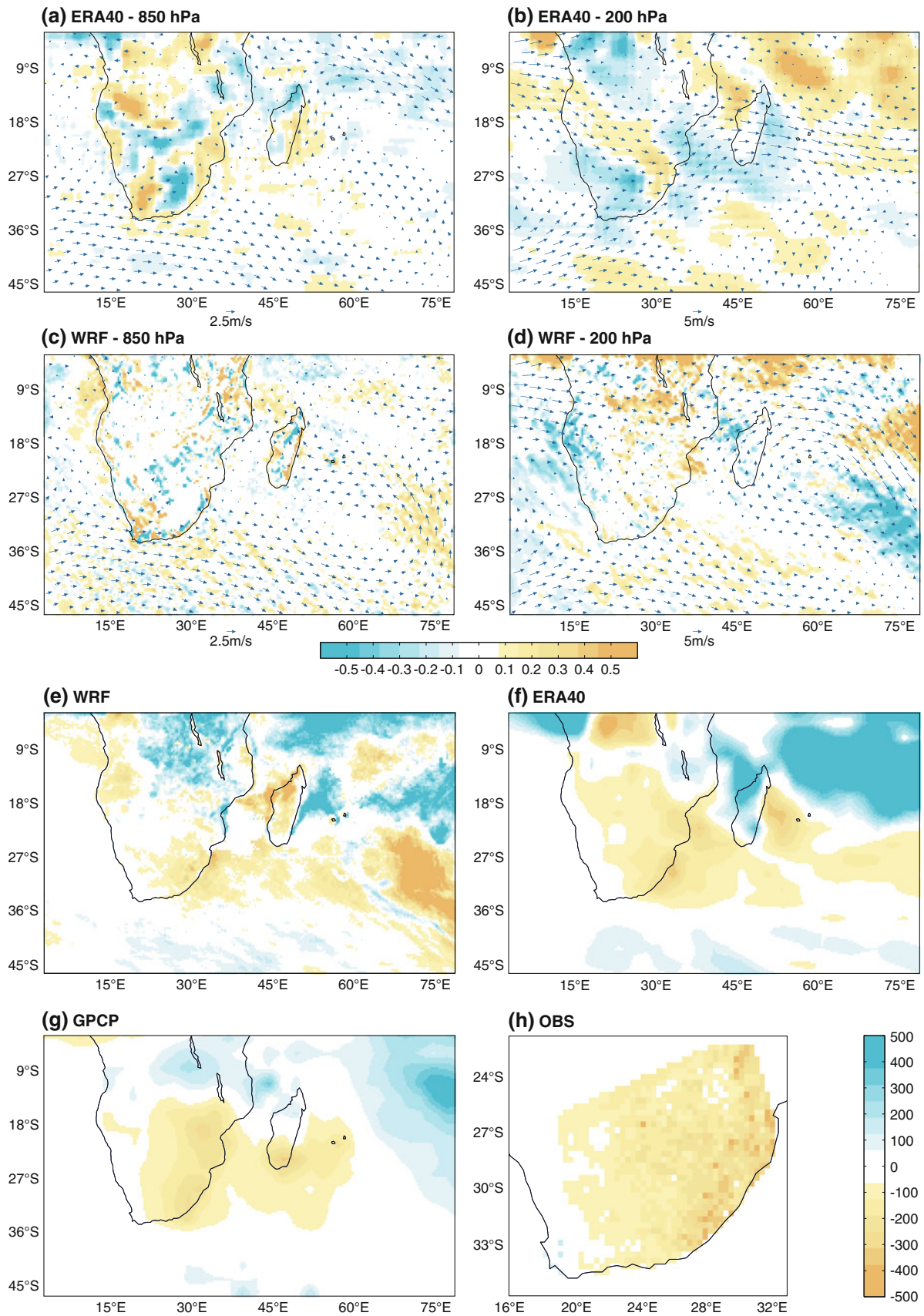
Seasonal wind anomalies derived from ERA40 (Figs. 9e, 10a, b) consist mainly of (1) abnormally weak lower-layer easterly fluxes originating from equatorial Indian Ocean regions; (2) lower-layer easterly anomalies over Angola (north of 10°S and west of 15°E), possibly caused by an abnormally weak Angola Low (Mulenga 1998; Reason and Jagadheesha 2005b); (3) an enhancement of mid-latitude westerlies south and southwest of SA throughout the troposphere and strengthened upper-tropospheric westerlies from tropical to subtropical latitudes.

Fig. 9 **a** Seasonal mean SST field (°C), period 1971–1998. **b** 1982–1983 seasonal mean anomalies (°C). Anomalies that are not significant at the 95 % level according to a *t* test are shaded white. **c** Seasonal mean SST biases simulated by the OML model, period 1971–1998. Biases that are not significant at the 95 % level according to a *t* test are shaded white. **d** As **c** for 1982–1983. **e** Seasonal wind anomalies along the northern (meridional mass flux), southern (meridional mass flux), western (zonal mass flux) and eastern (zonal mass flux) domain boundaries. Significance tested and represented as **b**

Findings (1) and (3) were identified in Sect. 3.4 to favor South African droughts (Figs. 7, 8), while point (2) has already been identified as one of the contributing factors influencing regional rainfall (Reason and Jagadheesha 2005b) through a modulation of moisture fluxes along the west coast of SA (Vigaud et al. 2007, 2009). WRF simulations (Fig. 10c, d) accurately capture the strengthening of mid-latitude westerlies south and southeast of SA and weakening of the lower-layer easterly fluxes in the tropics. WRF fails however at reproducing the easterly anomalies over Angola in the lower-layers and the northerly strengthening of westerlies in the upper troposphere. Instead, strong cyclonic anomalies prevail over the SWIO (Fig. 10d). The most conspicuous anomalies in zonal fluxes are at the low latitudes and correspond to a weakening of the upper-layer easterly fluxes (Fig. 1b). These features rather correspond to the wind anomalies directly associated with ENSO in WRF simulations than to typical pattern favoring seasonal droughts over South Africa (Figs. 7, 8).

Observed rainfall deficit (Fig. 10h) reached more than 300 mm along the east coast from Eastern Cape to Kwazulu-Natal (compared to average seasonal amounts of 500 mm, Fig. 2c). GPCP estimates (Fig. 10g) show that these anomalies are embedded in a larger pattern extending from Angola to southern Madagascar and the Mascarene islands. Over D.R. Congo, Tanzania and northern Madagascar, abnormally wet conditions of weak to moderate amplitude prevail, forming the meridional dipole discussed in Fauchereau et al. (2009). Larger wet anomalies are found over the central Indian Ocean, to the northeast of the domain. This pattern is well reproduced by ERA40 (Fig. 10f), although wet anomalies in the northern part of the domain are over-estimated. WRF simulated anomalies (Fig. 10e) are rather realistic at the domain scale, but locally they can completely differ from GPCP to ERA40. This is for instance the case in Madagascar (with a zonal opposition instead of a meridional dipole) and more clearly over the central Indian Ocean at subtropical latitudes (drier than normal by ~500 mm, without any equivalent in GPCP and much larger than ERA40 moderate anomalies there). The dry (wet) anomalies over South Africa (tropical





◀ **Fig. 10** **a** Vectors: 1982–1983 850 hPa wind anomalies (m s^{-1}) according to ERA40 compared to the NDJFM 1971–1998 climatology. Only 95 % significant anomalies according to a Hotelling t^2 test are presented. The t^2 test is the multivariate generalization of the t test. *Shadings* corresponding mass convergence anomalies (s^{-1}). Only 95 % significant anomalies according to a t test are presented. **b** As **a** at 200 hPa. **c, d** As **a, b** but for WRF CTRL exp. **e** Seasonal rainfall anomalies (mm) simulated by WRF CTRL exp. Only 95 % significant anomalies according to a two-tailed t test are presented. **f** As **e** but for ERA40. **g** As **e** but for GPCP; corresponding climatology is computed over the NDJFM 1979–1998 period. **f** As **e** but for rain-gauge records projected onto WRF grids

SA) are also too weak (large) in both amplitude and spatial extension. Although anomalies in the regional atmospheric dynamics differ from ERA40, especially in the upper layers, WRF has reasonable skill in reproducing the rainfall departures recorded in SA during the strongest El Niño event of the century. Simulated rainfall anomalies seem thus to be caused by mechanisms that differ from those found in ERA40.

Specific simulations were designed to explore to which forcings simulated anomalies respond (namely, SST_CLIM and ATM_CLIM exps., see Table 1 and Sect. 2.2). They allow separating the specific effects of atmospheric and SST forcings. Both a 30-year climatology and 15-member ensemble simulations were computed for these experiments, for comparison purpose with corresponding CTRL and OML simulated anomalies. Figure 11 presents 1982–1983 rainfall and upper/lower tropospheric wind anomalies for SST_CLIM, ATM_CLIM and OML exp. Main results can be summarized as follows:

1. Rainfall anomalies simulated by SST_CLIM and OML exps. over SA resemble those from CTRL exp.; dry anomalies over South Africa are however weaker and spatially less coherent in the case of SST_CLIM. This highlights that SST anomalies over adjacent oceanic basins significantly influence SA rainfall, confirming Nicholson (1997) and Nicholson and Kim (1997). Indeed, ATM_CLIM exp. succeeds at reproducing dry (wet) conditions over SA (the SWIO), despite near climatological atmospheric forcings, illustrating the specific influence (i.e. the contribution) of regional SST anomalies during this season. In reverse, SST_CLIM exp. simulates unrealistic dry anomalies over the SWIO, a bias thus mostly imputable to atmosphere forcing.
2. In spite of biased simulated SST (Fig. 9c, d), OML exp. shows results very close to CTRL exp., confirming that prescribing observed SST does not generate important numerical artifacts interannually. Coupling the atmosphere with an OML model does not lead to significantly modified rainfall anomalies, especially over the SWIO. This result could suggest that a more

realistic coupling with the ocean may not dramatically improve the simulation of regional ENSO effects, an issue that remains nonetheless to be confirmed over a longer period and using a coupled regional model including lateral advectations and the deeper ocean dynamics.

3. Upper- and lower-layer wind anomalies and biases (Fig. 10c, d) are essentially due to lateral forcings, with very little interactions with SST conditions (SST_CLIM and OML exps.: Fig. 11); similarly, ATM_CLIM exp. simulates very weak wind anomalies despite observed SST used to drive the simulation. By favoring upper- (lower-) layer divergence (convergence) over the SWIO, these anomalies seem to be responsible for the too dry conditions simulated there (Fig. 11a, g), even when simulations are driven by observed SST (Fig. 9a).

4.2 1997–1998 case study

Even if most ENSO indexes, in 1997–1998, did not equal the values reached in 1982–1983 (including the MEI: Fig. 1 in Crétat et al. 2011), this event was associated with severe droughts in the tropics and was referred to as “El Niño of the Century”. Over southern SA however, it induced only a very weak rainfall deficit (Fig. 13g, h; Lyon and Mason 2007, 2009), largest anomalies being located further north over Angola, Zambia and D.R. Congo. Abnormally wet conditions occurred over the Indian Ocean basin, favoring heavy rainfall over Equatorial East Africa and nearby ocean. This illustrates the non-linearity of ENSO effects over SA, the most intense events at the global scale being not systematically associated with the driest conditions regionally, as previously noted by e.g. Usman and Reason (2004), Reason and Jagadheesha (2005a, b), Lyon and Mason (2007, 2009) or Fauchereau et al. (2009). This section aims at (1) re-investigating ENSO non-linearities; (2) confirm the causes of WRF deficiencies with a second, contrasted, case study.

In 1997–1998, warm conditions prevailed in the equatorial and southern Indian and Atlantic Oceans (which is more generally the case during El Niño years, Reason et al. 2000). Spatially this anomaly pattern resembles that of 1982–1983, except that all SST are 1–1.5 °C warmer. OML simulated biases are representative of the climatology (Fig. 9d) and simulated anomalies, often of the positive sign, are rather realistic. They are over-estimated over the SWIO and Benguela regions compared to observations (Fig. 12a). As for 1982–1983, mid-latitude westerlies are decreased in the upper troposphere (Fig. 12c). Large-scale atmospheric forcings appear as rather similar during these 2 years, except along the southern boundary where marked

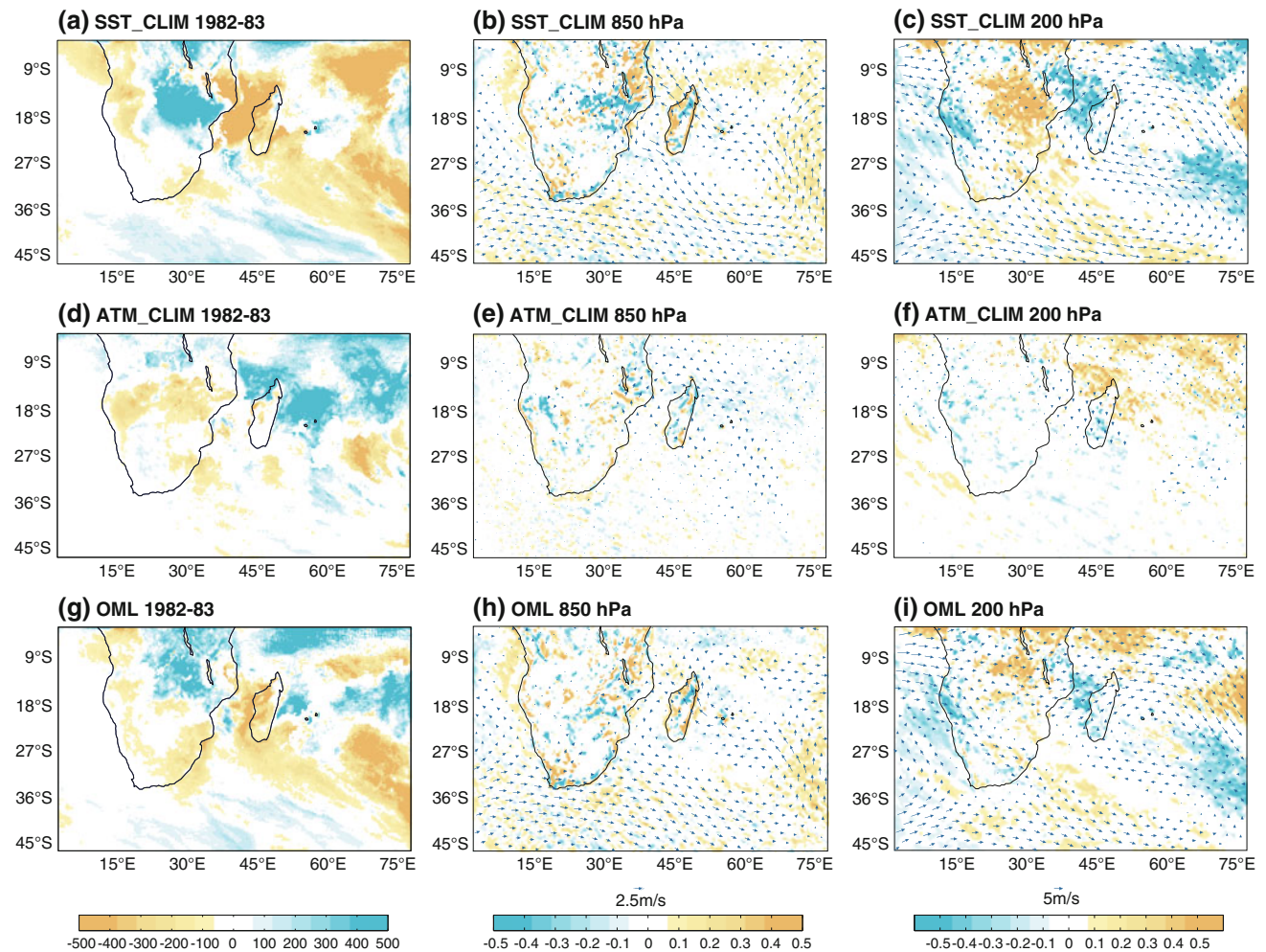


Fig. 11 **a** 1982–1983 rainfall anomalies (mm) simulated by SST_CLIM exp. Only 95 % significant anomalies according to a two-tailed t test are presented. **b** Vectors: corresponding 850 hPa wind anomalies (m s^{-1}). Only 95 % significant anomalies according

to a Hotelling F^2 test are presented. *Shadings* mass divergence anomalies (s^{-1}). Only 95 % significant anomalies according to a t test are presented. **c** As **b** but at 200 hPa. **d–f** As **a–c** but for ATM_CLIM exp. **g–i** As **a–c** but for OML exp

northerly anomalies occurred in 1982–1983 without any equivalent in 1997–1998. Given the influence of atmospheric fluxes there (Fig. 6, Table 2) through enhanced moisture advectations embedded in an anticyclonic ridge southwest of SA, this feature could contribute to explain the weaker rainfall deficit in SA during the 1997–98 event.

Both WRF and ERA40 produce (1) lower-layer easterly anomalies over the tropical Indian Ocean (Fig. 13a–c), and (2) upper-layer quasi-anticyclonic anomalies over SA (Fig. 13b–d). Main differences between WRF and ERA40 in seasonal wind anomalies are found at 850 hPa. Over the Indian Ocean, south of 18°S, only WRF simulates an apparent enhancement of the Mascarene High, also referred to in the literature as SWIO anticyclone (Fig. 13d). Along the west coast of SA, it also produces spurious northeasterly anomalies. In the upper layers, WRF fails at simulating the strong divergence anomalies found in ERA40 over the SWIO (Fig. 13b) which favor the wet conditions, as found

in ERA40 and GPCP (Fig. 13f, g). As a consequence, WRF generates completely unrealistic seasonal rainfall anomalies (Fig. 13e), which are even of reversed sign over the Indian Ocean and tropical SA.

Sensitivity tests to the SST/atmosphere forcings (Fig. 14) reveal that:

1. Over the SWIO (SA), the substantial dry (wet) biases are mainly due to lateral forcings, SST forcing alone favoring wet (dry) conditions there. ATM_CLIM exp. (isolating the specific influence of SST) simulate abnormally wet (dry) conditions over the SWIO (SA) and SST_CLIM exp. (documenting in contrast the role of the lateral forcings) enhance the dry (wet) oceanic (continental) biases compared to CTRL and OML exps. Once again a more realistic coupling with the ocean has little influence on WRF simulated climate.

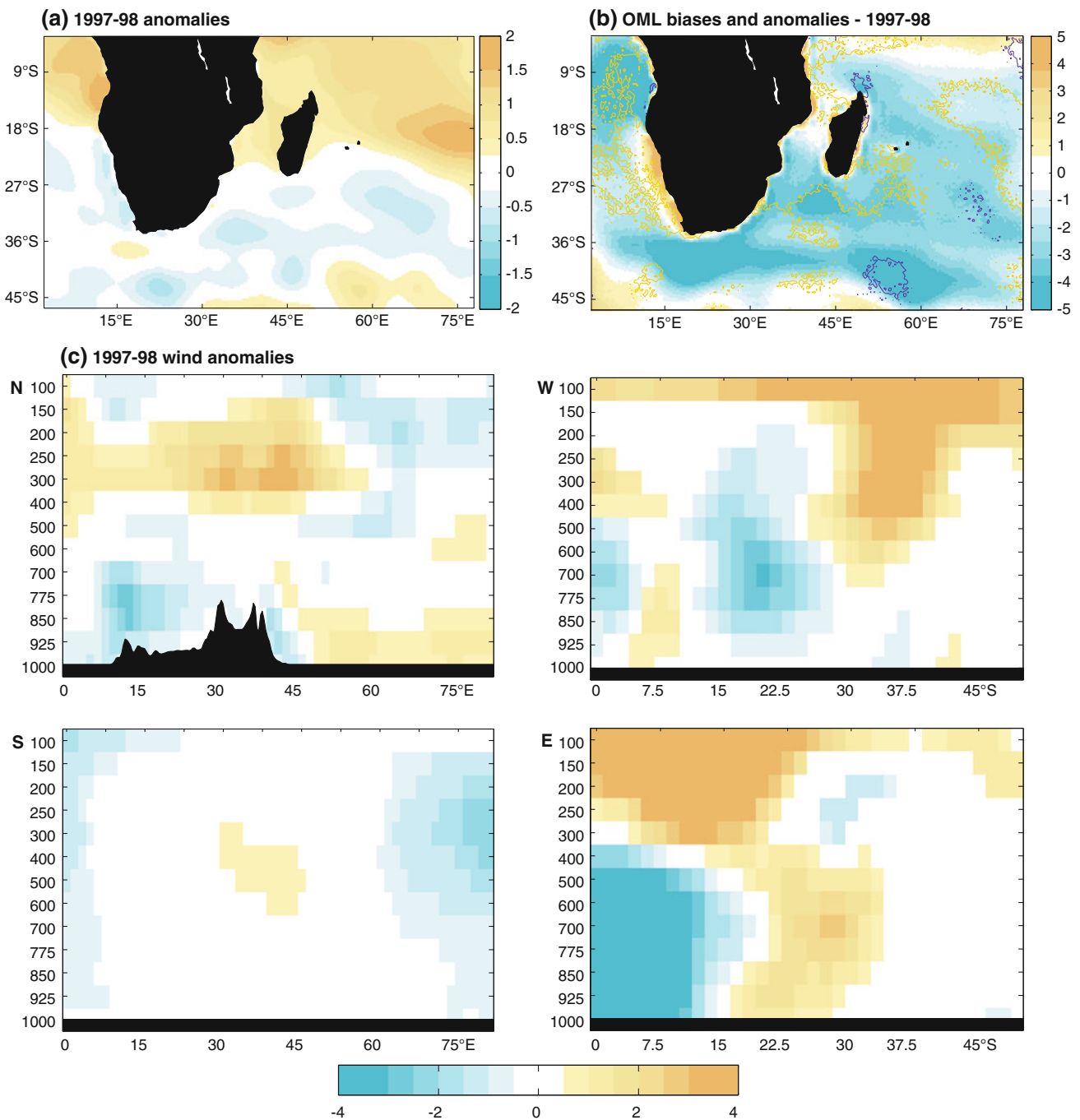


Fig. 12 As Fig. 9b,d,e but for 1997–1998

2. While the upper troposphere is logically little affected by SST conditions, the strong lower-layer anticyclonic biases over the SWIO (Fig. 13c) solely results from lateral forcings (Fig. 14b), regional SST anomalies favoring in contrast cyclonic fluxes over the SWIO (Fig. 14e). This result matches well the simulations of Washington and Preston (2006). Such anticyclonic (cyclonic) anomalies account for the contrasted dry

(wet) anomalies simulated there by SST_CLIM and OML exp. (ATM_CLIM).

Analysis of these two contrasted case studies highlights the specific influence of SST variability in the adjacent oceanic basins on SA climate during two strong El Niño events. Even if further analyses are required to generalize such findings over 1971–1998, it can be noted (1) that such

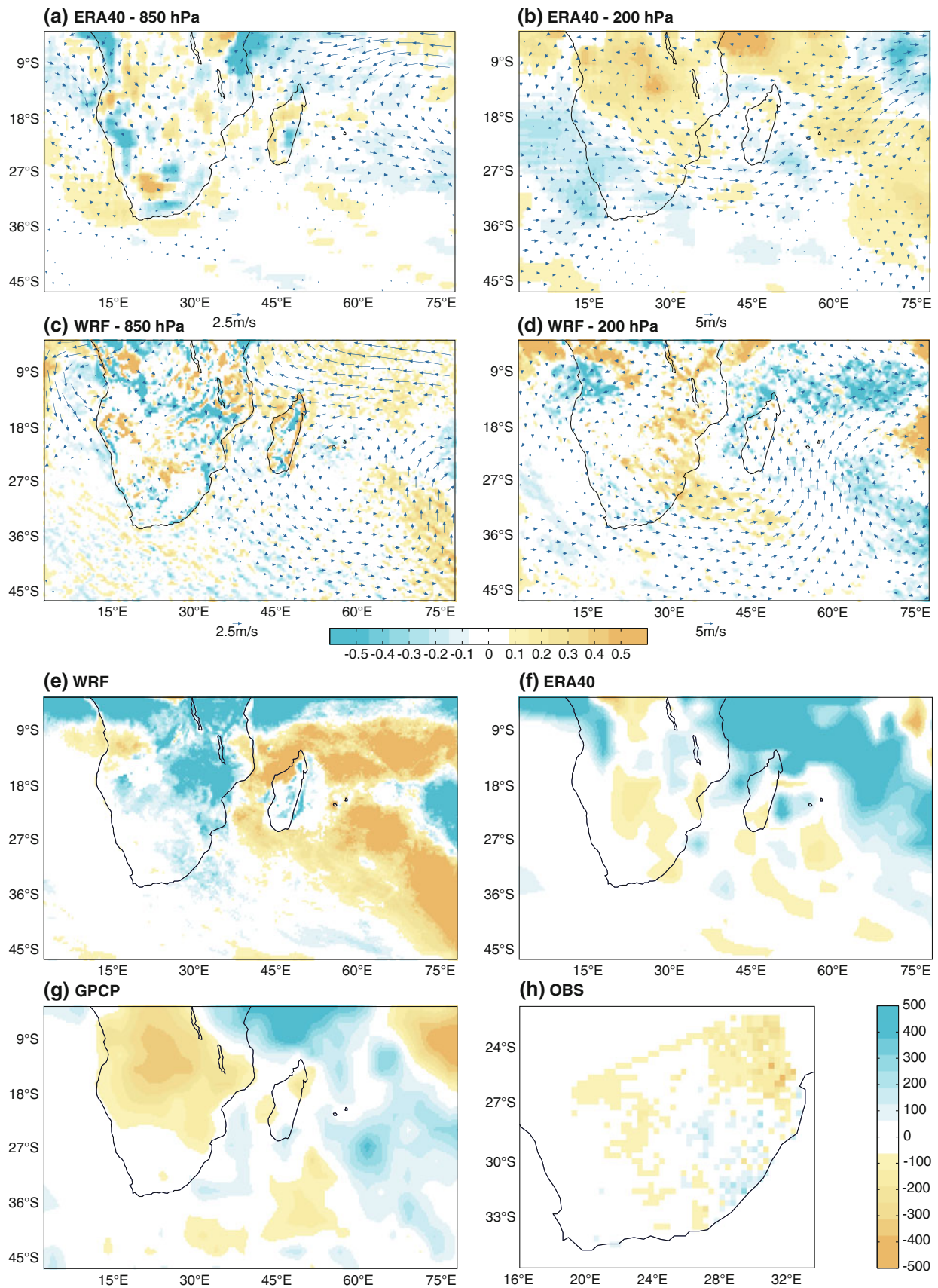


Fig. 13 As Fig. 10 but for 1997–1998

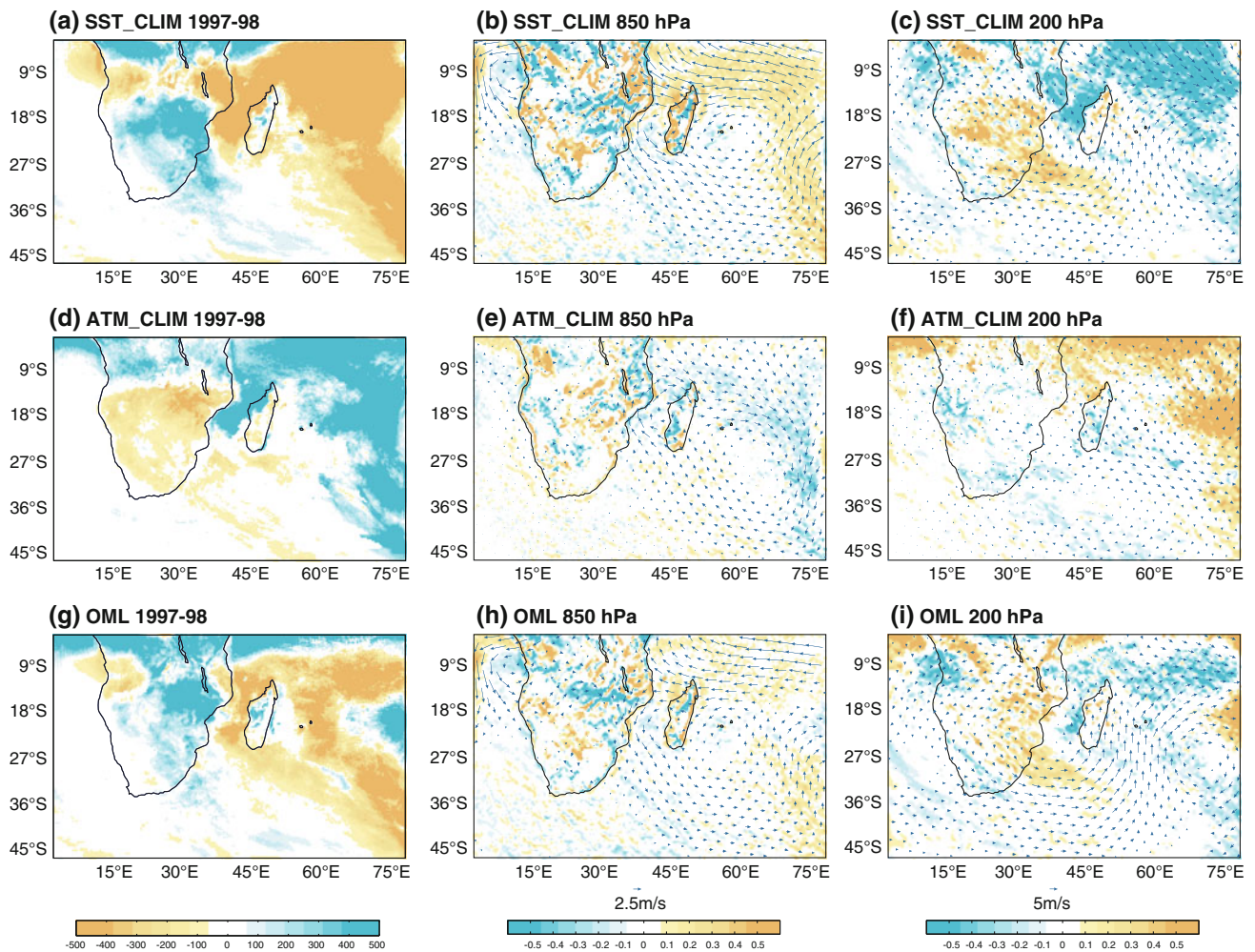


Fig. 14 As Fig. 11 but for 1997–1998

results are fairly consistent with the literature (Nicholson 1997; Reason et al. 2000; Reason and Jagadheesha 2005b; Washington and Preston 2006); (2) that the best simulation of regional ENSO effects over the whole period are indeed obtained with ATM_CLIM exp., SST_CLIM exp. producing in contrast a very weak association (Table 2). Yet, ATM_CLIM exp. strongly under-estimates the amplitude of SA seasonal rainfall anomalies compared to observations. Like Misra (2002), we suggest therefore that both ocean and atmosphere are probably almost equally involved, which seems to be intuitively consistent with the fundamentally coupled nature of ENSO.

5 Conclusion and discussion

Dynamically downscaling regional effects of ENSO over Southern Africa (SA) is a demanding modeling exercise. Previous works identified difficulties to simulate the severe

droughts associated with El Niño in regional modeling experiments (Joubert et al. 1999; Engelbrecht et al. 2002; Hudson and Jones 2002). This issue remains true for most GCM, even when driven by observed SST fields (see for instance Lyon and Mason 2009 or Yang and DelSole 2012). Due to data assimilation, reanalyses products generally simulate ENSO dynamics more accurately than atmospheric GCM. Forcing regional simulations laterally with reanalyzed fields could thus, theoretically, contribute to improve these results (Haensler et al. 2011b). Using state-of-the-art RCM WRF driven by ERA40 and ERA-Interim reanalyses, this study attempted to document the skill of the model for regionalizing interannual South African rainfall anomalies during austral summer (NDJFM) and for the 1971–1998 period.

Results showed that regional simulations fail at reproducing the strength of observed ENSO–SA rainfall relationship over the period ($r \approx -0.7$, against roughly -0.15 to -0.5 from one simulation to another), and as a

consequence, correlations with observed seasonal rainfall (r ranking between 0.3 and 0.5). This moderate skill (1) is barely modified when changing the model convective and planetary boundary layer parameterizations, suggesting a weak influence of the physics; (2) is not improved with a larger buffer zone used for the prescription of lateral boundary conditions, nor with yearlong integrations simulating the whole ENSO life cycle from the Spring Barrier to its peak in austral summer; (3) is unchanged when using a simple ocean mixed-layer model to avoid prescribing SST surface forcings; (4) is slightly improved when the model prognostic variables are relaxed towards reanalyses above the PBL, suggesting either that large-scale mass convergence is perfectible in these datasets or that the regional model deficiencies are not primarily related to upper-atmospheric dynamics. Qualitatively similar results are obtained when restraining analyses to the 1979–1998 period, while additional experiments forced by ERA-Interim also present similar skill (Appendix).

Performing simulations over a smaller domain, with the lateral boundaries located closer to the African continent (as in Crétat et al. 2011, 2012a and Crétat and Pohl 2012) however leads to a substantial improvement of the simulated interannual variability ($r = 0.59$ with rain-gauge records and -0.51 with ENSO variability over 1971–1998). This leads us to hypothesize (1) that the reliability of the reanalyses significantly increases near the continents, due to larger amounts of assimilated data, and/or (2) that the regional model solutions, more constrained by lateral forcings, remains closer to those of the corresponding GCM.

Idealized simulations are next performed in order to investigate the reasons for the regional model low performance at interannual timescale. Two symmetrical integrations are conducted, which are respectively forced by climatological SST but interannually-varying atmosphere, or near-climatological atmosphere and interannually-varying SST. On the one hand, atmosphere forcings alone are responsible for most model biases and deficiencies, hereby suggesting that the atmospheric bridge between large-scale ENSO dynamics and SA is poorly reproduced in WRF simulations (either due to WRF deficiencies or perfectible atmospheric forcings). Simulated interannual variability over 1971–1998 shows very poor skill against observations ($r = 0.24$) and contains virtually no ENSO signal ($r = 0.06$). On the other hand, SST forcings alone tend to produce rainfall anomaly patterns that are spatially consistent with the observations, but that remain of too small amplitude. Simulated interannual variability is significantly improved ($r = 0.51$ against rain-gauge records) and even simulates a realistic ENSO component ($r = -0.60$). This result (1) emphasizes the importance of SST anomalies over adjacent oceanic

basins (Nicholson 1997; Nicholson and Kim 1997), although the atmospheric component of ENSO (Cook 2001) is equally important to produce rainfall anomalies of realistic amplitude; (2) identifies lateral boundary conditions as the origin of most of the regional model low performance, either due to perfectible forcing fields and/or to a biased response to realistic forcings. Given the scarcity of atmospheric measurements over Africa and adjacent ocean basins, it is difficult to conclude, and this issue remains a matter of debate in the literature. On the one hand, Hudson and Jones (2002) attribute the poor skill of their regional simulations both to their lateral boundary conditions (provided by an atmospheric GCM) and to their regional model physics. On the other hand, Ibrahim et al. (2012), pointing out RCM bad performances for simulating rainy season characteristics over West Africa either when forced by GCM outputs or reanalyses, conclude that such results mostly denote deficiencies intrinsic to their RCM.

Seasonal rainfall amounts may also not be the most appropriate metrics to quantify the influence of ENSO regionally. On the one hand, Fauchereau et al. (2009) successfully downscaled interannual climate variability over SA into recurrent synoptic-scale regimes, year-to-year fluctuations being depicted as changes in the occupation statistics of such daily regimes. On the other hand, using rain-gauge records over South Africa, Crétat et al. (2012b) found a strong interannual modulation of intraseasonal rainfall patterns (i.e. the duration and intensity of wet/dry spells) by ENSO, while the relationship with seasonal amounts was weaker. Diagnosing such scale interactions in WRF simulated climate may help to further document the respective roles of atmospheric and surface forcings in regional experiments.

In spite of this shortcoming, this work nonetheless illustrated that downscaling climate variability using an RCM is not a straightforward issue. Future work could address sensitivity to the nesting protocol (Denis et al. 2002) or the spatial and temporal resolutions of lateral boundary conditions (Denis et al. 2003), with the aim to improve the results of such one-way nested regional simulations. The realistic effects of SST forcing also encourage us to explore the possibility of performing simulations on larger domains that could include Pacific SST anomalies as an explicit forcing (instead of an implicit forcing through modified lateral boundary conditions). A regional relaxation of GCM solutions towards a more realistic atmospheric state could combine the advantages of both global and regional models. Promising results were obtained over other regions (Bielli et al. 2010, Pohl and Douville 2011), with a much improved simulated climate variability, despite persisting, physic-dependent, model biases.

Acknowledgments This article is part of the first author's MSC thesis funded by the FABER program of the Burgundy region and is a contribution to the LEFE/IDAO VOASSI program funded by CNRS. The authors thank C. Cassou, F. Chauvin, J-P. Duvel, M. Rouault and J. Vialard for helpful discussions. Comments and suggestions from three anonymous reviewers greatly helped improve the manuscript. WRF was provided by the University Corporation for Atmospheric Research website (http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/download/get_source.html). Rain-gauge records were provided by the South African Water Research Commission. ERA40 data were provided by the ECMWF Meteorological Archival and Retrieval System (MARS). The Multivariate ENSO Index was downloaded from <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>. Calculations were performed using HPC resources from DSI-CCUB, université de Bourgogne.

Appendix: Sensitivity to forcing reanalyses and period

This appendix briefly presents the regional experiments performance over the period 1979–1998, corresponding to the satellite era. Over this period, additional integrations forced by state-of-the-art ERA-Interim were also conducted, allowing us to assess the influence of lateral forcings on simulated interannual variability and regional

ENSO effects in SA. Results (Table 3) can be summarized as follows:

1. With respect to the 1971–1998 period, analyses computed over the only satellite era are qualitatively unchanged (see Table 2 for comparison purpose). The statistical significance of the interannual correlations is unaffected, although correlation values are slightly modified due to a lower number of degrees of freedom.
2. Exp. EI presents a very similar skill compared to the simulations forced by ERA40, including correlations with observed rainfall variability and ENSO descriptor. It can be noted that correlations between EI and other WRF exp. are as strong as the correlations between all simulations forced by ERA40. Although further analyses are required to fully document the incidence of the lateral forcings on WRF solutions (especially in terms of model biases and basic state) it can be concluded that the model poor performance at the interannual timescale is not only attributable to one single set of large-scale atmosphere forcings, further confirming the robustness of the conclusions raised in this study.

Table 3 As Table 2 but for 1979–1998

CU	PBL	BUFFER	OML	SN	SST_CLIM	ATM_CLIM	EI	OBS	ERA40	MEI	SST	Southern Boundary		
0,50	0,68	0,58	0,73	0,55	0,66	-0,18	0,57	0,33	0,31	0,06	0,40	0,38	CTRL	
	0,81	0,65	0,56	0,32	0,50	-0,14	0,71	0,19	0,20	-0,30	0,54	-0,06	CU	
		0,74	0,66	0,48	0,55	-0,06	0,79	0,33	0,24	-0,34	0,36	0,21	PBL	
			0,80	0,54	0,77	-0,41	0,71	0,15	0,16	-0,01	0,70	0,17	BUFFER	
				0,58	0,85	-0,21	0,68	0,46	0,43	-0,01	0,62	0,25	OML	
					0,65	-0,13	0,45	0,63	0,70	-0,33	0,51	0,13	SN	
						0,53	0,55	0,34	0,38	0,18	0,71	0,10	SST_CLIM	
								-0,13	0,31	0,20	-0,59	-0,32	0,10	ATM_CLIM
									0,23	0,33	-0,22	0,47	0,15	EI
										0,87	-0,55	0,32	0,42	OBS
											-0,50	0,40	0,35	ERA40
												0,07	-0,09	MEI
													0,06	SST

Note that exp. YR was replaced by exp. EI

References

- Alexandru A, De Elia R, Laprise R (2007) Internal variability in regional climate downscaling at the seasonal scale. *Mon Weather Rev* 135:3221–3238
- Bielli S, Douville H, Pohl B (2010) Understanding the West African monsoon variability and its remote effects: an illustration of the grid point nudging methodology. *Clim Dyn* 35:159–174. doi:10.1007/s00382-009-0667-8
- Chen F, Dudhia J (2001) Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling-system. Part I: model description and implementation. *Mon Weather Rev* 129:569–585
- Cook KH (2000) The South Indian convergence zone and interannual rainfall variability over Southern Africa. *J Clim* 13:3789–3804
- Cook KH (2001) A Southern Hemisphere wave response to ENSO with implications for southern Africa precipitation. *J Atmos Sci* 15:2146–2162
- Crétat J (2011) Pluviométrie et circulation atmosphérique simulées par le modèle régional WRF en Afrique australe: sensibilité à la physique et variabilité interne. Ph.D. dissertation, University of Burgundy, 273 pp
- Crétat J, Pohl B (2012) How physical parameterizations can modulate internal variability in a regional climate model. *J Atmos Sci* 69:714–724. doi:10.1175/JAS-D-11-0109.1
- Crétat J, Macron C, Pohl B, Richard Y (2011) Quantifying internal variability in a regional climate model: a case study for Southern Africa. *Clim Dyn* 37:1335–1356. doi:10.1007/s00382-011-1021-5
- Crétat J, Pohl B, Richard Y, Drobinski P (2012a) Uncertainties in simulating regional climate of Southern Africa: sensitivity to physical parameterizations using WRF. *Clim Dyn* 38:613–634. doi:10.1007/s00382-011-1055-8
- Crétat J, Richard Y, Pohl B, Rouault M, Reason CJC, Fauchereau N (2012b) Recurrent daily rainfall patterns over South Africa and associated dynamics during the core of the austral summer. *Int J Climatol* 32:261–273. doi:10.1002/joc.2266
- Davis C, Wang W, Chen SS, Chen Y, Corbosiero K, DeMaria M, Dudhia J, Holland G, Klemp J, Michalakes J, Reeves H, Rotunno R, Snyder C, Xiao Q (2008) Prediction of landfalling hurricanes with advanced hurricane WRF model. *Mon Weather Rev* 136:1990–2005
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Holm EV, Isaksen L, Kallberg P, Kohler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette J-J, Park B-K, Peubey C, de Rosnay P, Tavalato C, Thepaut J-N, Vitart F (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc* 137:553–597. doi:10.1002/qj.828
- Denis B, Laprise R, Caya D, Côté J (2002) Downscaling ability of one-way-nested regional climate models: 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 the lateral boundary conditions. *Clim Dyn* 20:107–126
- Dudhia J (1989) Numerical study of convection observed during the winter experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J Atmos Sci* 46:3077–3107
- Engelbrecht FA, de Rautenbach CJW, McGregor JL, Katzfey JJ (2002) January and July climate simulations over the SADC region using the limited area model DARLAM. *Water SA* 28:361–373
- Fauchereau N, Pohl B, Reason CJC, Rouault M, Richard Y (2009) Recurrent daily OLR patterns in the Southern Africa/Southwest Indian Ocean region, implications for South African rainfall and teleconnections. *Clim Dyn* 32:575–591. doi:10.1007/s00382-008-0426-2
- Giorgi F, Bi X (2000) A study of internal variability of a regional climate model. *J Geophys Res* 105(29):503–529, 521
- Giorgi F, Mearns LO (1991) Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Rev Geophys* 29(2):191–216. doi:10.1029/90RG02636
- Grell GA, Dévényi D (2002) A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys Res Lett* 29:1693. doi:10.1029/2002GL015311
- Haensler A, Hagemann S, Jacob D (2011a) Dynamical downscaling of ERA40 reanalysis data over southern Africa: added value in the simulation of the seasonal rainfall characteristics. *Int J Climatol* 31:2338–2349. doi:10.1002/joc.2242
- Haensler A, Hagemann S, Jacob D (2011b) The role of the simulation setup in a long-term high-resolution climate change projection for the southern African region. *Theor Appl Climatol*. doi:10.1007/s00704-011-0420-1 published on line
- Hong SY, Noh Y, Dudhia J (2006) A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon Weather Rev* 134:2318–2341
- Hudson DA, Jones RG (2002) Regional climate model simulations of present-day and future climates of southern Africa. Hadley Centre Technical Note N 39, 42 pp
- Ibrahim B, Polcher J, Karambiri H, Rockel B (2012) Characterization of the rainy season in Burkina Faso and its representation by regional climate models. *Clim Dyn*. doi:10.1007/s00382-011-1276-x published on line
- Janjic ZI (2002) Nonsingular implementation of the Mellor–Yamada level 2.5 scheme in the NCEP meso model. NCEP Office Note N437, 61 pp
- Joubert AM, Katzfey JJ, McGregor JL, Ngunyen KC (1999) Simulating midsummer climate over southern Africa using a nested regional climate model. *J Geophys Res* 104:19015–19025
- Jury MR (2002) Economic impacts of climate variability in South Africa and development of resource prediction models. *J Appl Meteorol* 41:46–55
- Kain JS (2004) The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. *J Appl Meteorol* 43:170–181
- Kim EJ, Hong SY (2010) Impact of air-sea interaction on East Asian summer monsoon climate in WRF. *J Geophys Res* 115:D19118
- Landman WA, Beraki A (2012) Multi-model forecast skill for midsummer rainfall over southern Africa. *Int J Climatol* 32:303–314. doi:10.1002/joc.2273
- Landman WA, Kgatuke MM, Mbedzi M, Beraki A, Bartman A, du Piesanie A (2009) Performance comparison of some dynamical and empirical downscaling methods for South Africa from a seasonal climate modelling perspective. *Int J Climatol* 29:1535–1549. doi:10.1002/joc.1766
- Laprise R (2008) Regional climate modelling. *J Comput Phys* 227:3641–3666
- Lindsey JA (1988) South African rainfall, the southern oscillation and a southern hemisphere semi-annual cycle. *J Climatol* 8:17–30
- Lucas-Picher P, Caya D, De Elia R, Laprise R (2008a) Investigation of regional climate models' internal variability with a ten member ensemble of 10-year simulations over a large domain. *Clim Dyn* 31:927–940
- Lucas-Picher P, Caya D, Biner S, Laprise R (2008b) Quantification of the lateral boundary forcing of a regional climate model using an aging tracer. *Mon Weather Rev* 136:4980–4996

- Lynch SD (2003) Development of a RASTER database of annual, monthly and daily rainfall for Southern Africa. WRC report N1156/1/03, 78 pp
- Lyon B, Mason SJ (2007) The 1997–98 summer rainfall season in Southern Africa. Part I: Observations. *J Clim* 20:5134–5148. doi: [10.1175/JCLI4225.1](https://doi.org/10.1175/JCLI4225.1)
- Lyon B, Mason SJ (2009) The 1997–98 summer rainfall season in Southern Africa. Part II: model simulations and coupled model forecasts. *J Clim* 22:3802–3818. doi: [10.1175/2009JCLI2600.1](https://doi.org/10.1175/2009JCLI2600.1)
- Mellor GL, Yamada T (1982) Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev Geophys Space Phys* 20:851–875
- Misra V (2002) The influence of Pacific SST variability on the precipitation over Southern Africa. *J Clim* 16:2408–2418
- Mlawer E, Taubman S, Brown P, Iacono M, Clough S (1997) Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave. *J Geophys Res* 102:16663–16682
- Morrison H, Thompson G, Tatarskii V (2009) Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: comparison of one- and two-moment schemes. *Mon Weather Rev* 137:991–1007
- Mulenga HM (1998) Southern African climatic anomalies, summer rainfall and the Angola low. PhD Thesis, University of Cape Town, Cape Town, South Africa, 232 pp
- Mutai CC, Ward MN (2000) East African rainfall and the tropical circulation/convection on intraseasonal to interannual time-scales. *J Clim* 13:3915–3939
- Nicholson SE (1997) An analysis of the ENSO signal in the tropical Atlantic and western Indian oceans. *Int J Climatol* 17:345–375
- Nicholson S (2003) Comments on ‘‘The South Indian Convergence Zone and Interannual Rainfall Variability over Southern Africa’’ and the Question of ENSO’s Influence on Southern Africa. *J Clim* 16:555–562
- Nicholson SE, Kim J (1997) The relationship of the El Niño–Southern Oscillation to African rainfall. *Int J Climatol* 17:117–135
- Pal JS, Giorgi F, Bi XQ, Elguindi N, Solmon F, Gao XJ, Ashfaq M, Francisco R, Bell J, Diffenbaugh N, Sloan L, Steiner A, Winter J, Zakey A (2007) The ICTP RegCM3 and RegCNET: regional climate modeling for the developing world. *BAMS* 88:1395–1409
- Poccard I, Janicot S, Camberlin P (2000) Comparison of rainfall structures between NCEP/NCAR reanalyses and observed data over Tropical Africa. *Clim Dyn* 16:897–915
- Pohl B, Douville H (2011) Diagnosing GCM errors over West Africa using relaxation experiments. Part I: Summer monsoon climatology and interannual variability. *Clim Dyn* 37:1293–1312. doi: [10.1007/s00382-010-0911-2](https://doi.org/10.1007/s00382-010-0911-2)
- Pohl B, Richard Y, Fauchereau N (2007) Influence of the Madden-Julian Oscillation on southern African summer rainfall. *J Clim* 20:4227–4242
- Pohl B, Fauchereau N, Richard Y, Rouault M, Reason CJC (2009) Interactions between synoptic, intraseasonal and interannual convective variability over Southern Africa. *Clim Dyn* 33:1033–1050. doi: [10.1007/s00382-008-0485-4](https://doi.org/10.1007/s00382-008-0485-4)
- Pollard RT, Rhines PB, Thompson RORY (1973) The deepening of the wind-mixed layer. *Geophys Fluid Dyn* 3:381–404
- Ratnam J, Behera S, Masumoto Y, Takahashi K, Yamagata T (2011) A simple regional coupled model experiment for summer-time climate simulation over southern Africa. *Clim Dyn*. doi: [10.1007/s00382-011-1190-2](https://doi.org/10.1007/s00382-011-1190-2) published on line
- Reason CJC, Jagadheesha D (2005a) A model investigation of recent ENSO impacts over southern Africa. *Meteorol Atm Phys* 89:181–205
- Reason CJC, Jagadheesha D (2005b) Relationships between South Atlantic SST Variability and Atmospheric Circulation over the South African Region during Austral Winter. *J Clim* 18:3339–3355. doi: [10.1175/JCLI3474.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3474.1)
- Reason CJC, Allan RJ, Lindsay JA, Ansell TJ (2000) ENSO and climatic signals across the Indian Ocean basin in the global context: part I, Interannual composite patterns. *Int J Climatol* 20:1285–1327
- Richard Y, Trzaska S, Roucou P, Rouault M (2000) Modification of the Southern African rainfall variability/El Niño southern oscillation relationship. *Clim Dyn* 16:883–895
- Richard Y, Fauchereau N, Poccard I, Rouault M, Trzaska S (2001) XXth century droughts in Southern Africa: spatial and temporal variability, teleconnections with oceanic and atmospheric conditions. *Int J Climatol* 21:873–885
- Rouault M, Penven B, Pohl B (2009) Warning in the Agulhas Current system since the 1980s. *Geophys Res Lett* 36:L12602. doi: [10.1029/2009GL037987](https://doi.org/10.1029/2009GL037987)
- Rouault M, Pohl B, Penven P (2010) Coastal oceanic climate change and variability from 1982 to 2009 around South Africa. *Afr J Mar Sci* 32:237–246
- Rummukainen M (2010) State-of-the-art with regional climate models. *Wiley Interdisciplinary Reviews. Clim Change* 1:82–96. doi: [10.1002/wcc.8](https://doi.org/10.1002/wcc.8)
- Separovic L, de Elia R, Laprise R (2008) Reproducible and irreproducible components in ensemble simulations with a regional climate model. *Mon Weather Rev* 136:4942–4961. doi: [10.1175/2008MWR2393.1](https://doi.org/10.1175/2008MWR2393.1)
- Separovic L, de Elia R, Laprise R (2012) Impact of spectral nudging and domain size in studies of RCM response to parameter modification. *Clima Dyn* 38:1325–1343. doi: [10.1007/s00382-011-1072-7](https://doi.org/10.1007/s00382-011-1072-7)
- Simmons A, Uppala S, Dee D, Kobayashi S (2007) ERA-interim: new ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsllett* 110:25–35
- Skamarock WC, Klemp JB, Dudhia J, Gill DO, Barker DM, Duda M, Huang XY, Wang W, Powers JG (2008) A description of the advanced research WRF version 3. NCAR technical note, NCAR/TN/u2013475?STR, 123 pp
- Taljaard JJ (1986) Change of rainfall distribution and circulation patterns over southern Africa in summer. *Int J Climatol* 6:579–592. doi: [10.1002/joc.3370060602](https://doi.org/10.1002/joc.3370060602)
- Tennant W (2004) Considerations when using pre-1979 NCEP/NCAR reanalyses in the southern hemisphere. *Geophys Res Lett* 31:L11112. doi: [10.1029/2004GL019751](https://doi.org/10.1029/2004GL019751)
- Todd M, Washington R (1999) Circulation anomalies associated with tropical-temperate troughs in southern Africa and the southwest Indian Ocean. *Clim Dyn* 15:937–951
- Todd MC, Washington R, Palmer PI (2004) Water vapour transport associated with tropical-temperate trough systems over Southern Africa and the southwest Indian Ocean. *Int J Climatol* 24:555–568
- Trenberth KE (1991) Climate diagnostics from global analyses: conservation of mass in ECMWF analyses. *J Clim* 4:707–722
- Trenberth KE, Stepaniak P, Hurrell JW, Fiorino M (2001) Quality of reanalyses in the Tropics. *J Clim* 14:1499–1510
- Uppala SM, Kallberg PW, Simmons AJ, Andrae U, Bechtold VDC, Fiorino M, Gibson JK, Haseler J, Hernandez A, Kelly GA, Li X, Onogi K, Saarinen S, Sokka N, Allan RP, Andersson E, Arpe K, Balmaseda MA, Beljaars ACM, Van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Caires S, Chevallier F, Dethof A, Dragosavac M, Fisher M, Fuentes M, Hagemann S, Holm E, Hoskins BJ, Isaksen L, Janssen PAEM, Jenne R, MnNally AP, Mahfouf J-F, Morcrette J-J, Rayner NA, Saunders RW, Simon P, Sterl A, Trenberth KE, Untch A, Vasiljevic D, Viterbo P, Woollon J (2005) The ERA-40 re-analysis. *Q J R Meteorol Soc* 131:2961–3012

- Usman MT, Reason CJC (2004) Dry spell frequencies and their variability over Southern Africa. *Clim Res* 26:199–211
- Vigaud N, Richard Y, Rouault M, Fauchereau N (2007) Water vapour transport from the Tropical Atlantic and summer rainfall in Tropical Southern Africa. *Clim Dyn* 28:113–123
- Vigaud N, Richard Y, Rouault M, Fauchereau N (2009) Moisture transport between the South Atlantic Ocean and Southern Africa: relationships with summer rainfall and associated dynamics. *Clim Dyn* 32:113–123
- Vigaud N, Pohl B, Crétat J (2012) Tropical-temperate interactions over southern Africa simulated by a regional climate model. *Clim Dyn* (in press)
- Washington R, Preston A (2006) Extreme wet years over southern Africa: Role of Indian Ocean sea surface temperatures. *J Geophys Res* 111:D15104. doi:[10.1029/2005JD006724](https://doi.org/10.1029/2005JD006724)
- Washington R, Todd M (1999) Tropical-temperate links in southern Africa and southwest Indian Ocean satellite-derived daily rainfall. *Int J Climatol* 19:1601–1616
- Williams CJR, Kniveton DR, Layberry R (2010) Assessment of a climate model to reproduce rainfall variability and extremes over Southern Africa. *Theor Appl Climatol* 99:9–27. doi:[10.1007/s00704-009-0124-y](https://doi.org/10.1007/s00704-009-0124-y)
- Wolter K, Timlin MS (1993) Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. In: 17th Climate diagnostics workshop, Norman, OK, pp 52–57
- Xie P, Janowiak JE, Arkin PA, Adler R, Gruber A, Ferraro R, Huffman GJ, Curtis S (2003) GPCP pentad precipitation analyses: an experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *J Clim* 16:2197–2214
- Yang X, DelSole T (2012) Systematic comparison of ENSO teleconnection patterns between models and observations. *J Clim* 25:425–446. doi:[10.1175/JCLI-D-11-00175.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00175.1)
- Zhong Z, Wang X, Lu W, Hu Y (2010) Further study on the effect of buffer zone size on regional climate modeling. *Clim Dyn* 35:1027–1038

