



HAL
open science

Le bilan hydrologique régional: étude de sa variabilité à l'aide de simulations numériques

Sylvie de Smedt

► **To cite this version:**

Sylvie de Smedt. Le bilan hydrologique régional: étude de sa variabilité à l'aide de simulations numériques. Physics [physics]. ENGREF (AgroParisTech), 2004. English. NNT: . pastel-00000687

HAL Id: pastel-00000687

<https://pastel.hal.science/pastel-00000687>

Submitted on 11 Jan 2005

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.

Table des matières

Glossaire	4
1 Introduction : les impacts du changement climatique sur le bilan d'eau	7
1.1 Les outils : MCG et schéma de surface	7
1.2 Etudes d'impacts et désagrégation	9
1.3 Organisation de la thèse	10
1.3.1 Sensibilité du bilan d'eau à la résolution	11
1.3.2 Dépressions sur l'Atlantique et précipitations en Europe : liens et influence du changement climatique	12
2 La sensibilité du cycle hydrologique à la résolution spatiale en Espagne	13
2.1 Brève description du schéma de surface	14
2.2 Présentation des simulations effectuées	15
2.3 Validation de la simulation de référence (Agg20)	17
2.3.1 Comparaison aux observations spatialisées du CRU	18
2.3.2 Comparaison aux mesures ponctuelles ECA	20
2.3.3 Comparaison aux débits observés du GRDC	22
2.3.4 Synthèse de la validation	23
2.4 Agrégation des forçages climatiques	25
2.4.1 Eléments principaux du cycle de l'eau simulé par ORCHIDEE	26
2.4.2 Impacts sur le processus d'interception	30
2.4.3 Impacts sur le ruissellement	31
2.4.4 Sensibilité des flux de chaleur latente et sensible	34
2.5 Rôle de la distribution de végétation	35
2.5.1 Sensibilité du bilan d'eau en région humide	36
2.5.2 Sensibilité du contenu en eau du sol en région sèche	36
2.5.3 Discussion du rôle de la végétation	39
2.6 "Désagrégation parfaite" des forçages atmosphériques	40
2.6.1 L'effet dominant des précipitations	41
2.6.2 Les autres variables	41
2.7 Approfondissement de la sensibilité du bilan d'eau à la fréquence et à l'intensité des précipitations	45
2.7.1 Fréquence des précipitations et perte par interception	45

2.7.2	Reconstruction de la variabilité sous-maille de l'intensité de la pluie : une méthode simple de "désagrégation" de la pluie dans une maille de MCG	48
2.7.3	Importances relatives de la fréquence et de l'intensité des précipitations en zone humide intermédiaire	52
2.8	Conclusion	58
3	Le projet d'intercomparaison Rhône-Aggregation	61
3.1	Présentation du projet Rhône-AGG	62
3.1.1	Construction de l'expérience	62
3.1.2	Les expériences réalisées par chaque modèle	64
3.2	Sensibilité du schéma de surface à certains de ses paramètres	64
3.2.1	Présentation de la pluviométrie sur le bassin versant du Rhône	65
3.2.2	Présentation du bilan d'eau pour chaque simulation étudiée	65
3.2.3	Nouvelles cartes de végétation et d'albédo (test 1)	67
3.2.4	Modification de la résistance à l'évaporation du sol nu (test 2)	70
3.2.5	Modification de l'indice de surface foliaire (test 3)	74
3.2.6	Augmentation de la capacité en eau du sol (test 4)	77
3.2.7	Introduction d'un terme de drainage (test 5)	78
3.2.8	Synthèse de l'étude de sensibilité	82
3.3	Etude de l'agrégation des forçages	85
3.3.1	Le comportement du modèle ORCHIDEE	85
3.3.2	Quelques éléments de comparaison avec les autres modèles	86
3.4	Conclusion	90
4	Etude des dépressions sur l'Europe de l'Ouest : climat actuel et changement climatique	91
4.1	Le changement climatique : que prévoit-on ?	91
4.1.1	Le MCG : un outil indispensable	91
4.1.2	Changements moyens régionaux	92
4.1.3	Amélioration de la qualité des simulations par désagrégation ?	95
4.2	La variabilité du climat	95
4.2.1	Le rôle des perturbations des latitudes moyennes dans l'équilibre radiatif terrestre	96
4.2.2	L'étude des perturbations	99
4.2.3	Interactions entre Oscillation Nord Atlantique et perturbations	103
4.3	Mise en place de notre expérience	106
4.3.1	Données utilisées	106
4.3.2	Présentation du logiciel Track	107
4.4	Etude des perturbations en climat actuel	108
4.4.1	Lissage du champ de vortacité à 850 hPa	109
4.4.2	Tests de sensibilité effectués sur la vortacité à 850 hPa	110
4.4.3	Simulations de référence pour les deux champs étudiés	123
4.4.4	Validation et comparaisons	124
4.4.5	Etude NAO en climat actuel	135

4.5	Effets du doublement de la concentration en CO ₂	147
4.5.1	Effets moyens du changement climatique	147
4.5.2	Effets sur la baroclinicité du courant moyen	154
4.5.3	Effets sur les dépressions	158
4.6	Conclusion sur l'étude des dépressions	164
5	Conclusions et perspectives	167
5.1	Perspectives concernant le schéma de surface	167
5.2	Perspectives concernant l'étude des dépressions et leurs liens avec le cycle de l'eau	170
	Bibliographie	173
A	Le schéma de surface ORCHIDEE	181
A.1	Le bilan d'énergie à la surface	183
A.1.1	Rayonnement net au sol	184
A.1.2	Flux de chaleur latente	184
A.1.3	Flux de chaleur sensible	187
A.1.4	Flux de chaleur dans le sol	188
A.2	La modélisation de l'eau dans le sol	188
A.2.1	Description qualitative du seau à double fond	189
A.2.2	Le fonctionnement quantitatif du seau	189
A.2.3	La nouvelle modélisation de l'eau dans le sol	191
A.3	Le schéma de routage	192
A.4	Prise en compte de la neige	192
A.4.1	Calcul de l'âge de la neige et de la fraction de maille recouverte de neige	193
A.4.2	Sublimation de la neige	194
A.4.3	Fonte de la neige	194
A.5	Le calcul de l'albédo	195
A.5.1	Définition	195
A.5.2	Calcul de l'albédo du sol nu	195
A.5.3	Calcul de l'albédo avec végétation	196
A.5.4	Calcul de l'albédo avec neige	197
B	Analyse statistique des trajectoires par Track	199
B.1	Les estimateurs de Kernel	199
B.2	Définition des variables statistiques disponibles	201
C	Les dépressions en fonction de l'indice NAO	203
D	Le changement climatique (compléments)	209
D.1	Effets moyens	209
D.1.1	Sur l'humidité spécifique	209
D.1.2	Sur la pression et le géopotential à différents niveaux de pression . . .	210
D.1.3	Sur le vent	210
D.1.4	Sur les flux d'humidité liés au courant moyen	210

D.2	Les dépressions simulées par Track en climat perturbé (simulation DE9B) . .	214
D.3	Etude NAO en climat perturbé	219
E	Les scénarios SRES	227
E.1	Scénario A1	229
E.2	Scénario A2	229
E.3	Scénario B1	229
E.4	Scénario B2	229

Glossaire

AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
CRU	Climate Research Unit
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecast
ERA	ECMWF Re-Analyses
GRDC	Global Runoff Data Centre
GSWP	Global Soil Wetness Project
IGBP	International Geosphere-Biosphere Programme
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPSL	Institut Pierre-Simon Laplace
LAI	Leaf Area Index ou indice de surface foliaire
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
LSCE	Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement
LSPCR	Land-Surface Processes and Climate Response
MCG	Modèle de Circulation Générale
MCR	Modèle de Climat Régional
NAO	Oscillation Nord Atlantique
ORCHIDEE	ORganising Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems
PILPS	Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes
PROMES	PRONóstico a MESoescala
SECHIBA	Schématisation des Echanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et l'Atmosphère
SRES	Special Report on Emissions Scenarios
STOMATE	Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems
VIC	Variable Infiltration Capacity

L'indice de surface foliaire (LAI) est le rapport de la surface totale de feuilles d'une plante sur la surface projetée ou ombre au sol sous la plante.

Chapitre 1

Introduction : les impacts du changement climatique sur le bilan d'eau

Depuis un peu plus d'un siècle, l'homme est devenu acteur de la machine climatique en émettant massivement des gaz à effet de serre. Ces émissions accrues de dioxyde de carbone et de méthane ont renforcé l'effet de serre naturel et rompu brutalement l'équilibre en place depuis plusieurs milliers d'années. En conséquence, le climat pourrait être perturbé, en particulier sa température augmenter de plusieurs degrés au cours du XXI^e siècle.

La figure 1.1 montre l'augmentation observée de la température moyenne globale au XX^e siècle par rapport au siècle précédent, et son lien probable avec un climat modifié par des forçages à la fois anthropiques et naturels. Le climat est dans ce cas simulé par un ensemble de modèles climatiques couplés et forcés par des forçages soit naturels, soit anthropiques, soit combinés.

1.1 Les outils : MCG et schéma de surface

Pour étudier et prévoir l'évolution du climat et le changement climatique, l'utilisation des modèles de circulation générale (MCG) est largement répandue et incontournable. Ils sont les seuls capables de prévoir des évolutions globales, à basse résolution spatiale, du climat de la Terre, bien sûr approximatives et incertaines (Crossley et al. 2000). Mais, bien que fournissant des résultats approximatifs, ces MCG sont validés en climat actuel et parviennent à représenter les grandes caractéristiques géographiques et temporelles du système climatique ainsi que sa variabilité dans le temps et dans l'espace (Bony et al. 1992).

Dans le cadre de la modélisation du climat, le traitement des interactions entre l'atmosphère et la surface s'est progressivement développé depuis le début des années 1990, en allant bien au-delà de la simple fermeture des bilans d'eau et d'énergie à la surface. Les schémas de surface sont apparus à l'interface entre l'atmosphère, le sol et la végétation et se sont développés comme des entités de plus en plus indépendantes pouvant être couplées au MCG (Polcher 2003). Ces modèles ne se limitent pas au calcul de l'évolution des différents flux à la surface et à la fermeture des bilans d'eau et d'énergie ; ils modélisent les différents

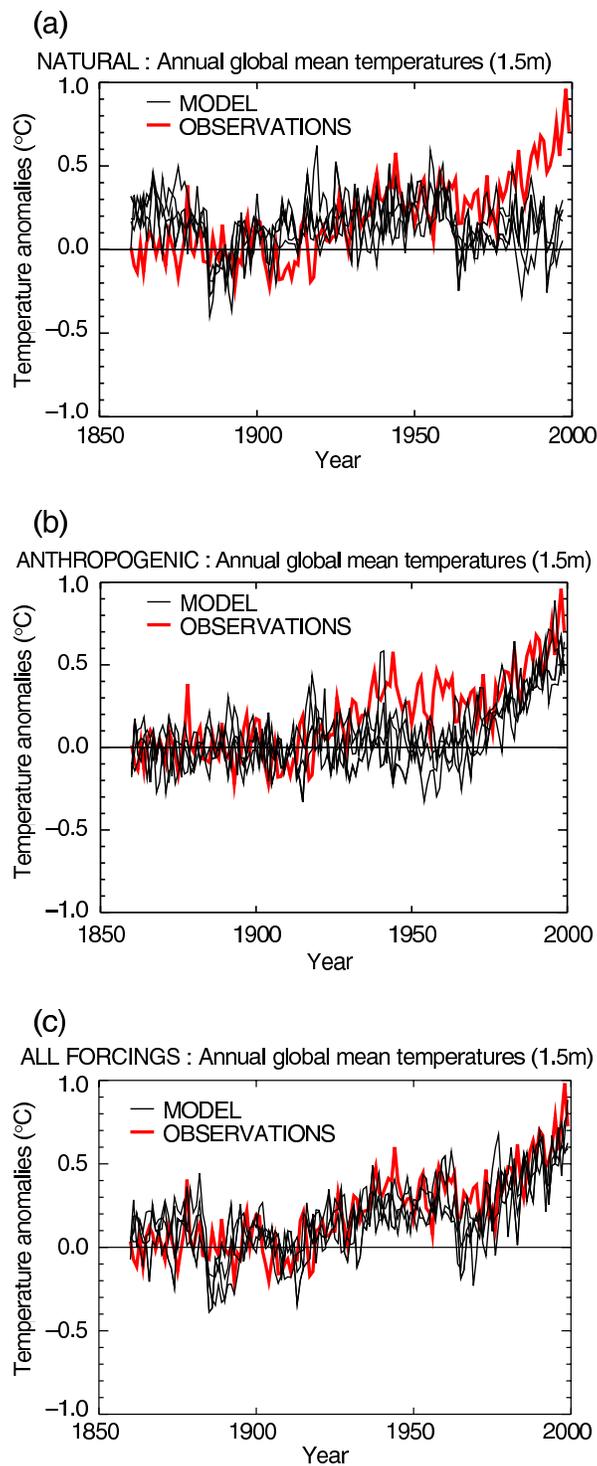


FIG. 1.1 – Anomalies de température de surface relatives à la moyenne de 1880 à 1920, comparaison de mesures instrumentales et d'un ensemble de quatre simulations avec des modèles couplés océan-atmosphère forcés (a) par un forçage naturel (solaire et volcanique) seulement, (b) par un forçage anthropique comprenant les gaz à effet de serre, les changements de l'ozone stratosphérique et troposphérique et les effets directs et indirects des aérosols sulphatés, (c) par les forçages naturel et anthropique (Houghton et al. 2001).

éléments du bilan hydrologique telles que chacune des composantes de l'évapotranspiration, l'état hydrique du sol et l'écoulement de l'eau dans le sol, en prenant en compte une part plus ou moins grande de la variabilité sous-maille de la surface. La surface n'est pas homogène à l'échelle d'une maille de MCG et de nombreux processus sous-maille ne sont pas résolus à cette échelle. Ainsi, différents types de végétation, de textures de sol, ou différentes altitudes coexistent sur une maille, et les flux de chaleur et d'énergie calculés dépendent de ces contrastes. Le choix de l'échelle de prise en compte de la variabilité de la surface puis de la modélisation des processus d'échange d'eau et d'énergie sont des points essentiels dans le fonctionnement d'un schéma de surface.

1.2 Etudes d'impacts et désagrégation

Nous souhaitons, à l'occasion de ce travail de thèse, contribuer aux études d'impacts du changement climatique sur le bilan d'eau en Europe. Nous travaillons avec les outils de la modélisation du climat que nous venons de présenter rapidement, modèle de circulation générale et schéma de surface, qui sont orientés vers la grande échelle et les simulations globales. Nous envisageons de définir des impacts à l'échelle de grandes régions comme l'Europe du Nord ou du Sud.

Nous précisons ici en préambule quelques termes que nous allons largement utiliser dans la suite de ce travail. La **résolution** spatiale d'une simulation climatique correspond à la taille des mailles de discrétisation du modèle. Cette résolution est qualifiée de haute ou de fine lorsque les mailles sont de petites dimensions (quelques dizaines de kilomètres); elle est au contraire dite basse ou grossière lorsque les mailles sont de grandes dimensions (plusieurs centaines de kilomètres). On dit que la résolution diminue quand la taille des mailles augmente. Enfin, la grande **échelle** correspond à une résolution basse et la petite échelle à une haute résolution.

Dans ce genre d'études d'impacts, la compréhension des interactions et des liens entre échelle globale et échelle locale est cruciale. En effet, un modèle de circulation générale (MCG) de grande échelle sera utilisé pour simuler l'évolution du climat. Ce modèle pourrait fournir des variables moyennes telles que la pluie sur chaque maille de 200 à 500 km. Or, en réalité, la pluie a une variabilité spatiale importante à l'intérieur de chaque maille. Elle dépend de facteurs locaux comme l'altitude, la continentalité, la végétation, mais aussi de l'échelle des mouvements atmosphériques et de leur variabilité. Il faudra donc trouver un moyen de reconstruire la variabilité spatiale de petite échelle de la pluie afin de proposer des impacts réalistes localement.

Plusieurs méthodes, dites méthodes de désagrégation, tentent de le faire (Giorgi and Mearns 1991; Hewitson and Crane 1996; Mearns et al. 1999). Ces méthodes font classiquement l'hypothèse que les résultats fournis par les MCG sont réalistes à grande échelle pour certaines variables telles que la pression au niveau de la mer, les vents ou la température, variables moins affectées par la résolution grossière du modèle que la pluie. Ainsi, les méthodes statistiques semi-empiriques de désagrégation utilisent des relations observées entre des variables globales supposées correctement simulées et les climats locaux pour mettre au point des modèles statistiques (Zorita and von Storch 1999). Ces modèles, une fois construits et validés à partir d'observations de grande et petite échelles, permettent la transformation d'une anomalie de la circulation de grande échelle en des anomalies de variables locales comme la

pluie.

Une deuxième catégorie de méthodes consiste à améliorer la représentation des processus physiques par l'utilisation d'un modèle de climat régional (MCR) ou d'un MCG zoomé, de plus petite échelle sur une région d'intérêt (Giorgi 1990; Giorgi and Mearns 1999).

Comment donc procéder pour effectuer des études d'impacts du changement climatique ?

On peut choisir d'utiliser la pluie simulée par un MCG couplé à un schéma de surface, de la désagréger puis de l'utiliser en entrée d'un modèle hydrologique local adapté par exemple à la région particulière que l'on souhaite étudier. On peut aussi envisager de travailler directement à partir du MCG en utilisant les capacités du schéma de surface pour l'étude des impacts hydrologiques, en préservant ainsi les rétroactions entre la surface et l'atmosphère.

Dans ce travail de thèse, nous avons choisi de nous orienter dans cette deuxième direction : utiliser un MCG éventuellement zoomé sur l'Europe, modélisant la partie climatique, couplé à un schéma de surface, modélisant le comportement de la végétation, le cycle de l'eau dans le sol et les interactions avec l'atmosphère. L'objet de cette thèse est de contribuer à l'étude des impacts du changement climatique sur le bilan d'eau en Europe se plaçant à l'interface entre l'atmosphère et la surface. Nous présentons son organisation dans la section suivante.

1.3 Organisation de la thèse

Ce travail s'est donc décomposé en deux parties toutes deux situées à cette interface entre l'atmosphère et la surface. Dans un premier temps, nous avons travaillé sur la sensibilité du bilan d'eau simulé par un schéma de surface à la résolution des forçages atmosphériques (précipitations, flux radiatifs, conditions atmosphériques de température, pression, humidité et vent) sur deux régions d'Europe (**chapitres 2 et 3**). La compréhension et la quantification de cette sensibilité sont indispensables pour identifier correctement les impacts régionaux du changement climatique à partir de simulations couplées. Cette première partie peut contribuer à la mise en place, à l'interface entre l'atmosphère et la surface, d'une désagrégation pertinente. Elle tente de comprendre quels sont les éléments cruciaux de variabilités spatiale et temporelle dans la simulation du bilan d'eau régional.

Nous avons ensuite abordé la thématique des impacts du changement climatique sous un angle plus atmosphérique, en nous plaçant toujours à l'interface atmosphère-surface (**chapitre 4**). Nous avons pour cela utilisé deux simulations climatiques zoomées sur l'Europe, en climats actuel et modifié, à partir desquelles nous avons travaillé sur les modifications du cycle de l'eau dues au changement climatique, du point de vue des précipitations et des dépressions. Les récentes situations climatiques et hydrologiques difficiles que l'Europe a connues – inondations, tempêtes, canicule – nous ont incités à aborder la question de cette façon. Quelles seraient les conséquences d'une modification du climat sur les dépressions qui atteignent l'Europe ? Le bilan d'eau en Europe dépend en effet largement des précipitations, lesquelles sont reliées aux dépressions qui traversent l'Atlantique en direction de l'Europe. Est-ce que les modèles sont capables de les représenter correctement ? Comment sont-elles liées à des modes de variabilité comme l'oscillation Nord Atlantique ?

Nous présentons maintenant successivement les deux grandes parties de cette thèse :

1. L'étude de la sensibilité du bilan d'eau à la résolution spatiale sur deux régions d'Europe, à partir de simulations en mode forcé du schéma de surface ORCHIDEE, et de simulations régionales sur l'Espagne et le bassin versant du Rhône (section 1.3.1).
2. L'étude du lien entre dépressions sur l'Atlantique et précipitations sur l'Europe et de l'influence du changement climatique, à partir d'une simulation climatique zoomée centrée sur la Méditerranée (section 1.3.2).

1.3.1 Sensibilité du bilan d'eau à la résolution

Nous avons tout d'abord travaillé avec le schéma de surface ORCHIDEE, en mode forcé c'est-à-dire découplé du MCG, sur deux régions différentes en Europe, l'Espagne et le bassin versant du Rhône. En Espagne, après avoir validé le modèle, nous avons étudié la sensibilité de la simulation du bilan hydrologique par le modèle à la résolution spatiale des forçages atmosphériques (précipitations, flux radiatifs, conditions atmosphériques de température, pression, humidité et vent) (**chapitre 2**). Sur le bassin du Rhône, nous avons participé à l'expérience internationale d'intercomparaison de schémas de surface Rhône-AGGregation (Boone et al. 2004) qui comprenait deux parties : d'une part l'intercomparaison des schémas de surface dans le cadre d'une comparaison avec des observations, et d'autre part l'étude de la sensibilité du bilan d'eau à l'agrégation des forçages (**chapitre 3**). Cette deuxième partie est proche à plusieurs titres de notre étude sur la péninsule ibérique.

Plus précisément, ces deux études sont basées sur l'existence de forçages climatiques – précipitations, conditions thermodynamiques et propriétés de la surface – à hautes résolutions spatiale et temporelle sur la région étudiée :

- En Espagne, nous disposons des sorties sur une période d'un an d'un modèle de climat régional (MCR), PROMES, dont la résolution spatiale est de 20 km.
- Sur le bassin versant du Rhône, un réseau dense d'observations pluri-annuelles (1985-89) a permis de constituer des forçages climatiques à une résolution spatiale de 8 km.

Ces forçages à haute résolution sont utilisés comme entrée du schéma de surface ORCHIDEE et permettent :

- d'une part de valider le bilan hydrologique simulé en mode forcé, sur des régions de climats très différents,
- et d'autre part d'étudier la sensibilité de ce bilan hydrologique simulé à la résolution des forçages atmosphériques.

Ces études s'intègrent dans le contexte plus large de la désagrégation des sorties de MCG en vue d'estimer des impacts locaux du changement climatique. En effet, à partir de ces forçages climatiques à haute résolution que l'on peut considérer comme une "réalité" approchée, des forçages à basse résolution de type MCG sont reconstruits en agrégeant les forçages à haute résolution. La sensibilité du bilan d'eau régional à la variabilité sous-maille des processus climatiques et de surface peut alors être analysée. L'objectif est d'identifier quelles sont les variables dont la variabilité sous-maille est cruciale pour la simulation d'un bilan hydrologique régional correct. D'une certaine façon, ces études sont des préalables à la mise en place de méthode de désagrégation dans la mesure où elles permettent de déterminer quelles variables et quelles propriétés de ces variables doivent être reconstruites

pour permettre la mise en place d'une désagrégation.

1.3.2 Dépressions sur l'Atlantique et précipitations en Europe : liens et influence du changement climatique

Dans cette deuxième partie de thèse (**chapitre 4**), nous restons à l'interface entre l'atmosphère et la surface. Nous travaillons, dans le cadre de l'étude des impacts du changement climatique, sur les dépressions qui traversent l'océan Atlantique aux latitudes moyennes, leurs liens avec les précipitations sur l'Europe et leur évolution lorsque le climat est modifié. Notre matériau de base est un ensemble de deux simulations climatiques effectuées avec le modèle ARPEGE de Météo-France, dans sa version zoomé sur l'Europe (Gibelin and Déqué 2003) :

- une simulation – DA9 – de 39 ans en climat actuel sur la période 1960-99,
- une simulation – DE9B – de 29 ans en climat perturbé sur la période 2070-99, selon le scénario IPCC-A2 (cf. annexe E pour une rapide présentation de ce scénario).

Nous utilisons en outre le modèle TRACK du ESSC – Environmental Systems Science Centre – de l'Université de Reading qui permet de repérer et suivre les dépressions au cours du temps (Hodges 1994). Il calcule un certain nombre de statistiques intéressantes pour l'étude des dépressions : la densité de trajectoires, leurs lieux privilégiés de genèse et de disparition, leur intensité, leur durée de vie ou leur vitesse de déplacement (Hodges 1995; Hodges 1996).

Nous tentons tout d'abord de quantifier le réalisme de la simulation des dépressions par ARPEGE en comparant les résultats obtenus à des réanalyses du Centre Européen, puis de relier ces dépressions aux précipitations en lien avec l'Oscillation Nord Atlantique.

Nous mesurons ensuite, dans le cas particulier de ces deux simulations DA9 et DE9B, l'impact du changement climatique, en nous concentrant sur les interactions entre dépressions et précipitations. Un des atouts de cette étude est l'utilisation de simulations de relativement haute résolution. En effet, sur la région étudiée qui recouvre l'Atlantique Nord et l'Europe (20-80N, 90W-40E), la résolution spatiale est de $1^\circ \times 1^\circ$ soit environ 100×100 km une fois les données ARPEGE interpolées sur une grille régulière.

Chapitre 2

La sensibilité du cycle hydrologique à la résolution spatiale en Espagne

Dans ce chapitre, nous nous intéressons à un pays du pourtour méditerranéen, la péninsule ibérique. Cette région est depuis longtemps soumise à un stress climatique du fait de ses ressources limitées en eau. De longues périodes de sécheresse s'y sont déjà produites. La péninsule ibérique est donc concernée par les impacts potentiels du changement climatique sur les ressources en eau (Bolle 2002).

Nous utilisons le schéma de surface ORCHIDEE, en mode forcé, pour la simulation des différentes variables du bilan hydrologique sur la région. Les forçages prescrits sont les sorties sur la péninsule ibérique du modèle espagnol de circulation régional PROMES (Arribas et al. 2002), forcé aux bords par les données du Centre européen (ECMWF), à une résolution de 20 km et pendant un an (de mars 1993 à février 1994). Le point de départ de notre étude est donc l'ensemble de ces forçages climatiques à haute résolution. Ces forçages sont ensuite agrégés progressivement afin de retrouver approximativement la résolution d'un MCG. L'objectif principal est d'identifier quelles sont les variables dont la variabilité sous-maille est cruciale pour la simulation d'un bilan hydrologique régional correct. Nous avons au préalable analysé les modifications du bilan d'eau, conséquence de la réduction progressive de la variabilité sous-maille des variables atmosphériques.

Cet objectif est lié à la question de la dépendance des processus hydrologiques de surface de la résolution spatiale des forçages. Des analyses des impacts de l'agrégation des forçages sur le bilan hydrologique simulé ont déjà été effectuées. Certaines études ont souligné la sensibilité du ruissellement et de la quantité de neige à l'agrégation progressive des forçages sur des bassins versants américains en utilisant des modèles pluie-débits (Koren et al. 1999) ou un schéma de surface (Haddeland et al. 2002). D'autres études en mode forcé ont comparé les résultats régionaux obtenus soit avec des forçages à haute résolution, soit avec des forçages moyennés, et ont insisté sur la sensibilité hydrologique à la résolution spatiale (Arola and Lettenmaier 1996; Ghan et al. 1997). En prenant un autre point de vue, les impacts significatifs sur le bilan hydrologique de la variabilité sous-maille de l'intensité et la fréquence des pluies ont fait l'objet de nombreux articles. Diverses études en mode forcé ont indiqué la modification de la répartition entre ruissellement et évapotranspiration quand la couverture spatiale des précipitations est modifiée (Pitman et al. 1990; Seth et al. 1994; Liang et al. 1996).

Notre expérience permet d'isoler les effets de l'agrégation des forçages atmosphériques sur le bilan d'eau sur la péninsule ibérique et de déduire quelles variables et quelles propriétés de ces variables doivent être reconstruites dans le cas d'une désagrégation.

Plus précisément, après une présentation du schéma de surface ORCHIDEE (**section 2.1**) et des simulations effectuées (**section 2.2**), nous nous attachons tout d'abord à valider la simulation de référence à l'aide d'observations (**section 2.3**). Les impacts de l'agrégation des forçages climatiques sur le cycle hydrologique sont ensuite présentés (**section 2.4**). Puis, nous isolons successivement l'effet de la distribution de végétation (**section 2.5**) et d'une désagrégation "parfaite" des forçages atmosphériques (**section 2.6**). L'effet dominant des précipitations est ainsi souligné. Enfin, nous détaillons les importances relatives de la fréquence et de l'intensité des précipitations (**section 2.7**).

2.1 Brève description du schéma de surface

ORCHIDEE est le schéma de surface du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) et plus globalement de l'Institut Pierre-Simon Laplace. L'intérêt de ce schéma de surface est de pouvoir représenter les interactions entre la surface et l'atmosphère pour une gamme de climats très large et à différentes échelles spatiales et temporelles. ORCHIDEE permet de simuler les conditions et l'évolution de l'état hydrique du sol soit en interaction avec un modèle de climat, soit forcé par des conditions atmosphériques imposées. Il se compose :

1. du schéma de surface précédent du LMD, SECHIBA, qui simule les différents processus physiques à l'interface entre le sol, la végétation et l'atmosphère, et les flux d'eau dans le sol (Ducoudré et al. 1993; Ducharne et al. 1998; de Rosnay and Polcher 1998; Ducharne and Laval 2000),
2. de STOMATE, le modèle du Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), qui simule les différents processus biochimiques à la surface (Viovy 1996),
3. et du modèle LPJ (Lund-Potsdam-Jena), représentant l'évolution dynamique de la végétation et le bilan de carbone (Sitch et al. 2000).

Les deux dernières composantes du modèle ne sont pas utilisées dans ce travail de thèse. Quand nous avons démarré ce travail, ORCHIDEE était un modèle très récent et en cours de validation. Nous avons donc préféré, dans un souci de simplification, nous limiter à l'utilisation d'une seule de ses composantes, celle issue de SECHIBA, afin de l'étudier et de la valider correctement.

Dans la version du modèle que nous utilisons, la distribution de végétation est basée sur la carte de IGBP (International Geosphere-Biosphere Programme), qui est décrite en introduction de l'annexe A (p.181). Le sol se compose de deux couches d'épaisseurs variables. La profondeur totale du sol est de 2 mètres. Le sol a un contenu en eau limite par unité de volume (150 kg/m^3). Le ruissellement se produit quand le sol est saturé en eau et ce mécanisme (ruissellement de Dunne) est le seul pris en compte dans cette version du modèle. Un schéma de routage est implémenté (cf. annexe A.3, p.192).

Le modèle ORCHIDEE ne prend pas en compte un autre type de ruissellement, le ruissellement hortonien, qui se produit lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'absorption du sol (Entekhabi and Eagleson 1989). Ce processus pourrait être important par

exemple dans les zones semi-arides (Liang and Xie 2001). De plus, le ruissellement dépend bien sûr de l'hétérogénéité de la pluie et des conditions de surface comme la topographie ou l'humidité du sol. Ces hétérogénéités ne sont pas prises en compte par le modèle. Il est donc clair que la formulation du ruissellement est grossière (Koster et al. 2000; Warrach et al. 2002) et que les résultats liés au ruissellement simulé doivent être considérés prudemment.

Le contrôle de l'évapotranspiration par le sol et la végétation est présenté en annexe A.1.2 et décrit plus complètement par de Rosnay and Polcher (1998). On se reportera à l'annexe A pour une description détaillée du modèle.

2.2 Présentation des simulations effectuées

La méthode d'agrégation employée pour augmenter la taille des mailles de 20×20 km à $(20n) \times (20n)$ km ($n= 2,3,4,\dots$) et ainsi générer un pseudo-forçage de MCG (pour $n=12$, la taille des mailles atteint 240 km, et la péninsule ibérique se trouve alors recouverte par 9 mailles) est très simple. Pour chaque variable et à chaque pas de temps, les mailles de 20×20 km sont regroupées par paquets de n^2 mailles et la moyenne des n^2 valeurs est donnée comme nouvelle valeur à la maille $(20n) \times (20n)$ km correspondante. Un fichier de forçages de référence avec les variables à haute résolution - les sorties de PROMES -, et différents fichiers de forçages moyens avec des variables agrégées spatialement jusqu'à 240 km sont alors construits pour forcer le modèle ORCHIDEE. Simultanément, les propriétés de la surface peuvent être soit agrégées pour atteindre la nouvelle résolution, soit rester à une résolution de 20 km.

La méthode de "désagrégation parfaite" est elle aussi élémentaire, mais adaptée à notre objectif. Les variables à haute résolution issues du fichier de forçages original sont utilisées pour modifier le fichier de forçages moyen à 240 km, et ce en vue de réintroduire de la variabilité sous-maille. Dans notre étude, l'objectif est de déterminer quelles sont les variables d'entrée dont la variabilité sous-maille doit être conservée pour que le bilan d'eau simulé soit correct. La méthode la plus simple est utilisée pour introduire de la variabilité sous-maille puisque les "vrais" forçages à haute résolution, c'est-à-dire les sorties de PROMES, sont connus.

Chaque fichier de forçages climatologiques construit est utilisé comme entrée du modèle ORCHIDEE. Une simulation de 5 ans, en mode forcé, du cycle hydrologique continental est alors réalisée. La résolution temporelle des fichiers d'entrée est de 3 heures, elle est interpolée à 30 minutes pour la simulation. La longueur de chaque simulation (5 ans) est nécessaire pour amener le cycle de l'eau à un équilibre. Seule la dernière année de simulation sera analysée.

La simulation de référence, Agg20, est faite avec des forçages climatiques à haute résolution (20 km) et une végétation à la même résolution. Le premier groupe de simulations (cf. tableau 2.1) correspond à l'expérience d'agrégation. Dans ce premier groupe, les forçages climatiques et la surface, c'est-à-dire en particulier la distribution de végétation, ont la même résolution. Des simulations avec une résolution horizontale de 20, 40, 60, 80, 120 et 240 km sont réalisées et seront nommées Agg m , où m est la résolution horizontale en kilomètres ($m= 20, 40, \dots, 240$).

SIMULATION		RESOLUTION (km)						
		Forçages						Surface
		P	R	W	T	Q	Ps	
Groupe 1	Agg20	20	20	20	20	20	20	20
	Agg40	40	40	40	40	40	40	40
	...							
	Agg240	240	240	240	240	240	240	240

TAB. 2.1 – L’expérience d’agrégation : résolution horizontale (en km) des forçages (P=précipitations, R=rayonnement, W=vent, T=température de l’air, Q=humidité de l’air et Ps=pression à la surface) et de la surface (en km) pour chaque simulation réalisée. La simulation Agg20 est la simulation de référence.

SIMULATION		RESOLUTION (km)						
		Forçages						Surface
		P	R	W	T	Q	Ps	
Groupe 2	Mean	240	240	240	240	240	240	20
	P _{freq} -Mean	20*	240	240	240	240	240	20
	P-Mean	20	240	240	240	240	240	20
	PR-Mean	20	20	240	240	240	240	20
	PRW-Mean	20	20	20	240	240	240	20
	PTQ-Mean	20	240	240	20	20	240	20
	PTQPs-Mean	20	240	240	20	20	20	20

TAB. 2.2 – L’expérience de “désagrégation parfaite” : résolution horizontale (en km) des forçages (P=précipitations, R=rayonnement, W=vent, T=température de l’air, Q=humidité de l’air et Ps=pression à la surface) et de la surface (en km) pour chaque simulation réalisée. L’astérisque repère une variable qui n’est pas entièrement définie à la résolution indiquée.

Le deuxième groupe de simulations (cf. tableau 2.2) correspond à l'expérience de "désagrégation parfaite". Dans ce deuxième groupe de simulations, on suppose connues les propriétés de la surface à haute résolution. La résolution de la surface reste à 20 km et toutes les simulations sont réalisées à cette résolution. Quand une variable d'entrée est agrégée jusqu'à une résolution de 240 km, la même valeur moyenne est affectée à chaque maille de 20 km qu'elle contient.

Toutes les variables climatiques sont moyennées à une résolution de 240 km dans la simulation Mean. La seule différence entre cette simulation (Mean) et la simulation Agg240 est donc la résolution de la surface. En comparant ces deux simulations, Mean et Agg240, dans lesquelles les conditions atmosphériques ont une résolution comparable à celle d'un MCG, il est possible de quantifier l'impact de la variabilité sous-maille des propriétés de la surface. L'importance de la variabilité sous-maille des conditions atmosphériques peut quant à elle être déterminée en comparant Mean et Agg20. Est-il nécessaire d'introduire de la variabilité sous-maille pour les forçages atmosphériques ou est-ce que la variabilité de la surface suffit à reconstruire un signal régional correct ?

Les variables précipitations (P), rayonnement (R), vents (W), température de l'air (T), humidité de l'air (Q) et pression à la surface (Ps) sont ensuite "désagrégées" l'une après l'autre. On nommera les simulations xxx-Mean, où xxx correspond à la liste des variables "désagrégées", les autres variables étant moyennées sur 240 km. Par exemple, dans le cas de la simulation PR-Mean, les précipitations et le rayonnement sont les seules variables à haute résolution.

Dans la simulation P_{freq} -Mean, la seule variable qui reste pour partie à haute résolution est la pluie. Toutes les autres variables sont agrégées à 240 km. Plus précisément, la distribution de l'occurrence de précipitation est préservée, mais le cumul de précipitations affecté à chaque maille de 20 km où il pleut est la moyenne des cumuls sur l'ensemble des mailles contenues sur la maille de 240 km ; il n'est donc pas conservé. De façon grossière, nous conservons ainsi la fréquence des pluies mais pas leur intensité, qui devient moyenne.

2.3 Validation de la simulation de référence (Agg20)

Dans cette partie, l'objectif est de montrer que le modèle ORCHIDEE fournit des simulations du bilan hydrologique sur la péninsule ibérique en accord avec les observations pour la période étudiée (de mars 1993 à février 1994), et ce en vue de renforcer la validité des résultats qui seront ensuite présentés. Deux composantes essentielles du bilan hydrologique sont comparées à des observations : le champ de précipitations et les débits à l'exutoire des principaux fleuves.

Le champ de précipitations est une variable d'entrée cruciale pour la simulation correcte du bilan d'eau par ORCHIDEE. Il est simulé par le modèle PROMES à haute résolution (20 km). Il sera comparé d'une part aux observations spatialisées du Climate Research Unit (CRU), à une résolution de 0.5×0.5 degrés soit environ 50×50 km (**section 2.3.1**), et d'autre part, à des séries temporelles de mesures effectuées à différentes stations fournies par le projet European Climate Assessment (ECA) pour l'année correspondante (**section 2.3.2**). Il semble nécessaire de rappeler ici que, alors que la température moyenne est une variable atmosphérique assez simple à simuler, la forte variabilité spatiale et temporelle des

précipitations entraîne que cette variable est une des variables les plus difficiles à simuler. On sait par exemple que les prévisions du changement climatique sont beaucoup plus fiables pour le champ de température que pour celui des précipitations, et que les différences de résultats entre les différents modèles sont beaucoup plus grandes pour les précipitations que pour les températures (cf. section 4.1.2).

Les débits à l'exutoire des principaux fleuves ibériques sont des variables hydrologiques intégrées simulées par le schéma de surface. Ils seront comparés à des moyennes interannuelles d'observations du Global Runoff Data Center (GRDC) (**section 2.3.3**).

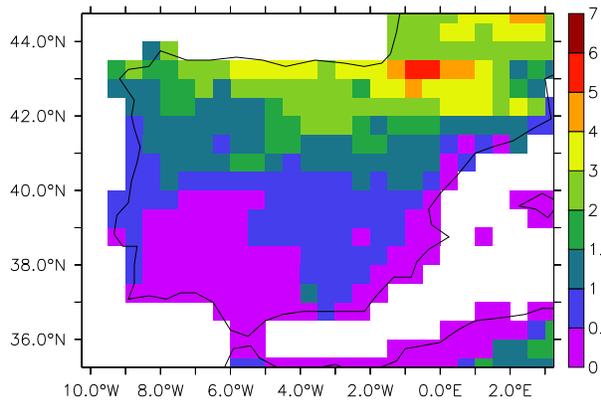
La validation des simulations régionales à haute résolution repose sur les observations disponibles. Pour les précipitations, des séries temporelles de mesures ponctuelles à des stations et des champs globaux spatialisés sont disponibles. La résolution des champs spatialisés observés dépend de la densité du réseau de mesures utilisé et interpolé pour la construction de ces champs. Dans le cas présent, la résolution des données du CRU est plus grossière que la résolution du MCR. Les sorties de PROMES seront donc agrégées pour être comparées aux observations du CRU. Une partie de l'information locale pourrait être perdue et ne sera en tous cas pas évaluée par cette comparaison. Bien sûr, on peut utiliser des mesures ponctuelles pour tenter de valider la variabilité à haute résolution. Cependant, les observations ponctuelles ne peuvent pas être complètement représentatives d'une maille de 20 km, vue la variabilité sous-maille des propriétés de la surface et des conditions atmosphériques à cette échelle. Malgré cette source d'erreurs potentielles, nous comparons ces observations ponctuelles de précipitations à la valeur simulée par PROMES sur la maille la plus proche.

2.3.1 Comparaison aux observations spatialisées du CRU

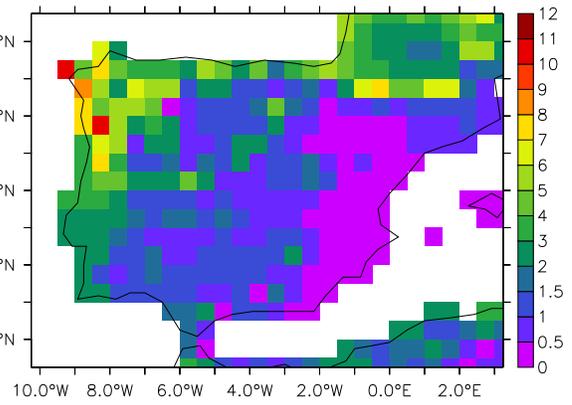
La résolution spatiale de PROMES est plus fine que celle des données du CRU. Les sorties de PROMES sont donc interpolées, pour correspondre à la résolution des observations, sur une grille régulière de résolution 0.5×0.5 degrés correspondant à la grille du CRU. La figure 2.1 présente la comparaison des précipitations simulées par PROMES aux précipitations observées du CRU pour l'hiver et l'été.

En hiver, l'advection d'air humide ou les cyclones de moyennes latitudes, nés sur l'océan Atlantique et atteignant la péninsule ibérique, produisent des précipitations sur le nord et le nord-ouest de la péninsule. Ces phénomènes sont reliés à la circulation de grande échelle et sont reproduits de façon réaliste par la simulation qui montre un champ de précipitations simulé en bon accord avec les observations (cf. figures 2.1(b) et 2.1(d)). Il faut rappeler que PROMES est forcé aux bords par les champs de grande échelle du Centre Européen (ECMWF). Ceci peut expliquer en partie ce bon résultat. Cependant, la variabilité spatiale est plus grande dans la simulation et les contrastes entre régions pluvieuse ou sèche sont plus nombreux si on les compare aux variations progressives du champ CRU. Ceci ne signifie pas forcément que la variabilité simulée par PROMES est non réaliste. Nous montrons dans la comparaison des résultats du modèle à une station (Porto) située à la limite de la région humide que PROMES simule des précipitations qui reproduisent bien les observations (cf. section 2.3.2). Un autre point d'accord entre le modèle et les observations est le gradient NO-SE sur la région. Il est correctement représenté par le modèle même si la zone sèche au SE de la région y est plus étendue.

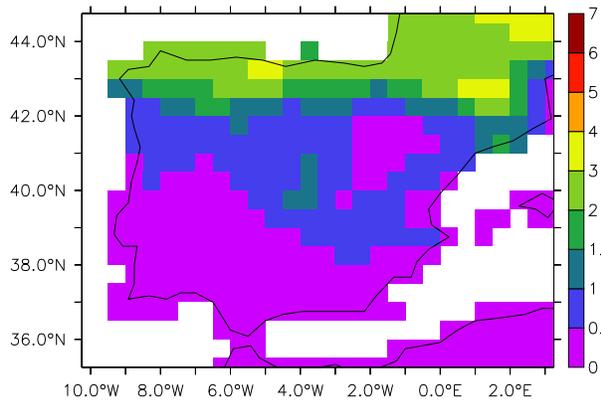
En été, le champ de pluie est contrasté entre les parties Nord et Sud de la péninsule.



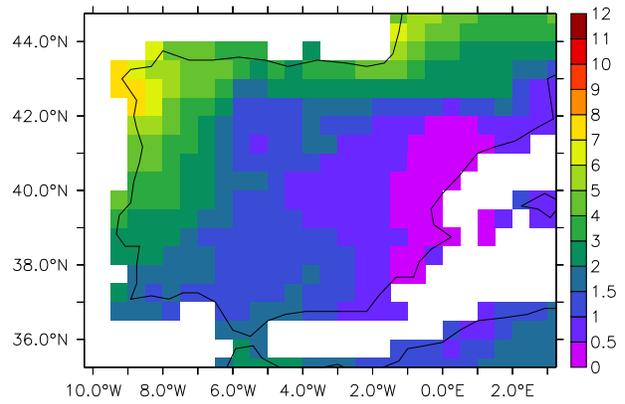
(a) Eté (PROMES)



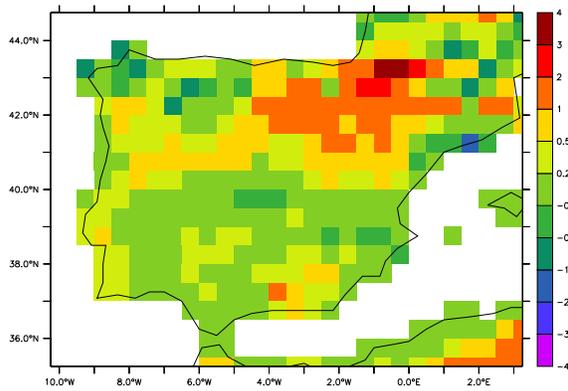
(b) Hiver (PROMES)



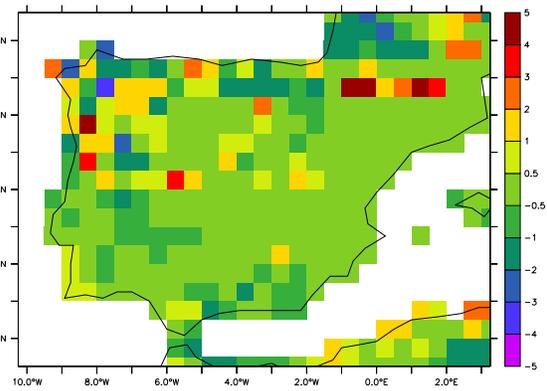
(c) Eté (CRU)



(d) Hiver (CRU)



(e) Eté (PROMES-CRU)



(f) Hiver (PROMES-CRU)

FIG. 2.1 – Précipitations saisonnières (mm/j) simulées par le modèle PROMES et observées (CRU), et différences saisonnières – la figure (e) est la différence entre les figures (a) et (c), et la figure (f) la différence entre les figures (b) et (d).

Ce contraste entre le Nord humide et le Sud sec est aussi correctement reproduit par le modèle (cf. figures 2.1(a) et 2.1(c)). Le champ simulé montre une incursion de précipitations plus fortes vers le Sud (vers 41.5 degrés nord) qui ne se produit pas dans les observations. Les maxima de précipitations sur les régions montagneuses comme les Pyrénées sont plus marqués dans le modèle que dans les observations. Ces différences pourraient être reliées au fait que le processus de précipitations est fortement conditionné par l'orographie dans le modèle PROMES (Gaertner et al. 2001).

Globalement, le modèle et les observations présentent de nombreux traits communs.

2.3.2 Comparaison aux mesures ponctuelles ECA

Les précipitations fournies par le CRU sont des moyennes spatiales à relativement basse résolution par rapport aux champs PROMES. Les séries temporelles de mesures ponctuelles sont ensuite comparées à la valeur simulée par PROMES sur la maille la plus proche. Nous voulons ainsi valider la variabilité à haute résolution de PROMES.

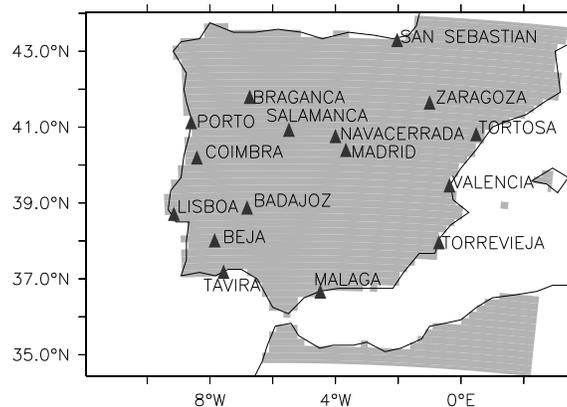
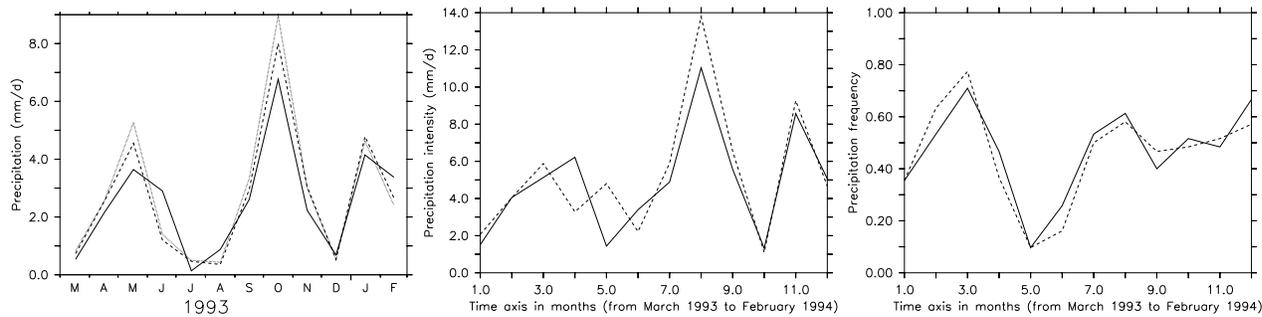


FIG. 2.2 – Localisation des stations ECA

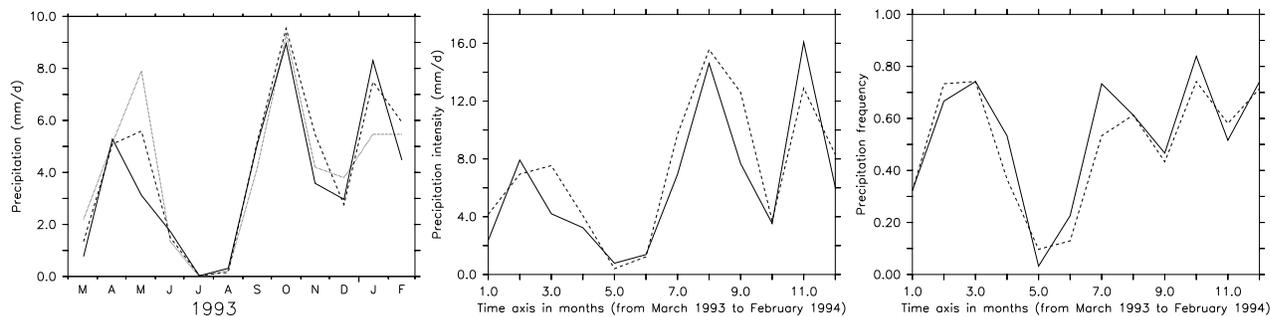
Le tableau 2.3 présente une comparaison entre les précipitations observées et simulées à 16 stations distribuées sur la péninsule ibérique pour l'année 1993-94 (cf. figure 2.2). Les résultats à l'échelle annuelle sont meilleurs sur la partie Ouest de la péninsule que dans l'intérieur du pays ou sur la côte Est. Ceci suggère que le modèle reproduit plus difficilement soit les systèmes de méso-échelle qui produisent des événements convectifs isolés, soit le recyclage de l'eau évaporée. De manière générale, la simulation du climat des zones semi-arides est plus difficile.

La figure 2.3 présente une comparaison des valeurs mensuelles pour 4 stations parmi les 16. Nous avons choisi 2 stations en zone humide (Braganca et Porto) et 2 stations dans la région semi-aride (Tortosa et Zaragoza) pour lesquelles le total annuel de précipitations diffère de plus de 40% du total observé à la station concernée.

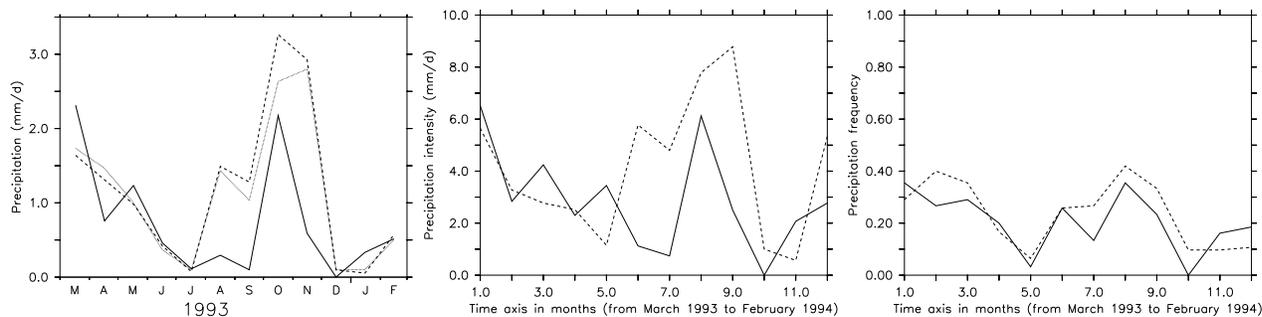
Les cycles annuels de précipitations à Braganca et Porto sont bien reproduits par le modèle. La pluie peut se décomposer en un processus d'occurrence et une distribution d'intensités. A la fois la fréquence et l'intensité des pluies sont bien simulés. Au contraire, comme cela était attendu, les résultats sont mauvais pour Zaragoza et Tortosa. La pluie est largement sous-estimée en automne à Tortosa. L'intensité des précipitations est beaucoup trop



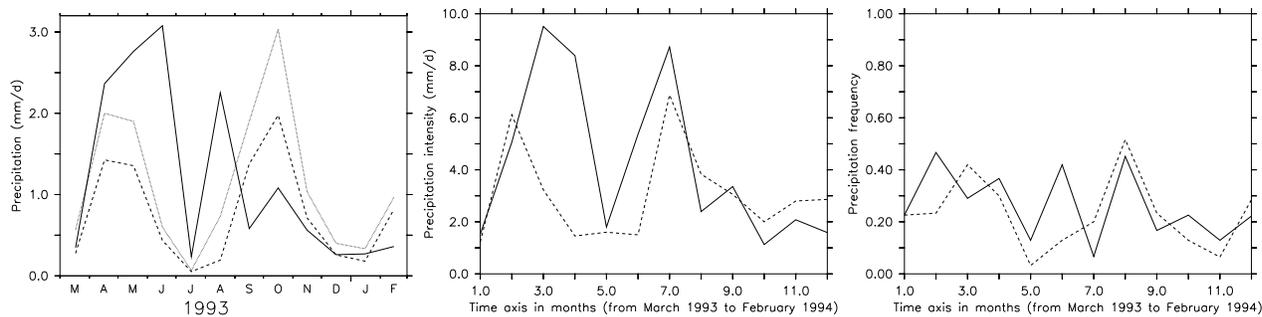
(a) BRAGANCA



(b) PORTO



(c) TORTOSA



(d) ZARAGOZA

FIG. 2.3 – Comparaison des précipitations mensuelles (mm/j), des intensités (mm/jour de pluie) et des fréquences de précipitation entre le modèle (trait plein), la station ECA correspondante (ligne pointillée) et la maille CRU la plus proche (ligne petits pointillés).

Nom de la station	PROMES	ECA
BADAJOS	279 (-31)	471
BEJA	521 (-18)	632
BRAGANCA	909 (-6)	970
COIMBRA	988 (-23)	1276
LISBOA	635 (-24)	839
MADRID	468 (-4)	487
MALAGA	332 (-33)	499
NAVACERRADA	829 (-33)	1236
PORTO	1349 (-11)	1517
SALAMANCA	402 (-14)	469
SAN SEBASTIAN	1753 (+7)	1636
TAVIRA	546 (+8)	504
TORREVIEJA	132 (+16)	152
TORTOSA	240 (-44)	430
VALENCIA	182 (-38)	294
ZARAGOZA	431 (+57)	275

TAB. 2.3 – Précipitations annuelles (mm/an) (l'écart aux observations (exprimé en %) est indiqué entre parenthèses)

faible. Dans le cas de Zaragoza, les trois maxima simulés par PROMES correspondent à deux maxima dans les données ce qui signifie que le cycle annuel n'est pas correctement représenté. Le cumul de précipitations au printemps et en été est largement sur-estimé. Cependant, pour ces deux stations, la fréquence des précipitations est assez bien représentée et il semble que le modèle soit assez irréaliste principalement dans la simulation de l'intensité des précipitations.

2.3.3 Comparaison aux débits observés du GRDC

Dans cette partie, nous comparons aux observations une variable intégrée du cycle hydrologique, le débit à l'exutoire. Cette variable est calculée directement par le schéma de surface. Les débits à l'exutoire de 4 fleuves importants de la péninsule ibérique (Ebro, Douro, Tejo et Guadalquivir) sont comparés à des moyennes interannuelles de débits observés par le GRDC (cf. figure 2.4 pour localiser les quatre bassins versants). En effet, nous ne disposons pas d'observations pour l'année 1993-94, et par ailleurs le schéma de routage n'a pas été initialisé les années précédentes.

La figure 2.5 compare les débits simulés par le modèle aux moyennes interannuelles des débits observés par le GRDC et les pluies mensuelles simulées sur chaque bassin versant aux observations du CRU. Les pluies sur les bassins versants du Douro et du Tejo sont bien reproduites par le modèle même si les maxima pour le printemps (et l'automne pour le Douro) sont sous-estimés. Sur le bassin versant de l'Ebro, les précipitations sont sur-estimées en été et sous-estimées en automne par rapport aux observations. Pour le Guadalquivir, les précipitations en automne et hiver sont sous-estimées. Ces différences entre simulation et

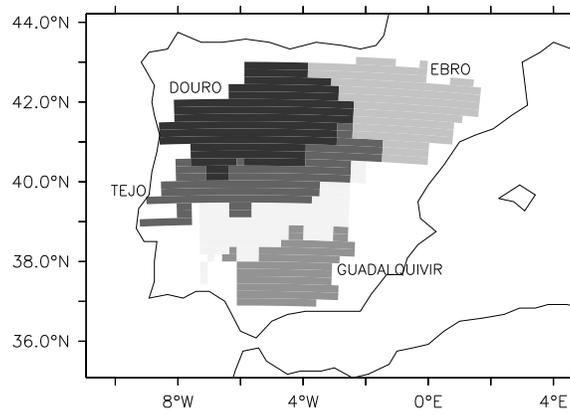


FIG. 2.4 – Carte approximative des plus grands bassins versants ibériques

observation des précipitations doivent être gardées en mémoire pour la comparaison des débits.

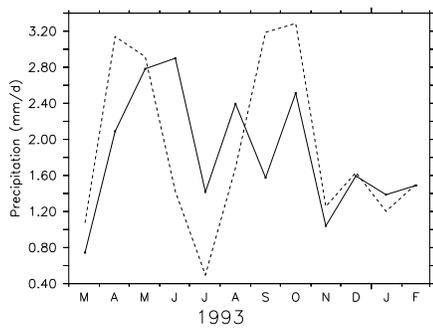
Pour les fleuves Ebro, Douro et Tejo, le cycle annuel des débits reste dans l'intervalle de variabilité interannuelle. Le cycle annuel est bien représenté même si pendant la période d'étiage (en août et septembre), les débits sont légèrement sous-estimés. Au sud de la péninsule, la simulation du débit du Guadalquivir n'est pas satisfaisante. Le cumul annuel est largement sous-estimé et la période d'étiage conduit à la disparition complète de l'écoulement, ce qui n'est pas conforme aux observations. La sous-estimation des précipitations peut expliquer une partie de ces résultats mais le mécanisme de création du ruissellement a sans doute une influence significative sur la simulation du débit du Guadalquivir. En effet, ce mécanisme n'est pas adapté aux régions semi-arides. Par ailleurs, l'irrigation n'est pas prise en compte par le modèle alors qu'elle doit avoir une influence significative sur le débit du Guadalquivir en particulier vu son grand développement dans l'Espagne du Sud.

Dans cette version du modèle ORCHIDEE, ni les barrages ni les apports et prélèvements d'eau liés à l'irrigation ne sont pris en compte. Les modifications induites par ces aménagements sur les débits naturels doivent être significatives et nos comparaisons entre débits simulés et observés sont donc assez approximatives. Cependant, les débits produits par le modèle sur la péninsule ibérique sont globalement du même ordre de grandeur que les observations.

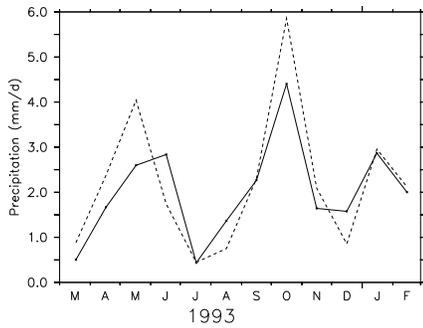
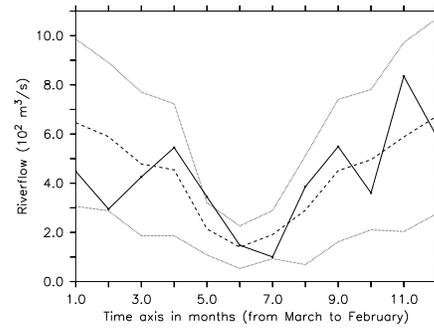
2.3.4 Synthèse de la validation

Dans cette partie, nous venons de comparer deux composantes essentielles du bilan hydrologique simulé par ORCHIDEE, les précipitations et les débits à l'exutoire des principaux fleuves, à des observations disponibles. Globalement, la simulation du bilan hydrologique sur la péninsule ibérique est en relativement bon accord avec les observations. Les cycles annuels sont souvent bien reproduits.

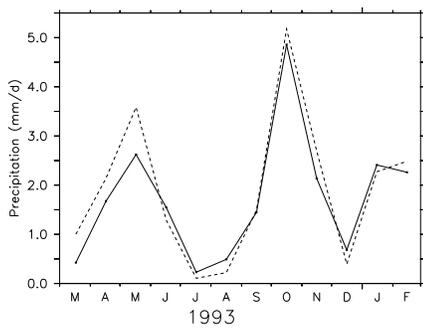
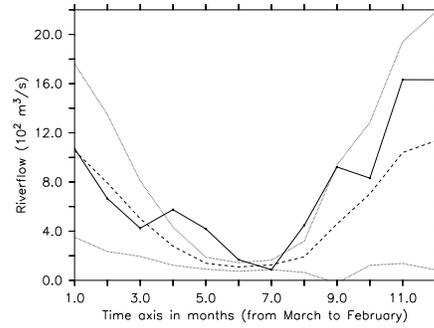
Les précipitations sur la moitié nord de la péninsule sont cependant mieux simulées par PROMES que sur la moitié sud. On retrouve ici la difficulté de simuler les précipitations dans les régions semi-arides. Et la même conclusion s'impose pour la simulation des débits par ORCHIDEE. Elle dépend tout d'abord de la qualité des pluies. Mais la simplicité du



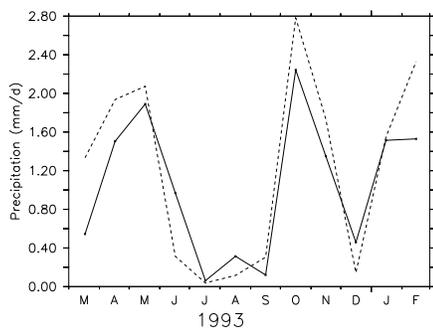
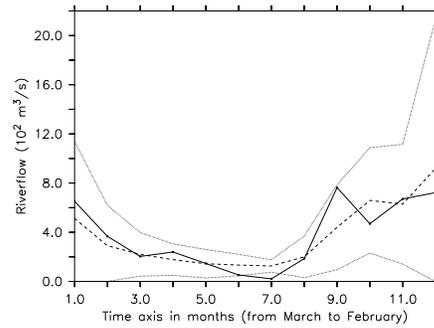
(a) Ebro (1960-90)



(b) Douro (1930-70)



(c) Tejo (1976-84)



(d) Guadalquivir (1950-95)

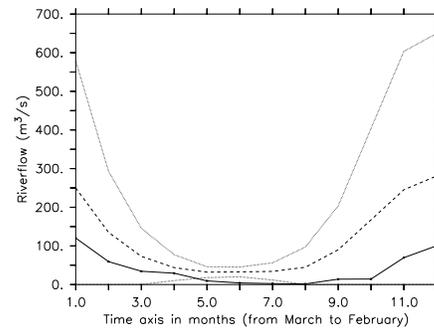


FIG. 2.5 – Précipitations mensuelles (mm/j) et débits (m^3/s). A gauche, les précipitations simulées par PROMES (trait plein) sont comparées aux précipitations CRU (trait pointillé) pour l’année 1993-94 ; à droite, les débits simulés par ORCHIDEE (trait plein) sont comparés à une moyenne interannuelle observée (ligne pointillée) plus ou moins un écart-type (ligne “petits pointillés”)

mécanisme de production de ruissellement et la non prise en compte dans cette version du modèle de l'irrigation et des ouvrages hydrauliques expliquent la simulation non satisfaisante du débit du Guadalquivir au sud de la péninsule.

2.4 Agrégation des forçages climatiques

L'objectif est ici de souligner les effets principaux de l'agrégation progressive des forçages sur le bilan hydrologique sur la péninsule ibérique. Les modifications induites de la perte par interception et du ruissellement semblent être les moteurs principaux des changements dans le bilan d'eau. La transpiration et le contenu en eau du sol s'ajustent ensuite au nouvel apport d'eau, selon le type de climat.

Nous devons préciser que l'interception est un terme qui couvre un ensemble de processus qui résultent du stockage temporaire des précipitations par le couvert végétal. Dans le modèle, les processus reliés à l'interception sont la perte par interception et le throughfall. Le throughfall représente la part des précipitations qui n'est pas interceptée par la canopée et la perte par interception correspond à l'évaporation de l'eau stockée sur la canopée.

Les résultats sont analysés à la résolution de 240×240 km, c'est-à-dire à l'échelle régionale. En effet, la résolution choisie pour l'analyse des résultats est la résolution qui permet de comparer l'ensemble des simulations (Agg20 à Agg240) de manière cohérente. Dans l'expérience conduite, la péninsule ibérique se décompose en 9 régions (ou mailles de 240×240 km). Parmi ces 9 régions, 4 sont classées en région humide et 5 en région sèche. La limite entre ces deux groupes de régions, choisie plus ou moins arbitrairement, correspond à un cumul des précipitations annuelles de 500 mm/an. Pour chaque simulation (Agg40 à Agg240), si la surface continentale d'une région est modifiée par l'agrégation des forçages, cette région n'apparaîtra pas dans les résultats pour cette simulation.

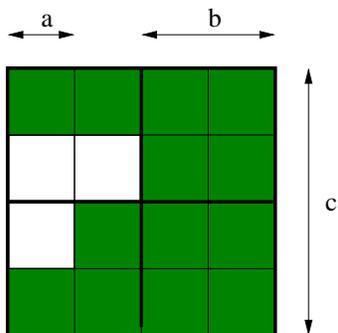


FIG. 2.6 – Découpage d'une région en utilisant des maillages de résolutions différentes (a, b ou c). La surface continentale est grisée.

La figure 2.6 permet d'illustrer ce point. Sur cette figure sont représentées des mailles de résolutions a, b et c emboîtées. Les mailles continentales sont colorées en vert. Quand on regroupe des mailles de résolution a pour former une maille de résolution b ou c, cette maille est définie comme maille de terre si au moins (au sens strict de l'inégalité) la moitié de sa surface est

recouverte de mailles de terre. Dans le cas de la figure 2.6, la maille de résolution b en haut à gauche est une maille de mer d'après la définition précédente. Si maintenant, on regarde la surface continentale à la résolution c pour chacune des trois discrétisations, on se rend compte que la surface de terre est la même pour les résolutions a et c, mais qu'elle est plus petite dans le cas b. On ne tiendra donc pas compte de cette maille dans l'analyse qui suit.

2.4.1 Éléments principaux du cycle de l'eau simulé par ORCHIDEE

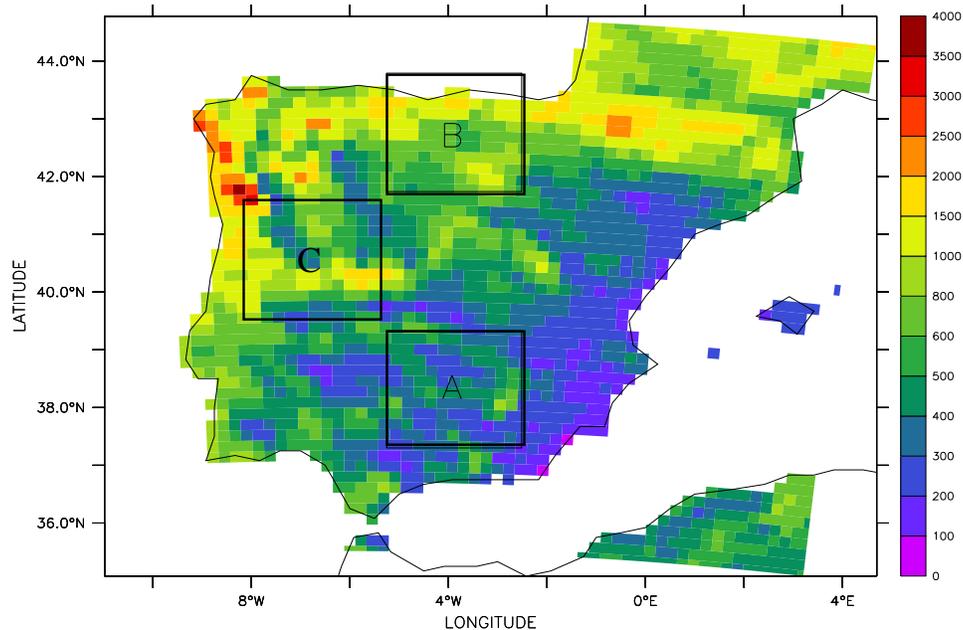


FIG. 2.7 – Valeurs annuelles des précipitations (mm/an) et localisation des régions étudiées (A=région sèche, B,C=régions humides; A, B et C sont des mailles de 240 km de côté). La région C sera étudiée uniquement en section 2.7.3 p.52

Deux simulations, Agg20 et Agg240, sont comparées sur deux régions particulières de la péninsule ibérique : le Sud semi-aride et le Nord humide. La figure 2.7 présente les valeurs annuelles des précipitations sur l'ensemble de la péninsule, et les deux régions qui sont étudiées ensuite (parmi les 9) sont localisées (A est la région semi-aride, B la région humide). Dans ces deux régions, les interactions entre le sol, les plantes et l'atmosphère sont différentes. Dans cette version du modèle, le ruissellement ne se produit que lorsque le sol est saturé en eau. Au sud de la péninsule, le ruissellement est négligeable car le sol n'atteint pratiquement jamais la saturation. Dans d'autres études, le ruissellement hortonien a été pris en compte par des modèles comme VIC (Wood et al. 1992) qui ont introduit une variabilité sous-maille du taux d'infiltration. Cependant, les impacts de l'introduction d'une telle variabilité dans un modèle de grande échelle sont limités (Ducharne et al. 1998).

Chaque simulation avec ORCHIDEE conduit le cycle d'eau à un équilibre qui implique que le cumul de précipitations soit égal à la somme de l'évapotranspiration et du ruissel-

lement à l'échelle annuelle. La simulation ne permet aucune rétroaction de la surface vers l'atmosphère.

Dans une région semi-aride

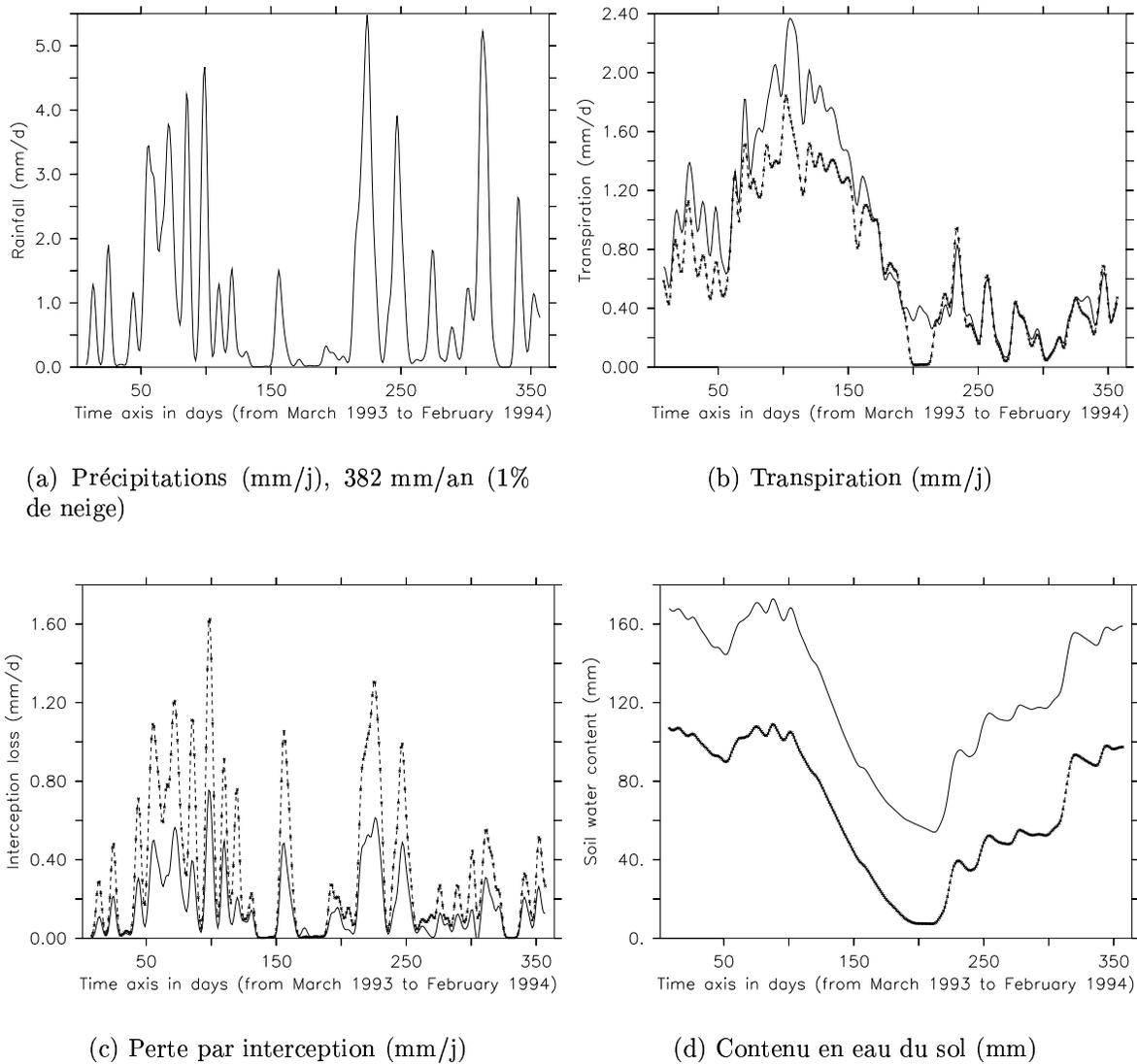


FIG. 2.8 – Cycle annuel des différentes variables du bilan hydrologique en région sèche. Le trait plein correspond à la simulation Agg20, et la ligne pointillée avec des croix à la simulation Agg240. Un filtre binomial glissant de 15 jours est appliqué pour lisser chaque variable suivant l'axe des temps.

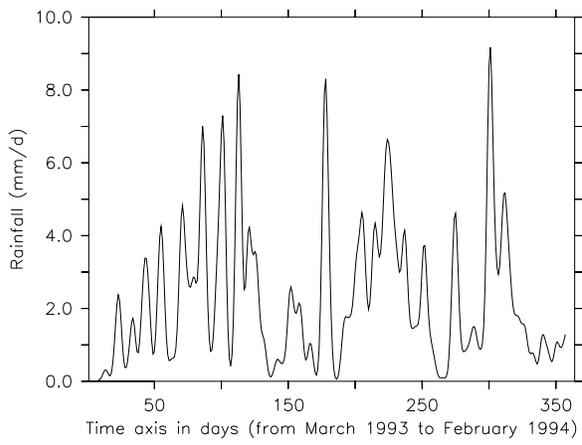
La figure 2.8 présente les évolutions au cours de l'année des précipitations, de la transpiration, de la perte par interception et du contenu en eau du sol dans la région sèche (au sud). Il faut souligner l'absence de pluie en été. Dans cette région, aucun ruissellement ne se produit quelle que soit la résolution. Quand la résolution diminue (c'est-à-dire quand elle

devient plus grossière), la perte par interception augmente pendant chaque événement pluvieux alors que la quantité d'eau qui atteint le sol est réduite (cf. figure 2.8(c)). Cet effet sera analysé ensuite (cf. section 2.4.2). La transpiration s'ajuste à la réduction des apports en eau par la modification du contenu en eau de sol (cf. figure 2.8(d)). Cette réduction de la transpiration est obtenue par une translation progressive du contenu en eau du sol vers des valeurs plus basses au cours de la mise à l'équilibre du modèle. Une humidité du sol réduite augmente le stress hydrique ce qui a pour conséquence une diminution de la transpiration (à travers le coefficient U_s , qui représente la capacité des racines à extraire l'eau du sol). Donc, quand les forçages sont moyennés, le contenu en eau du sol est réduit tout au long de l'année et la transpiration diminue en particulier en été, période de sensibilité accrue au stress hydrique (cf. figure 2.8(b)). Ce résultat souligne l'importance de la variabilité sous-maille dans la simulation d'un contenu en eau du sol correct dans les régions semi-arides pour les MCG. Notre expérience montre que même si l'évapotranspiration totale est conservée (elle est égale à la pluie), une répartition différente entre perte par interception et transpiration a un impact significatif sur la simulation de l'humidité du sol. En hiver, le flux d'évaporation est principalement limité par le faible rayonnement solaire (qui fournit l'énergie nécessaire au changement d'état). La réduction de l'humidité du sol a peu d'influence.

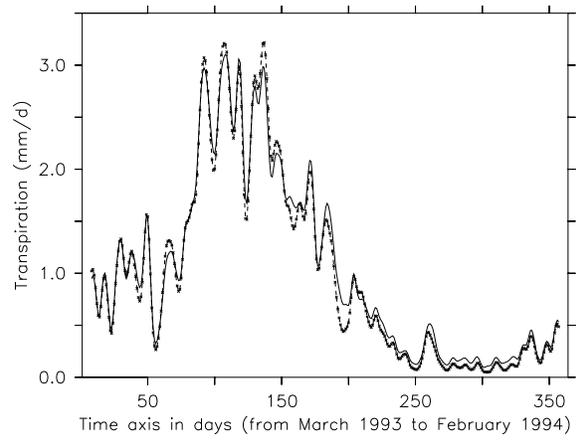
Dans une région humide

La figure 2.9 présente les évolutions au cours de l'année des précipitations, du ruissellement, de la transpiration, de la perte par interception et du contenu en eau du sol dans la région humide (au nord). Dans cette région humide, quand la résolution diminue, la perte par interception augmente (cf. figure 2.9(c)) également et la quantité d'eau qui atteint le sol est réduite. En automne, l'augmentation du contenu en eau du sol est plus homogène spatialement dans le cas de la simulation Agg240 (la pluie est la même partout). Les effets combinés de la réduction des apports en eau et de leur plus grande homogénéité spatiale expliquent le retard d'environ deux mois au démarrage du ruissellement et le contenu en eau du sol plus élevé en moyenne en hiver dans la simulation Agg240. L'analyse de ces effets sera développée aux paragraphes suivants (cf. sections 2.4.2 et 2.4.3). La transpiration s'ajuste à l'augmentation de la perte par interception et de l'évaporation du sol nu, et à la réduction du ruissellement, mais cet ajustement est beaucoup plus limité que dans le cas de la région sèche. Au printemps et au début de l'été, le contenu en eau du sol plus homogène permet une transpiration un peu plus importante dans le cas de la simulation Agg240. Ensuite, la diminution de l'humidité du sol est plus importante à la fin de l'été et au début de l'automne. Finalement, en hiver, le rayonnement solaire limite les flux de chaleur latente et le plus grand nombre de jours de pluie (92% de jours pluvieux contre 70% en été) augmente le nombre de jours où le feuillage est recouvert d'eau et la transpiration limitée.

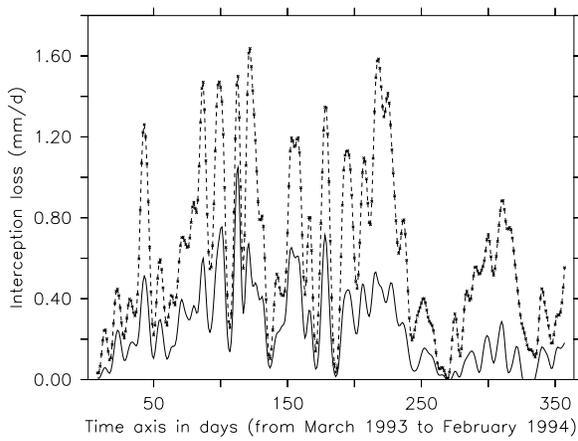
La description du cycle de l'eau simulé par ORCHIDEE sur deux régions contrastées de la péninsule ibérique, et la comparaison des simulations Agg20 et Agg240, ont permis de souligner les conséquences principales sur les flux de surface et l'humidité du sol de l'agrégation spatiale des forçages. En résumé, quel que soit le climat, la diminution de la résolution provoque une augmentation de la perte par interception, qui est compensée par une réduction de la transpiration dans les régions sèches et par une réduction du ruissellement en région humide.



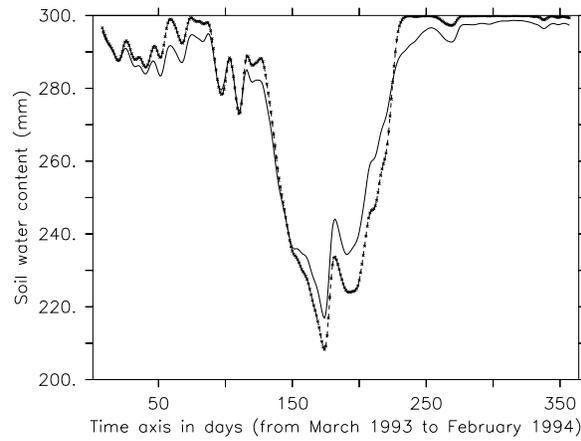
(a) Précipitations (mm/j), 862 mm/an (3% de neige)



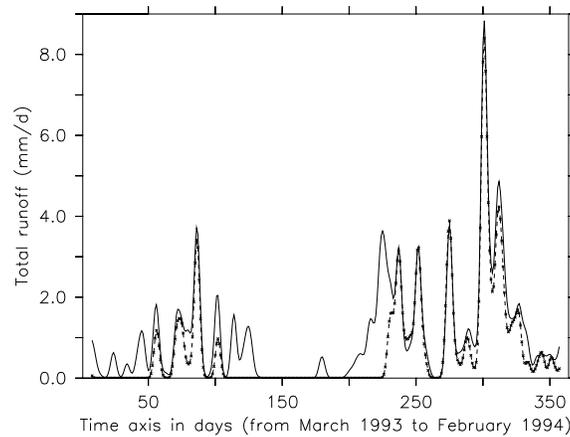
(b) Transpiration (mm/j)



(c) Perte par interception (mm/j)



(d) Contenu en eau du sol (mm)



(e) Ruissellement (mm/j)

FIG. 2.9 – Cycle annuel des différentes variables du bilan hydrologique en région humide. Le trait plein correspond à la simulation Agg20, et la ligne pointillée avec des croix à la simulation Agg240. Un filtre binomial glissant de 15 jours est appliqué pour lisser chaque variable suivant l'axe des temps.

2.4.2 Impacts sur le processus d'interception

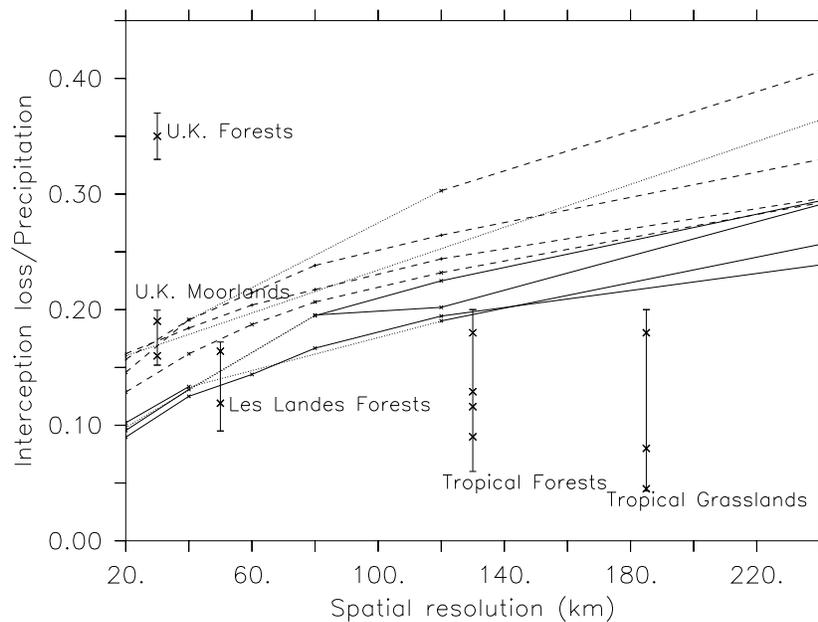


FIG. 2.10 – Evolution en fonction de la résolution de la part annuelle moyenne de la perte par interception dans les précipitations totales (les simulations Agg20, Agg40, Agg60, Agg80, Agg120, Agg240 sont comparées à 240km). Les traits pleins correspondent à des mailles humides, les traits pointillés à des mailles sèches (les traits plus fins relient les points entre lesquels des valeurs manquent). Les barres verticales correspondent à des valeurs mesurées du rapport perte par interception sur précipitation avec des intervalles indiquant l'erreur estimée et ce sur différents sites expérimentaux (la localisation horizontale des barres n'a aucun lien avec l'axe horizontal) : plusieurs forêts tempérées en Ecosse (pour des pluies annuelles supérieures à 1000 mm) (Calder 1990), deux champs de bruyère en Angleterre (Calder 1990), deux forêts de pins maritimes dans les Landes, l'une issue du projet Hapex-Mobilhy (un an) (Gash et al. 1995) et l'autre d'un autre site près de Bordeaux (deux ans) (Loustau et al. 1992), une forêt tropicale à Reserva Duck, près de Manaus (deux ans) (Lloyd and Marques 1988), 2 forêts tropicales -Reserva Jaru et Reserva Vale do Rio Doce- du projet Abracos (15 mois d'observation) (Ubarana 1996), une plantation tropicale de pins sur une ancienne prairie (1 an) (Waterloo et al. 1999) et des cultures tropicales (6 mois environ) (van Dijk and Bruijnzel 2001).

La perte par interception représente de 9 à 16% des précipitations à l'échelle régionale dans la simulation Agg20 (cf. figure 2.10). Comme attendu, la perte par interception augmente quand la résolution devient plus grossière. Ceci s'explique par une variance spatiale réduite des précipitations et une augmentation de leur fréquence. La figure 2.10 indique également un certain nombre d'observations de la perte par interception qui représente entre moins de 5 et plus de 35% des précipitations selon l'endroit. Le ratio entre perte par interception et précipitations dépend de la morphologie de la canopée et des régimes dominants de précipitations. Sur des sites forestiers au Royaume-Uni, Calder (1990) a mesuré des ratios

de 0.35 alors que les valeurs mesurées dans les Landes, en France, varient entre 0.1 et 0.16. Sur la forêt amazonienne, que l'on présente ici comme un autre extrême, le ratio de perte par interception va de 0.09 à 0.18. Les mesures de perte par interception sur la végétation basse sont beaucoup moins nombreuses car beaucoup plus délicates à réaliser. En effet, il faut mesurer ou déduire par bilan d'eau la quantité d'eau stockée et évaporée par une culture ou une prairie.

Les ratios de perte par interception montrés sur la figure 2.10 sont des moyennes sur les différentes régions. Sur la péninsule ibérique, les types de végétation dominants sont les arbres et les cultures. La part de végétation basse dépasse 0.45 sur presque toute la péninsule sauf au nord-ouest où les arbres dominent. Le sol nu couvre approximativement entre 5 et 15 % de la surface. L'indice de surface foliaire atteint au maximum une valeur de 4.5 pour les arbres et de 2 pour les cultures, mais la valeur moyenne sur les différentes régions varie entre 1.5 et 3.5. Ces valeurs sont proches des valeurs comprises entre 2 et 3 pour les sites de mesures landais, et plus faibles que les estimations d'indices de surface foliaire pour les forêts tempérées, autour de 5-6. Ainsi, le ratio de perte par interception de 0.1 pour les régions humides dans Agg20 est plus proche des observations que le résultat de 0.2 à 0.3 simulé dans Agg240. Sur les régions sèches, ce ratio est plus grand que dans les régions humides, bien que la perte par interception soit plus faible en valeur absolue. Les résultats simulés par Agg20, entre 0.13 et 0.16, semblent également plus réalistes que les valeurs de 0.3 à 0.4 obtenues avec Agg240, dans ces régions où la végétation basse couvre plus de 60% de la surface.

Pour toutes les régions et pour une résolution plus grossière que 100 km, le ratio de perte par interception varie entre 0.2 et 0.4 ce qui semble irréaliste quand on le compare aux observations.

En première approximation, on suppose que les réservoirs d'eau des feuilles sont automatiquement remplis quand il pleut. Cette approximation peut se justifier en constatant que la taille de ces réservoirs est petite devant la pluie journalière moyenne. A chaque pas de temps, quand la résolution diminue et quand il pleut, davantage de réservoirs sont approvisionnés en eau. La quantité d'eau stockée par le feuillage à l'échelle régionale augmente ainsi que la perte par interception. La figure 2.11 illustre l'augmentation du nombre moyen de jours de pluie sur chaque région quand la résolution est réduite. La valeur limite qui définit un jour de pluie (0.2 mm/jour) permet de remplir complètement le réservoir de perte par interception d'une culture. Ce remplissage est plus fréquent et la perte par interception accrue quand la résolution devient plus grossière.

2.4.3 Impacts sur le ruissellement

La diminution de la résolution des forçages devrait également avoir une influence significative sur la simulation du ruissellement. Différentes études ont montré que le ruissellement diminue quand la résolution devient plus grossière (Milly and Eagleson 1988; Seth et al. 1994; Ghan et al. 1997; Koren et al. 1999; Boone et al. 2004). Notre étude est qualitativement en accord avec ces résultats comme le montre la figure 2.12.

Nous présentons ici les résultats uniquement sur l'ensemble des régions humides de la péninsule ibérique. Quand les forçages sont agrégés, 1) le nombre de jours où le ruissellement se produit diminue, et 2) l'intensité du ruissellement augmente (cf. figures 2.12(b) et 2.12(c)). Les précipitations qui atteignent le sol sont réduites et l'apport d'eau au sol se fait de façon

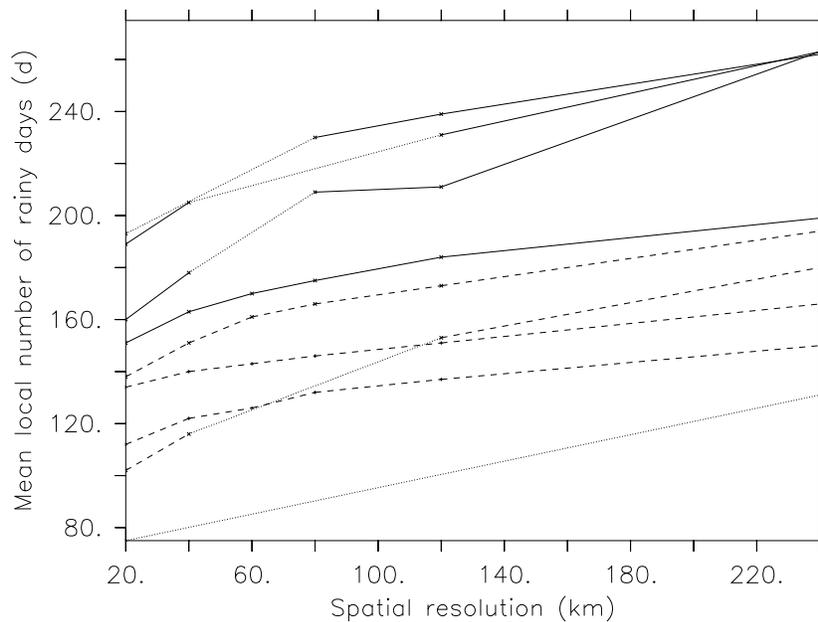
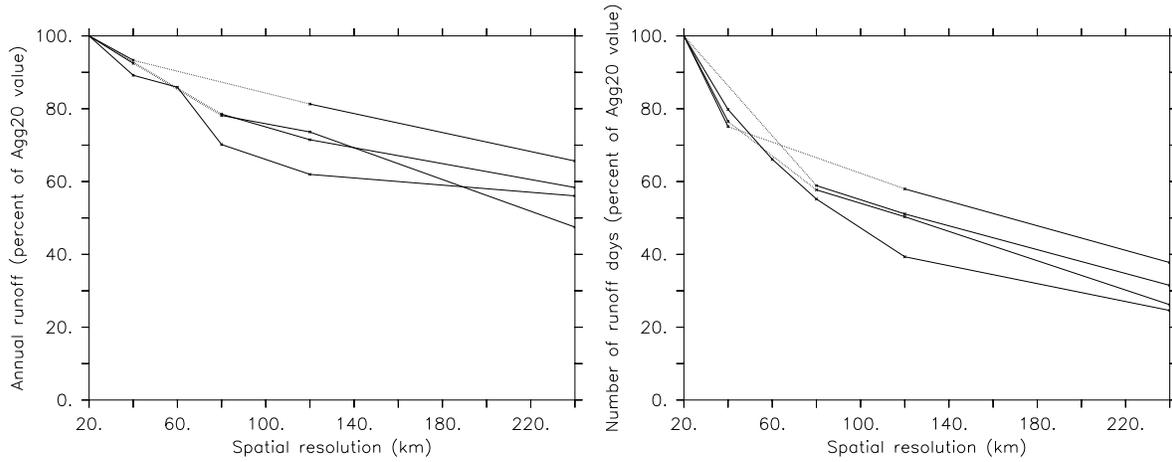


FIG. 2.11 – Evolution du nombre de jours de précipitations (en moyenne annuelle) en fonction de la résolution (les simulations Agg20, Agg40, Agg60, Agg80, Agg120, Agg240 sont comparées à 240 km). Le seuil définissant un jour de pluie est fixé à 0.2 mm/j. Les traits pleins correspondent aux mailles humides, les traits pointillés aux mailles sèches (les ligne plus fines relient les points entre lesquels des valeurs manquent).

plus homogène sur les différentes petites mailles. Donc, le ruissellement commence plus tard en automne et se termine plus tôt (cf. figure 2.9(e)). Ceci explique la réduction du nombre total de jours de ruissellement. Cependant, plus de mailles atteignent la saturation en même temps puisque l'eau est uniformément répartie ce qui explique l'augmentation de l'intensité du ruissellement. Ces deux effets de l'agrégation des forçages ont des influences opposées. Cependant, le cumul annuel de ruissellement est réduit. Donc, la réduction du nombre de jours de ruissellement a un effet dominant.

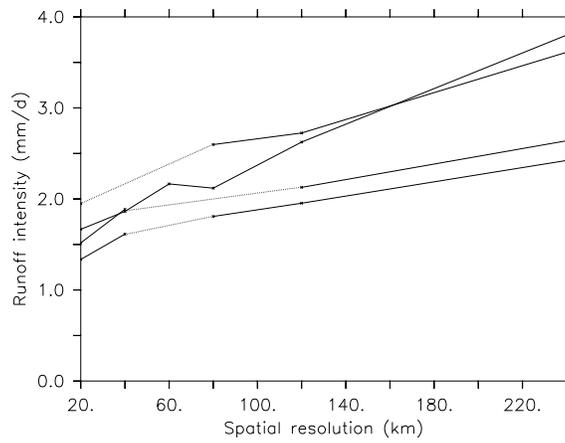
Quand les forçages sont agrégés, le ruissellement est réduit principalement en automne quand le sol est en période de remplissage. Le ruissellement en automne diminue de 40 à 95% entre les simulations Agg20 et Agg240 (cf. figure 2.13(a)). En hiver, il diminue de moins de 20% (cf. figure 2.13(b)). En effet, pendant cette période, le sol est saturé en eau et l'évaporation est fortement limitée par le faible rayonnement solaire : "tout" ce qui tombe ruisselle. Globalement, sur les régions humides de la péninsule ibérique, le ruissellement diminue de 35 à 55% entre Agg20 et Agg240. Agg240 simule donc des valeurs largement biaisées du ruissellement ce qui souligne la nécessité de calculer le ruissellement à haute résolution.

L'étude de l'impact de l'agrégation des forçages sur le ruissellement est largement contrainte par le mécanisme de production de ruissellement pris en compte dans le modèle. Un modèle qui prend en compte le ruissellement hortonien serait plus sensible à la variabilité spatiale des précipitations qu'un modèle dans lequel seul le mécanisme de Dunne existe (Giorgi 1997; Koren et al. 1999). Il pourrait également y avoir des effets de compensation entre les chan-



(a) Ruissellement annuel (en % de Agg20)

(b) Nombre de jours de ruissellement (en % de Agg20)



(c) Intensité du ruissellement (mm/jour de ruissellement)

FIG. 2.12 – Ruissellement, nombre de jours de ruissellement et intensité du ruissellement (moyennes annuelles) en fonction de la résolution spatiale (pour les simulations Agg20 à Agg240), à une résolution de 240 km, sur les régions humides.

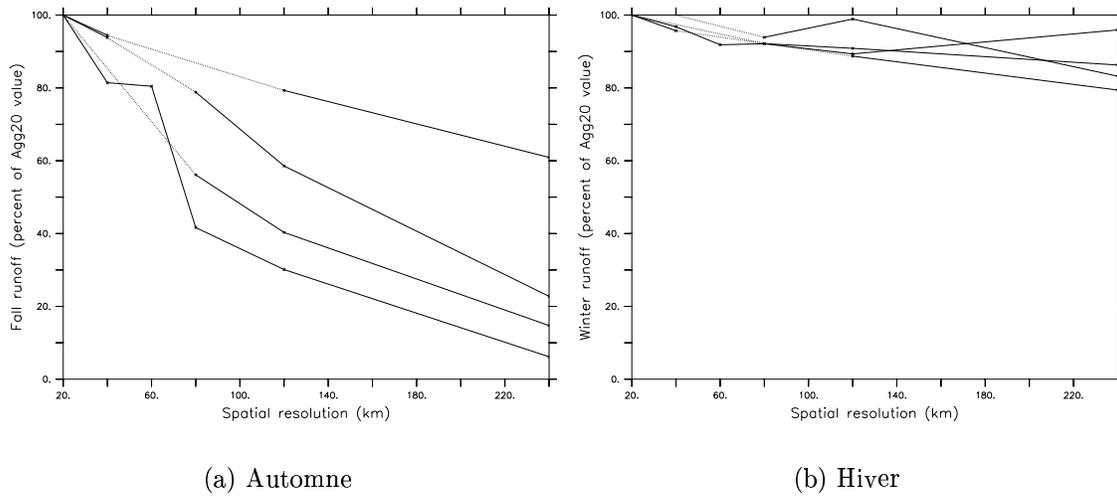


FIG. 2.13 – Ruissellement en fonction de la saison et de la simulation (pour les simulations Agg20 à Agg240, en % de la simulation Agg20), sur les différentes régions humides.

gements de ruissellement de surface et de ruissellement de subsurface (ou drainage).

2.4.4 Sensibilité des flux de chaleur latente et sensible

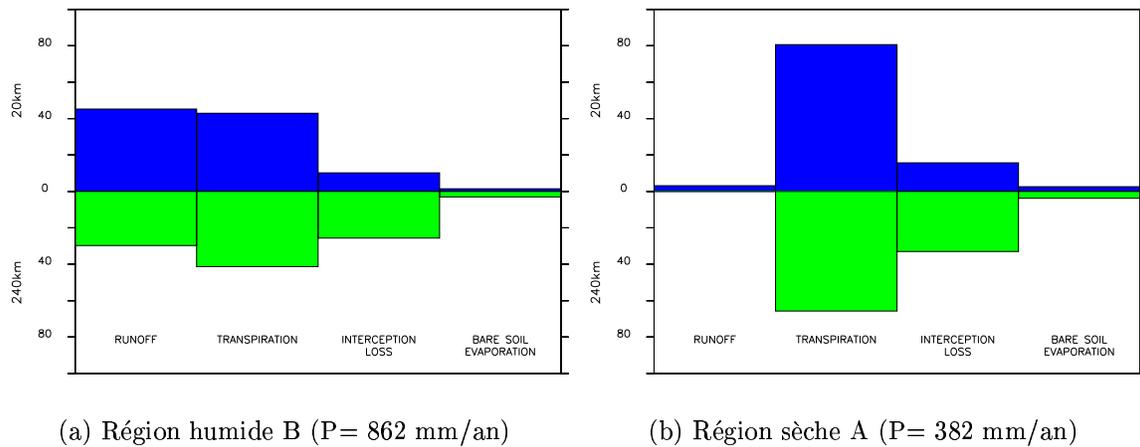


FIG. 2.14 – Répartition des précipitations annuelles (P) entre ruissellement, transpiration, perte par interception et évaporation du sol nu (%). La région humide correspond à la région B et la région sèche à la région A (cf. figure 2.7).

La figure 2.14 compare la répartition des précipitations entre ruissellement, transpiration, perte par interception et évaporation du sol nu, dans les simulations Agg20 et Agg240, pour les régions A et B précédemment définies (cf. figure 2.7). Nous avons déjà constaté que la perte par interception augmente de façon significative quand la résolution devient plus grossière (cf. section 2.4.2). Dans la région sèche (A), cette augmentation est compensée par

une réduction de la transpiration. Le stress hydrique s'ajuste par modification de l'humidité moyenne du sol. Dans la région humide (B), l'augmentation de la perte par interception et la répartition plus homogène des précipitations expliquent la réduction du ruissellement en automne-hiver. La transpiration s'ajuste à ces deux modifications.

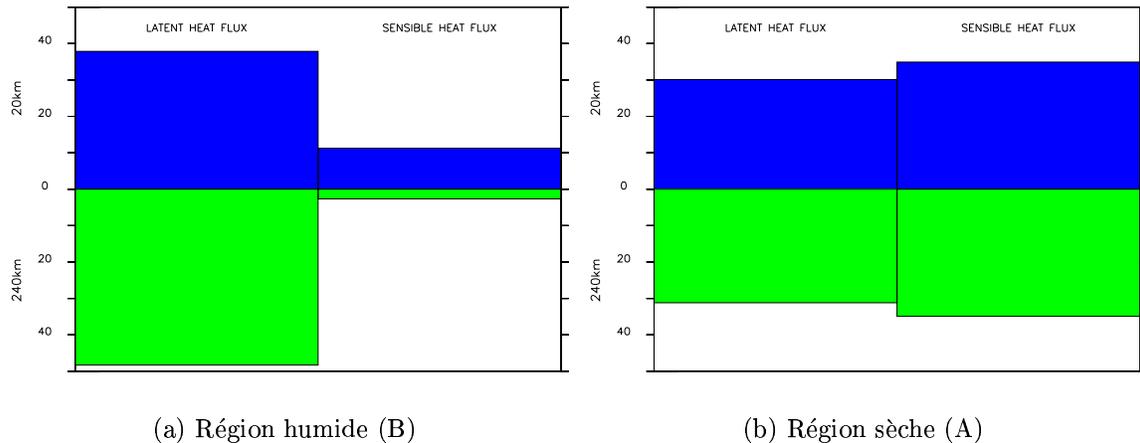


FIG. 2.15 – Répartition du flux d'énergie sortant entre flux de chaleur sensible et flux de chaleur latente (W/jour).

D'un point de vue énergétique (cf. figure 2.15), le rapport de Bowen (rapport entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente) diminue en région humide : le flux de chaleur sensible est réduit, et le flux de chaleur latente augmente. En région sèche, le rapport de Bowen n'est pas modifié.

2.5 Rôle de la distribution de végétation

Dans le paragraphe précédent, nous avons étudié les conséquences de l'agrégation des forçages climatiques sur les flux de surface. Nous avons en particulier analysé les impacts de la modification de la distribution spatiale des précipitations sur le processus d'interception et sur l'occurrence du ruissellement, et l'évolution de la répartition des précipitations entre ruissellement et évapotranspiration.

L'objet de ce paragraphe est tout d'abord de souligner la forte sensibilité de la simulation du bilan d'eau à la distribution de la végétation, en fonction du climat. Ensuite, à l'échelle régionale, l'objectif est d'évaluer le rôle de la distribution sous-maille de la végétation sur le bilan d'eau simulé. Est-ce que les résultats peuvent être très différents si la distribution de la végétation est modifiée ?

L'idée est de comparer plusieurs mailles qui reçoivent les mêmes forçages atmosphériques, mais qui sont recouvertes d'une végétation différente, et d'analyser les différences dans leurs réponses hydrologiques. Pour cela, nous utilisons la simulation Mean (cf. tableau 2.2). Dans cette simulation, les forçages atmosphériques ont une résolution de 240×240 km et la distribution de végétation une résolution de 20×20 km. Les processus de surface sont calculés à haute résolution, mais, à l'intérieur d'une région, les forçages climatiques

appliqués à chaque maille de 20×20 km sont identiques. Le cycle de l'eau simulé sur les différentes mailles n'est pas identique, et les différences s'expliquent par la variabilité des distributions de végétation. Sur chaque maille de 20×20 km peuvent coexister jusqu'à 13 types de végétation. A la fois en climats sec et humide (dans les régions A et B), nous choisissons deux petites mailles dont les distributions de végétation sont contrastées, une maille principalement recouverte d'arbres et une autre maille sur laquelle la végétation est essentiellement basse. Leurs comportements sont comparés (cf. figures 2.16 et 2.17).

Dans une région boisée, la quantité d'eau qui atteint le sol est plus faible que sur un champ ou une prairie, du fait d'un réservoir d'eau du feuillage plus grand. Nous allons constater que les conséquences de cette différence dépendent du climat en étudiant tour à tour la région humide B (section 2.5.1) et la région sèche A (section 2.5.2).

2.5.1 Sensibilité du bilan d'eau en région humide

La figure 2.16 présente les cycles annuels du contenu en eau du sol, de la perte par interception, de la transpiration et du ruissellement pour deux mailles humides qui reçoivent les mêmes forçages atmosphériques mais dont les surfaces ont des caractéristiques différentes (le cycle annuel des précipitations est présenté sur la figure 2.9(a)). Le contrôle de la transpiration par l'humidité du sol se limite à la période estivale. En hiver, l'eau n'est pas le facteur limitant. Comme nous l'avons déjà vu précédemment, pendant cette période, la transpiration est limitée par le faible rayonnement solaire et les processus principaux sont le ruissellement et le stockage d'eau dans le sol. Au contraire, pendant le reste de l'année, la transpiration est un processus important et la transpiration des arbres est plus importante que celle des cultures (cf. figure 2.16(b)) du fait de leurs racines plus profondes (ils peuvent prélever de l'eau plus en profondeur dans le sol et sont donc moins soumis au stress hydrique lorsque le contenu en eau du sol se réduit). Dans cette région, les plus fortes pertes par interception et transpiration dans les zones arborées sont compensées par la réduction du ruissellement (cf. figure 2.16(d)). Enfin, l'influence de la distribution de végétation sur l'humidité du sol se limite à l'été, quand l'impact des différents profils racinaires et donc des différentes capacités à prélever de l'eau dans le sol sont importants (cf. figure 2.16(a)).

La distribution de végétation influence donc le partage des précipitations entre ruissellement et évaporation dans le bilan d'eau, ainsi que l'humidité du sol en été. Dans le cas d'une zone où les arbres dominent, le ruissellement est largement réduit, et le sol se vide davantage, si on la compare à une zone soumise au même climat, mais où dominent cultures et prairies.

2.5.2 Sensibilité du contenu en eau du sol en région sèche

La figure 2.17 présente les cycles annuels du contenu en eau du sol, de la perte par interception et de la transpiration pour deux mailles semi-arides qui reçoivent les mêmes forçages atmosphériques mais dont les surfaces ont des caractéristiques différentes (le cycle annuel des précipitations est présenté sur la figure 2.8(a)). Dans le modèle, la réponse des différents couverts dans la région sèche est tout-à-fait différente de leur réponse en région humide. L'humidité du sol, plus limitée, contrôle la transpiration toute l'année. Le contraste entre arbres et végétation basse est nettement visible sur le contenu en eau du sol (cf. figure

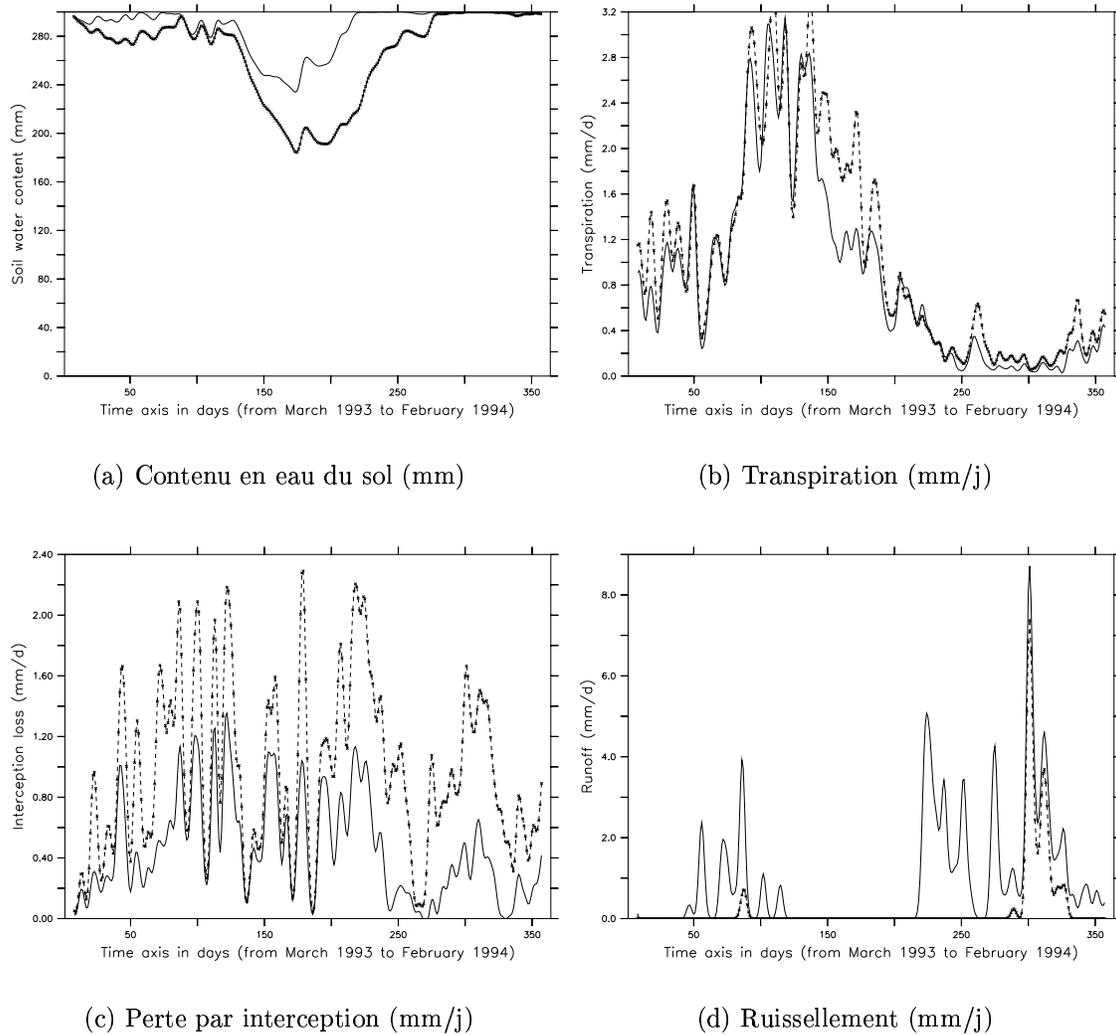
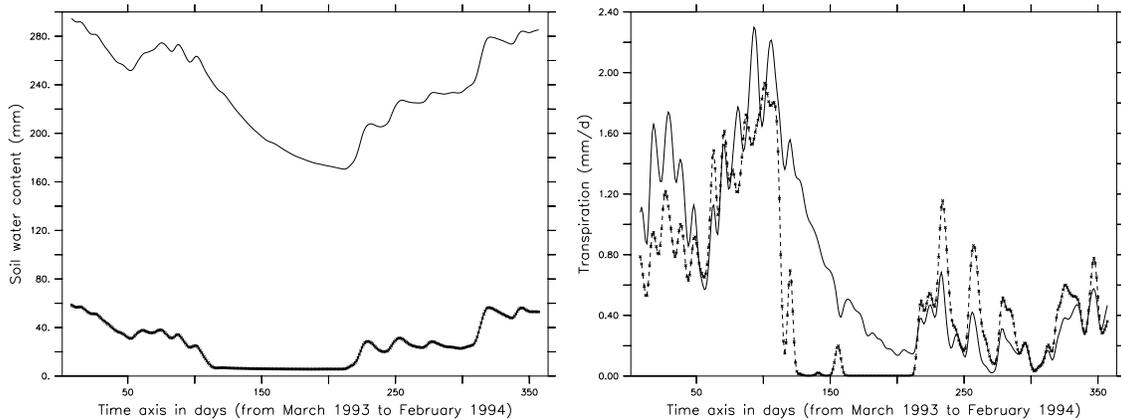
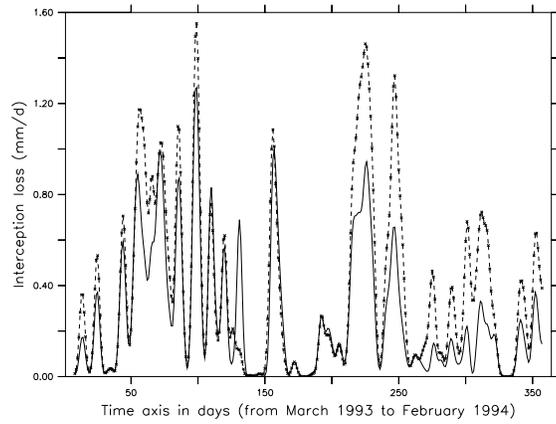


FIG. 2.16 – Cycles annuels du contenu en eau du sol, de la transpiration, de la perte par interception et du ruissellement en région humide (B), produits par la simulation Mean. Les traits pleins correspondent à une maille recouverte de végétation basse, les traits pointillés à une maille sur laquelle la forêt domine ; un filtre binomial glissant de 15 jours est appliqué pour lisser chaque variable suivant l'axe des temps.



(a) Contenu en eau du sol(mm)

(b) Transpiration (mm/j)



(c) Perte par interception (mm/j)

FIG. 2.17 – Cycles annuels du contenu en eau du sol, de la perte par interception et de la transpiration en région sèche (A), produits par la simulation Mean. Les traits pleins correspondent à une maille recouverte de végétation basse, les traits pointillés à une maille sur laquelle la forêt domine ; un filtre binomial glissant de 15 jours est appliqué pour lisser chaque variable suivant l'axe des temps.

2.17(a)). Le sol se vide complètement dans le cas des arbres, alors qu'il reste au moins à moitié plein dans le cas de la végétation basse.

L'eau atteint le sol en plus faibles quantités, dans les zones où les arbres dominent et où les racines sont plus profondes. Le modèle s'équilibre en fonction de l'apport d'eau et des caractéristiques de la surface. Le sol s'assèche complètement en été.

Dans les zones de végétation basse, la capacité des racines à extraire de l'eau du sol, facteur qui limite la transpiration, décroît beaucoup plus rapidement que dans les zones boisées quand le sol se vide, comme prévu par le modèle (de Rosnay and Polcher 1998). L'eau stockée dans le sol devient rapidement inexploitable par la végétation. Ainsi, dans le cas sec, la végétation a une très forte influence sur le contenu en eau du sol.

La répartition de l'évapotranspiration entre perte par interception et transpiration est modifiée (cf. figures 2.17(b) et 2.17(c)). La perte par interception représente 44% des précipitations pour les zones boisées et seulement 26% dans le cas des zones de végétation basse. Mais le cumul annuel d'évapotranspiration est le même à cause de la condition d'équilibre imposée. Il n'y a pas de ruissellement.

2.5.3 Discussion du rôle de la végétation

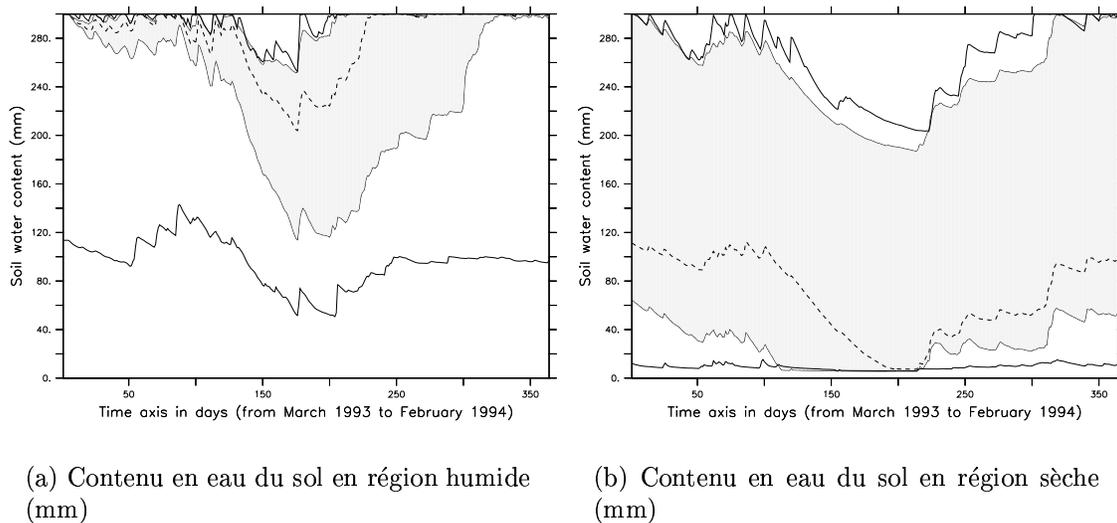


FIG. 2.18 – Cycle annuel du contenu en eau du sol pour différents climats et différentes simulations. Les traits pleins correspondent aux valeurs minimum et maximum pour la simulation P-Mean, les traits pointillés à la simulation Agg240 et la région grisée délimite les valeurs minimum et maximum de la simulation Mean.

La figure 2.18 présente l'évolution au cours de l'année de l'humidité du sol pour différents types de climats et différentes simulations (Mean, P-Mean et Agg240). Les flux de surface à l'échelle régionale sont presque identiques pour les simulations Mean et Agg240. Les forçages atmosphériques appliqués dans une région sont les mêmes pour ces deux simulations. Mais la simulation Agg240 est réalisée à une résolution de 240 km, alors que la simulation Mean est effectuée à une résolution de 20 km. Cette différence de résolution a peu d'influence

sur la simulation du bilan hydrologique régional, ce qui renforce notre confiance dans la modélisation de la variabilité sous-maille de la végétation. Cependant, la variabilité sous-maille des réponses hydrologiques aux forçages moyens appliqués est importante dans le cas de la simulation Mean, et la distribution de végétation est responsable de cet effet.

Dans la région sèche, l'humidité du sol dépend crucialement de la végétation. La figure 2.18(b) montre, en comparant les valeurs minimales et maximales du contenu en eau du sol sur la région pour les simulations P-Mean et Mean, qu'une distribution de végétation à haute résolution (dans la simulation Mean) permet la reconstruction d'une amplitude de variabilité du contenu en eau du sol voisine de celle de P-Mean toute l'année. Au contraire, dans la simulation Agg240, l'humidité du sol ne peut pas atteindre de fortes valeurs du fait de sa distribution de végétation. Cette distribution est la moyenne sur une superficie de 240×240 km des distributions de l'ensemble des mailles de 20×20 km qui en font partie. La fraction moyenne de végétation basse ne permet pas de conserver un niveau d'eau élevé dans le sol comme nous l'avons vu au paragraphe précédent.

Dans la région humide, comme indiqué précédemment, le contenu en eau du sol en été dépend de la végétation. La comparaison entre les simulations P-Mean et Mean (cf. figure 2.18(a)) permet d'isoler le rôle de la végétation dans la variabilité de l'humidité du sol dans la simulation P-Mean. La végétation a une influence importante en été : la simulation Mean permet la reconstruction des 2/3 de la variabilité sous-maille de l'humidité observée dans le cas de la simulation P-Mean. Au contraire, en hiver, la variabilité sous-maille de la végétation ne permet pas de reproduire l'amplitude de variabilité atteinte dans la simulation P-Mean. La variabilité sous-maille de la pluie a une influence cruciale durant cette période.

Dans le cadre des choix de modélisation effectués, la couverture végétale joue un rôle important dans la répartition des précipitations entre évapotranspiration et ruissellement. Elle influence aussi largement le stockage de l'eau dans le sol. Ces résultats doivent être prudemment généralisés. Ils sont en accord avec les résultats obtenus par Seth et al (1994). Dans leur étude avec le schéma de surface VBATS, différentes classes de végétation, aux indices de surface foliaire et profils racinaires contrastés, ont des comportements hydrologiques et des rapports de Bowen différents. Ils soulignent également le fait que ces résultats pourraient être largement modifiés par le couplage avec un modèle atmosphérique.

En pratique, la résolution de la carte de végétation utilisée pour la simulation du bilan d'eau sur une région, et sa précision, peuvent avoir des impacts significatifs sur la qualité des résultats.

2.6 “Désagrégation parfaite” des forçages atmosphériques

De nombreux auteurs insistent sur le fait que la variabilité sous-maille des précipitations a un effet du premier ordre sur les échanges entre la surface et l'atmosphère (Pitman et al. 1990; Dolman and Gregory 1992; Pitman et al. 1993; Seth et al. 1994; Ghan et al. 1997; Wang and Eltahir 2000). Les hétérogénéités spatiales de la couverture végétale ont également un impact significatif sur la simulation du bilan d'eau (Seth et al. 1994). Dans la partie précédente, ce dernier effet a été étudié. La distribution de la végétation peut modifier la répartition des

précipitations entre évapotranspiration et ruissellement, et le contenu en eau du sol, en fonction du climat.

L'objet de cette partie est de comprendre l'importance relative des différents forçages dans la simulation du bilan d'eau par ORCHIDEE, et de souligner l'effet important de la variabilité sous-maille des précipitations. Les simulations du deuxième groupe seront utilisées (cf. tableau 2.2).

2.6.1 L'effet dominant des précipitations

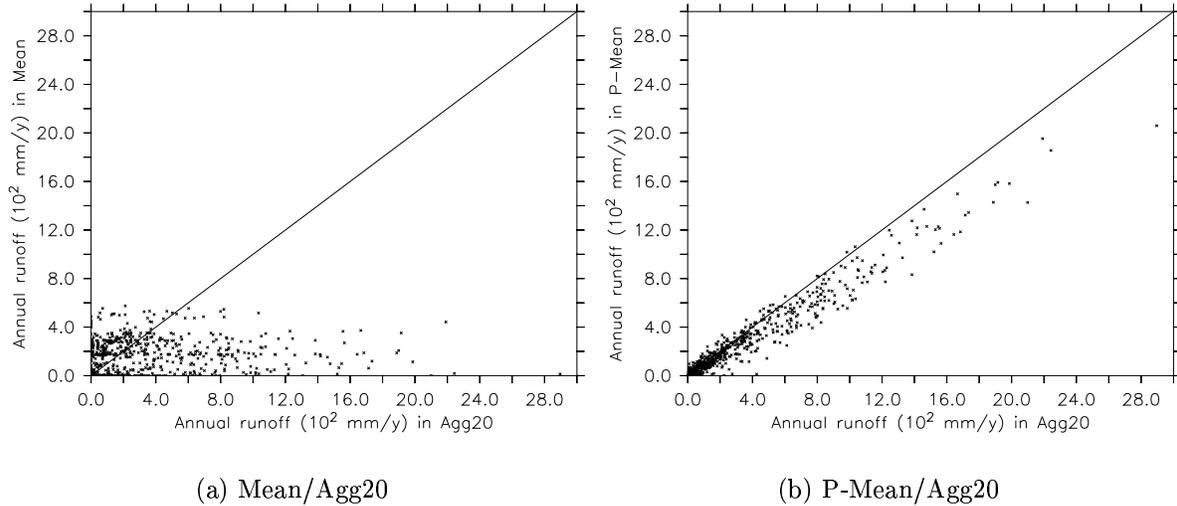
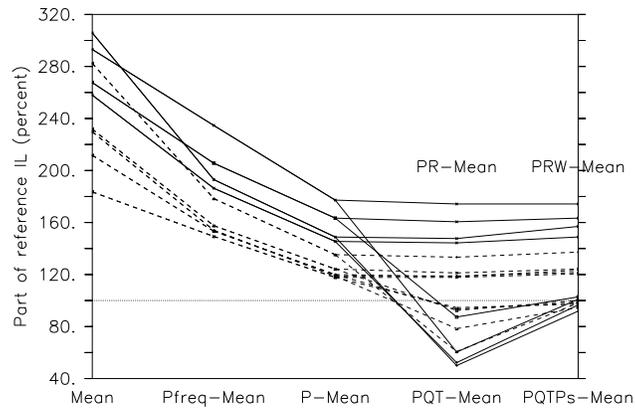


FIG. 2.19 – Valeurs annuelles du ruissellement (mm/an) dans les simulations Mean et P-Mean par rapport aux valeurs annuelles de ruissellement dans la simulation Agg20.

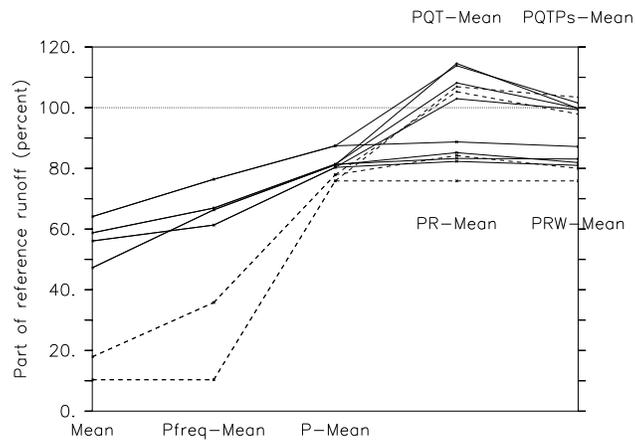
La figure 2.19 compare les valeurs annuelles du ruissellement à haute résolution dans les simulations Mean et P-Mean aux valeurs de référence de la simulation Agg20. La corrélation varie entre 0.31 pour la simulation Mean et 0.98 pour la simulation P-Mean. Cette augmentation importante souligne le rôle primordial de la variabilité sous-maille des précipitations dans la simulation du ruissellement. Ce point est confirmé par la figure 2.20. Les valeurs régionales et annuelles de ruissellement et de perte par interception de nombreuses simulations du deuxième groupe y sont comparées aux valeurs obtenues dans la simulation Agg20. Plus de 75% du ruissellement de la simulation Agg20 est reproduit dans la simulation P-Mean et l'augmentation de perte par interception est réduite à une valeur comprise entre 20 et 80% des valeurs de référence.

2.6.2 Les autres variables

L'écart entre les résultats de P-Mean et Agg20 peut être attribué aux autres forçages atmosphériques. La figure 2.20 suggère que les variabilités sous-maille du rayonnement incident et du vent ont peu d'impact sur le bilan hydrologique régional, alors que, lorsque les trois variables thermodynamiques, la température et l'humidité de l'air, et la pression à la surface,



(a) Perte par interception



(b) Ruissellement

FIG. 2.20 – Evolution du ruissellement et de la perte par interception (moyennes annuelles, à grande échelle) avec le choix des variables dégagrées (les traits pleins correspondent aux mailles humides, les traits pointillés aux mailles sèches).

sont désagrégées en même temps, les résultats régionaux sont significativement modifiés et atteignent des valeurs très proches des résultats de la simulation Agg20. Ces différences entre les impacts des différents forçages restent valables à des échelles de temps plus petites. Par exemple, la figure 2.21 compare les évolutions temporelles de la perte par interception pour chaque simulation du deuxième groupe dans la région humide (région B).

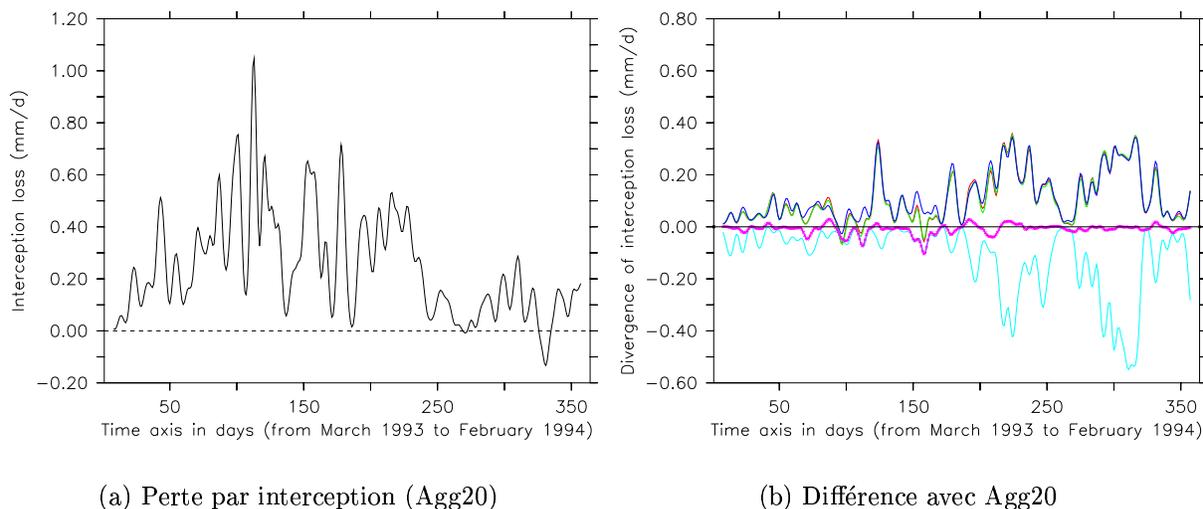


FIG. 2.21 – (a) Perte par interception (mm/j) dans la région humide dans Agg20; (b) pour la même région, différence de perte par interception entre Agg20 et différentes simulations (P-Mean=rouge, PR-Mean=vert, PRW-Mean=bleue, PTQ-Mean=bleu clair, PTQPs-Mean=violet); un filtre binomial glissant de 15 jours est appliqué pour lisser chaque variable suivant l'axe des temps.

Le rayonnement solaire incident

Le rayonnement solaire correspond à l'apport d'énergie au système. La faible influence de sa variabilité sous-maille sur les résultats est assez surprenante. Ce faible impact pourrait être expliqué par le fait que le rayonnement incident varie essentiellement selon la latitude : les variations spatiales selon la latitude sont déjà partiellement prises en compte par la plus basse résolution. Le rayonnement solaire à la surface dépend largement de la couverture nuageuse qui pourrait être assez homogène sur une région à l'échelle d'un pas de temps. Cette homogénéité pourrait provenir d'un mouvement rapide des nuages à travers une région ou bien de faiblesses dans la représentation des processus reliés aux nuages dans les modèles atmosphériques.

Le vent

Dans le modèle, le vent joue sur le flux de chaleur latente à travers la résistance aérodynamique qui est inversement proportionnelle à la vitesse du vent. Sa variabilité sous-maille semble avoir peu d'effet sur le bilan d'eau. En réalité, la désagrégation du vent augmente légèrement les maximums du flux de chaleur latente.

Les variables thermodynamiques et l'importance de la rosée

Au contraire, les trois variables thermodynamiques semblent jouer un rôle important (cf. figure 2.21(b)). Une des différences essentielles entre Agg20 et P-Mean est l'occurrence de valeurs négatives de la perte par interception, c'est-à-dire de rosée. Ces valeurs négatives se produisent essentiellement pendant la saison froide dans la simulation de référence. Elles ont disparu dans la simulation P-Mean, mais sont présentes dans la simulation PTQP_S-Mean qui est très proche de la simulation de référence.

Dans ORCHIDEE, le flux de chaleur latente est proportionnel à la différence entre l'humidité spécifique de l'air à saturation à la température du sol et l'humidité de l'air au même moment. Quand cette différence devient négative, de l'eau est déposée sur la végétation sans limitation et la transpiration est bloquée complètement. Ceci correspond à la rosée. Le phénomène de rosée se produit dans le modèle principalement en hiver, au moment où le temps se réchauffe rapidement. La température du sol s'adapte au changement de température extérieure, mais avec un petit retard, rendant ainsi possible la formation de rosée.

Quand tous les forçages thermodynamiques sont moyennés, les contrastes de température sont réduits et la rosée également. Quand seules la température et l'humidité de l'air sont désagrégées, la pression à la surface restant moyenne (dans la simulation PTQ-Mean), le processus de rosée est renforcé et largement sur-estimé ce qui explique les valeurs régionales beaucoup plus petites et même négatives de la perte par interception en hiver (cf. figure 2.21). De basses pressions localisées peuvent correspondre à des températures basses et à des moments favorables à l'apparition de rosée. Dans ce cas, et dans le cadre de la simulation PTQ-Mean, l'humidité spécifique à saturation à la température du sol est réduite par une pression à la surface moins basse (par moyenne) et la probabilité d'occurrence de valeurs négatives est donc accrue. L'effet de sur-estimation de la rosée est encore significatif quand seule l'humidité de l'air est désagrégée.

L'influence de la rosée est renforcée par le fait que, quand elle se produit, la transpiration est bloquée et le flux de chaleur latente négatif n'est pas limité. Cependant, dans cette expérience, la prise en compte des rétroactions de la surface sur l'atmosphère, quand la rosée se produit, serait sans doute nécessaire.

Conclusion concernant la “désagrégation parfaite” des forçages

L'objectif de cette partie était l'étude de l'importance de la variabilité sous-maille des différents forçages climatiques. Nous avons d'abord souligné l'effet dominant des précipitations sur la simulation du bilan d'eau sur la péninsule ibérique. Les éléments essentiels du cycle hydrologique sont reconstruits dans la simulation P-Mean. Mais la perte par interception reste sous-estimée. Les résultats dépendent ensuite, au second ordre, des trois variables thermodynamiques (température et humidité de l'air, pression à la surface) qui doivent avoir la même résolution spatiale pour une estimation correcte de la rosée.

2.7 Approfondissement de la sensibilité du bilan d'eau à la fréquence et à l'intensité des précipitations

Dans la partie précédente, l'importance cruciale de la variabilité sous-maille des précipitations dans la simulation du bilan d'eau sur la péninsule ibérique a été illustrée. Nous souhaitons dans cette partie développer l'étude de cette sensibilité du bilan d'eau aux précipitations, en établissant la sensibilité de composantes du bilan d'eau comme le ruissellement ou la perte par interception à l'une ou l'autre des composantes de la pluie. En effet, la pluie est un processus intermittent à l'échelle journalière, que l'on décompose souvent en un processus d'occurrence (il pleut ou non) et une distribution d'intensité, deux éléments que l'on décrit indépendamment l'un de l'autre (Walden and Guttorp 1992).

Nous utilisons pour cela plusieurs simulations du groupe 2 (cf. tableau 2.2 p.16). Les simulations Mean et P-Mean sont utilisées comme deux simulations limites, l'une avec une pluie moyenne à 240 km, l'autre avec les précipitations de référence à haute résolution. La simulation P_{freq} -Mean permet quant à elle d'isoler la composante "fréquence" des précipitations. Dans cette simulation P_{freq} -Mean, la distribution spatiale de l'occurrence de pluie est préservée; l'intensité est moyenne. Par ailleurs, une méthode simple de désagrégation est mise en place. Elle nous permet d'isoler approximativement la composante "intensité" des précipitations.

En décomposant de la sorte les précipitations, l'idée est de mesurer l'importance relative de la fréquence et de l'intensité des précipitations dans la simulation du bilan d'eau. Doit-on préserver la variabilité sous-maille à la fois de l'intensité et de la fréquence des pluies pour simuler un bilan d'eau correct ou bien est-ce que l'une des composantes, intensité ou fréquence, joue un rôle prédominant ?

2.7.1 Fréquence des précipitations et perte par interception

Dans cette première partie, nous nous intéressons à la composante "fréquence" des précipitations, et à son importance dans la simulation de la perte par interception. Nous utilisons pour cela trois simulations (du groupe 2) dans lesquelles seule la distribution des précipitations est différente (Mean, P_{freq} -Mean, P-Mean). Tous les autres forçages ont une résolution de 240 km. Une simulation dans laquelle les précipitations sont moyennés à 240 km (Mean) est comparée d'une part à une simulation dans laquelle seule la distribution spatiale des précipitations est réintroduite (P_{freq} -Mean) et d'autre part à une simulation dans laquelle les "vraies" précipitations sont utilisées (P-Mean). Plus précisément, dans la simulation P_{freq} -Mean, la distribution de l'occurrence de précipitation est préservée, mais le cumul de précipitations affecté à chaque maille de 20 km où il pleut est la moyenne des cumuls sur l'ensemble des mailles contenues sur la maille de 240 km; il n'est donc pas conservé. De façon grossière, on conserve la fréquence des pluies mais pas leur intensité, qui devient moyenne.

La figure 2.22 indique, pour les 9 régions espagnoles, la différence relative du cumul annuel de perte par interception pour les simulations Mean et P_{freq} -Mean, par rapport à la simulation qui sert de référence, P-Mean. On observe que la perte par interception augmente entre P-Mean et Mean, et que cette augmentation varie entre 60 et 110% selon la région. Entre P-Mean et P_{freq} -Mean, l'augmentation est d'environ 30% pour l'ensemble des régions.

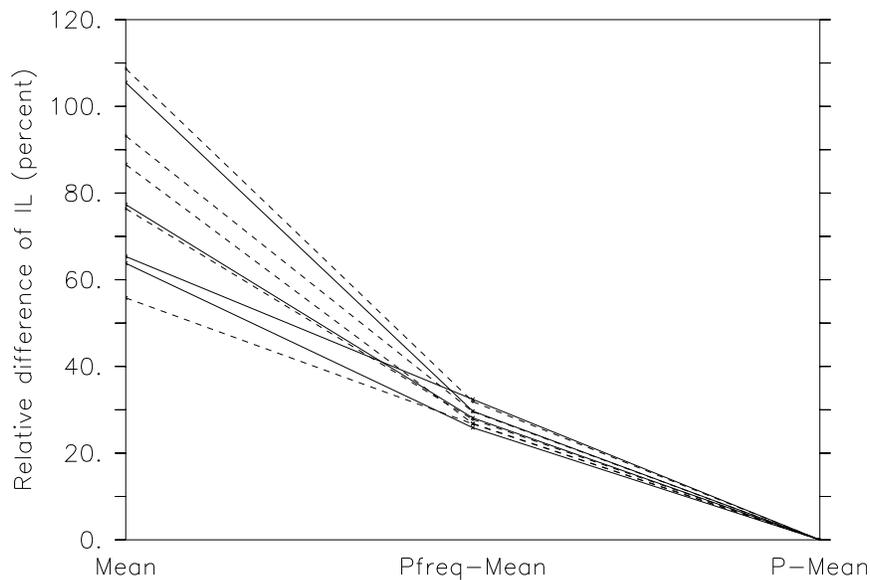


FIG. 2.22 – Evolution de la différence relative de perte par interception avec la désagrégation progressive des précipitations. La simulation de référence est P-Mean (les traits pleins correspondent aux régions humides, les traits pointillés aux régions sèches).

Dans la simulation $P_{\text{freq}}\text{-Mean}$, la pluie est simplement répartie uniformément sur les mailles sur lesquelles la pluie est différente de 0. Quand on passe de P-Mean à $P_{\text{freq}}\text{-Mean}$, la distribution spatiale des précipitations est donc préservée, mais l'intensité de la pluie moyennée. La figure 2.22 montre que, sur la péninsule ibérique, l'influence de l'intensité des précipitations, non négligeable, ne dépend ni du type de climat ni des caractéristiques de la surface puisque la différence relative entre P-Mean et $P_{\text{freq}}\text{-Mean}$ est constante (30%). La variabilité temporelle des intensités journalières au cours de l'année permet d'expliquer cette augmentation. En effet, nous avons, dans l'analyse de l'impact sur la perte par interception de l'agrégation des forçages, fait l'hypothèse que chaque pluie remplissait complètement les réservoirs du feuillage. Cette hypothèse était basée sur la moyenne annuelle des pluies journalières, sans tenir compte, en première approximation, de la variabilité des intensités journalières. Quand l'intensité est moyennée sur une région, la part des mailles de la région sur lesquelles les précipitations journalières dépassent 0.2 mm augmente de P-Mean à $P_{\text{freq}}\text{-Mean}$, alors que la part des mailles de la région sur lesquelles il pleut reste constante (cf. figure 2.23). Ceci explique que la perte par interception augmente, davantage de mailles pluvieuses ayant un réservoir du feuillage plein.

La perte par interception est moins sensible à l'intensité des précipitations qu'à leur distribution spatiale ou "fréquence". En effet, de $P_{\text{freq}}\text{-Mean}$ à Mean, la perte par interception augmente de 30 à 70% selon les régions (cf. figure 2.22). La différence entre ces deux simulations est la distribution spatiale de la pluie. Dans un cas (Mean) la pluie est répartie uniformément sur la région entière, alors que dans l'autre cas ($P_{\text{freq}}\text{-Mean}$), la pluie est répartie uniformément uniquement sur les mailles de la région sur lesquelles il pleut dans la simulation P-Mean. Ce deuxième effet, qui correspond donc à l'abandon de la distribution

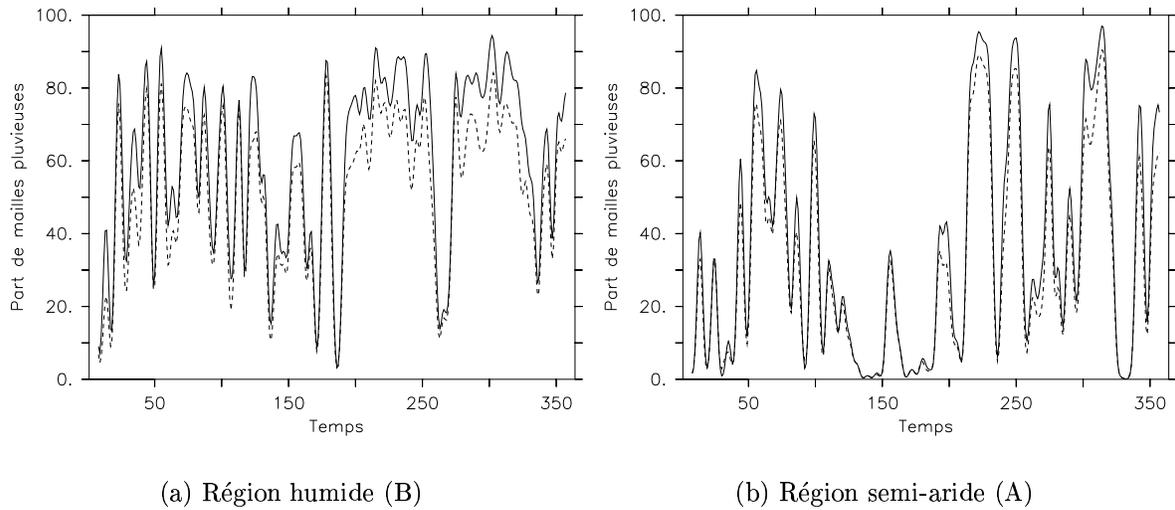


FIG. 2.23 – De mars à février, part (en %) des mailles de la région sur lesquelles les précipitations journalières dépassent 0.2 mm; comparaison des simulations $P_{\text{freq}}\text{-Mean}$ (traits pleins) et $P\text{-Mean}$ (traits pointillés) sur deux régions contrastées; un filtre binomial glissant de 15 jours est appliqué pour lisser chaque variable suivant l’axe des temps.

spatiale de la pluie, explique en général plus de la moitié de l’augmentation de la perte par interception. Ce résultat est en accord avec l’analyse de Rutter(1975) qui montre l’influence prédominante du régime de pluies (intermittent ou continu) devant l’intensité de la pluie (cf. figure 2.24).

Dans l’expérience numérique décrite, l’augmentation de la perte par interception entre $P_{\text{freq}}\text{-Mean}$ et Mean dépend de la région. La dispersion des réponses en fonction de la région est beaucoup plus importante pour ce deuxième effet. Cette dispersion doit être liée à la variabilité du volume total des réservoirs du feuillage qui ne reçoit pas d’eau. Ce volume est corrélé à l’augmentation de la perte par interception. Plus ce volume est grand, plus l’augmentation de la perte par interception entre $P_{\text{freq}}\text{-Mean}$ et Mean est importante. Cependant, cette corrélation est modulée par la distribution des précipitations pendant l’année.

Cette décomposition de l’augmentation de la perte par interception permet de comparer (en partie) l’importance relative de la distribution spatiale des pluies et de l’intensité des pluies dans la simulation de la perte par interception. On montre que la perte par interception est davantage sensible à la distribution spatiale des pluies qu’à leur intensité. Conserver une variabilité spatiale correcte de la fréquence des précipitations permet de limiter l’augmentation de la perte par interception à 30%. Cette augmentation de 30% d’une perte par interception relative de 0.15 reste limitée bien que la résolution passe de 20 à 240 km.

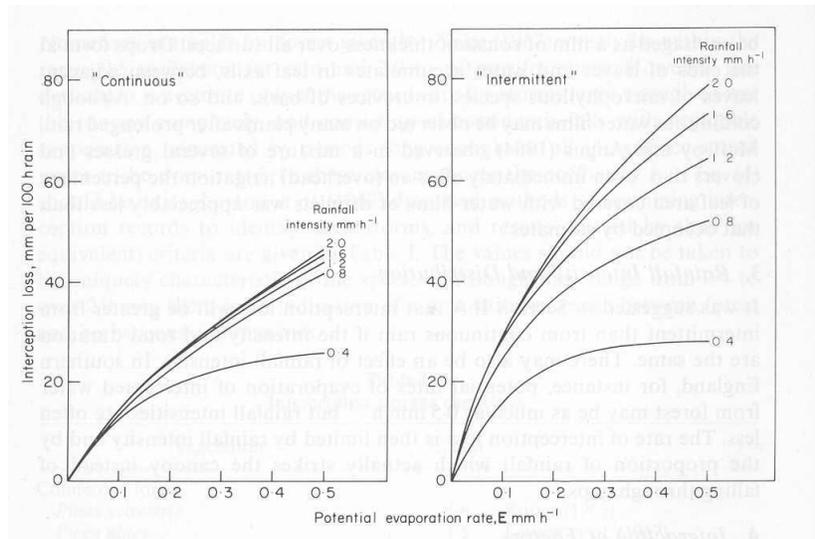


FIG. 2.24 – Perte par interception pour 100 heures de pluie sur une canopée ayant une capacité de stockage de 1 mm, en fonction du taux d'évaporation potentielle, de l'intensité de la pluie et de la distribution intermittente ou continue de la pluie (figure reproduite d'après (Rutter 1975))

2.7.2 Reconstruction de la variabilité sous-maille de l'intensité de la pluie : une méthode simple de "désagrégation" de la pluie dans une maille de MCG

Après avoir souligné l'importance de la fréquence des précipitations dans la simulation de la perte par interception et donc dans le bilan d'eau, l'objectif est de mesurer plus précisément l'importance de l'intensité des précipitations dans la simulation du bilan d'eau, de façon indépendante, c'est-à-dire en construisant une simulation où la distribution d'intensités est conservée. On pourra alors comparer cette nouvelle simulation à la simulation $P_{\text{freq}}\text{-Mean}$ dans laquelle la distribution de fréquences est préservée.

On souhaite donc mettre en place une méthode pour introduire de la variabilité sous-maille pour l'intensité de la pluie dans une maille de 240×240 km correspondant à une maille de MCG, en vue d'améliorer les résultats de la simulation du bilan hydrologique. L'introduction de variabilité sous-maille, ou plus globalement la désagrégation, peut se faire de diverses façons (Giorgi and Mearns 1991; Hewitson and Crane 1996; Mearns et al. 1999). Les deux catégories principales sont 1) les modèles de climat régional emboîtés qui permettent une augmentation de la résolution des simulations climatiques mais sur une région limitée et 2) les méthodes statistiques semi-empiriques qui utilisent un lien observé entre grande échelle et échelle régionale. Certaines méthodes de désagrégation utilisent un générateur local de temps conditionné en partie par la circulation à grande échelle pour simuler des valeurs locales de pluie journalière et en déduire des statistiques de la pluie localement (Goodess and Palutikov 1998; Bouraoui et al. 1999; Busuioc and von Storch 2003). L'occurrence de pluie est souvent prise en compte par un processus de Markov et la distribution de l'intensité de la pluie un jour où il pleut est représentée par une loi biaisée, exponentielle mixte ou Gamma

à deux paramètres. Les paramètres de ces modèles sont variables au cours de l'année et le conditionnement par la grande échelle peut se faire à travers eux.

Comment adapter simplement ces méthodes dans le contexte de cette étude ?

D'une part, des valeurs locales et à haute résolution temporelle de la pluie sont nécessaires pour simuler les différentes composantes du bilan d'eau avec ORCHIDEE. D'autre part, nous disposons d'une simulation régionale à haute résolution (20 km) de la pluie sur laquelle nous pouvons nous reposer pour établir les caractéristiques de la pluie à haute résolution.

Dans notre cas, nous choisissons de présenter une méthode très simple et hybride, que l'on sait soumise à caution du fait en particulier de sa très grande simplicité au regard de la complexité du processus de précipitation, et des nombreuses hypothèses sur lesquelles elle repose. Nous utilisons les précipitations à 20 km fournies par le modèle de circulation régionale PROMES pour déterminer les propriétés statistiques de la pluie à haute résolution, dans chaque région, et nous utilisons ensuite ces propriétés statistiques pour reconstruire un champ de pluie à haute résolution.

Nous qualifions cette méthode d'hybride car d'une part elle utilise une simulation régionale à haute résolution ce qui constitue une première approche de la désagrégation, et d'autre part elle permet la reconstruction de la pluie localement à partir de la pluie moyenne, ce qui constitue un conditionnement par la grande échelle, et des propriétés statistiques locales de la pluie.

Présentation de la méthode

Une loi Gamma est d'abord ajustée pour chaque saison à l'ensemble des valeurs de pluie journalière non nulles de chaque maille de 20 km, et à l'ensemble des valeurs moyennes de pluie non nulles sur chaque maille de 240 km.

On suppose pour cela que les événements journaliers de pluie sont indépendants les uns des autres en chaque point, et que loi Gamma peut s'ajuster aux distributions journalières de pluie.

On rappelle que la loi Gamma a l'expression suivante :

$$f(x) = \frac{b^{-a} x^{a-1} \exp(-\frac{x}{b})}{\Gamma(a)}$$

où

$$\Gamma(a) = \int_0^{+\infty} \exp(-x) x^{a-1} dx$$

a et b sont deux paramètres. a représente la forme de la distribution près de l'origine, et b est lié à la vitesse de convergence vers 0 de la PDF (largeur de la distribution). Ils peuvent être calculés à partir de la moyenne, μ , et de l'écart-type, σ , de la distribution :

$$b = \frac{\sigma^2}{\mu}, \quad a = \frac{\mu^2}{\sigma^2}$$

Le seuil pluie/non pluie est fixé à la valeur de 0.2 mm/jour. Le choix du seuil est important et dépend de la région (Busuioc and von Storch 2003). Nous avons testé des valeurs

comprises entre 1.10^{-5} mm/jour et 0.2 mm/jour. Le paramètre a dépend largement du seuil choisi tandis que le paramètre b y est peu sensible. Le bilan d'eau régional varie peu entre ces deux extrêmes. Nous avons choisi la valeur de 0.2 mm/jour un peu arbitrairement en constatant que les valeurs choisies dans la littérature étaient plus proches de la valeur maximum (Richardson 1981; Martin-Vide and Gomez 1999; Busuioc and von Storch 2003).

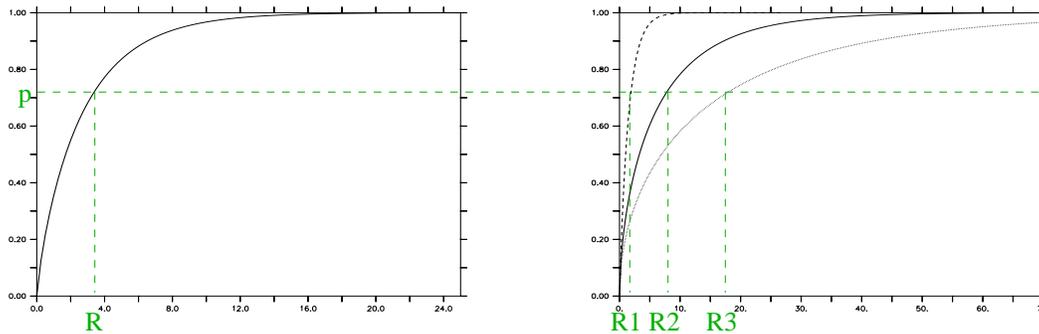
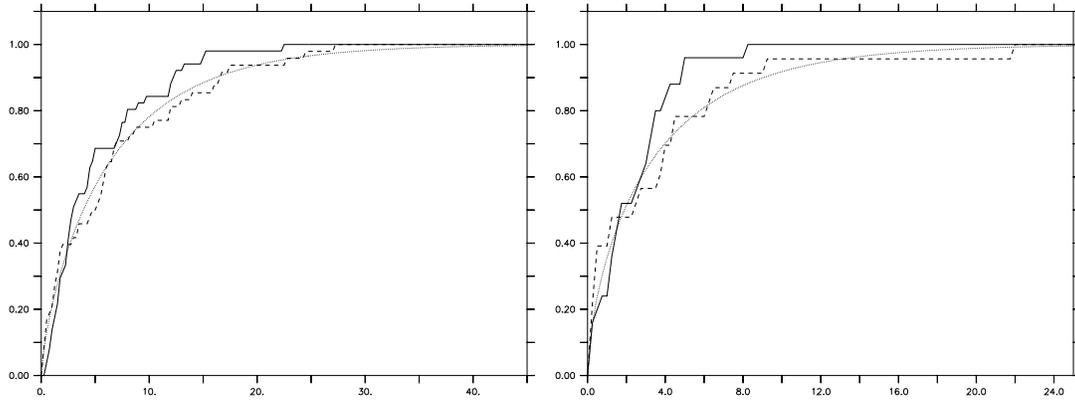


FIG. 2.25 – Illustration de la méthode de “désagrégation” : à gauche, distribution de densité de probabilité cumulée de la pluie moyenne (résolution de 240 km) ; à droite, distributions de densité de probabilité cumulée pour trois mailles de 20×20 km.

Ensuite, on “oublie” les valeurs de pluie locales et on procède à l’expérience suivante : on suppose que l’on ne connaît que la pluie moyenne et les caractéristiques statistiques de la pluie sur chaque maille de 20 km. On reconstruit alors la pluie localement comme suit. La figure 2.25 illustre la méthode employée. R est l’intensité de la pluie à basse résolution pour un jour donné, sur la maille de 240 km ; on suppose que la probabilité d’occurrence cumulée de chaque événement grande échelle (p) est la même que les probabilités d’occurrence cumulées de chaque événement local pour calculer la pluie pour chaque maille de 20 km (on obtient les valeurs R_i). Cette hypothèse repose sur l’idée que l’échelle synoptique joue un rôle prédominant dans la détermination de la pluie locale. Les nouvelles valeurs locales journalières sont enfin normalisées de façon à conserver le cumul de pluie moyenne. Nous avons constaté que cette normalisation perturbait peu la répartition des pluies obtenue au préalable.

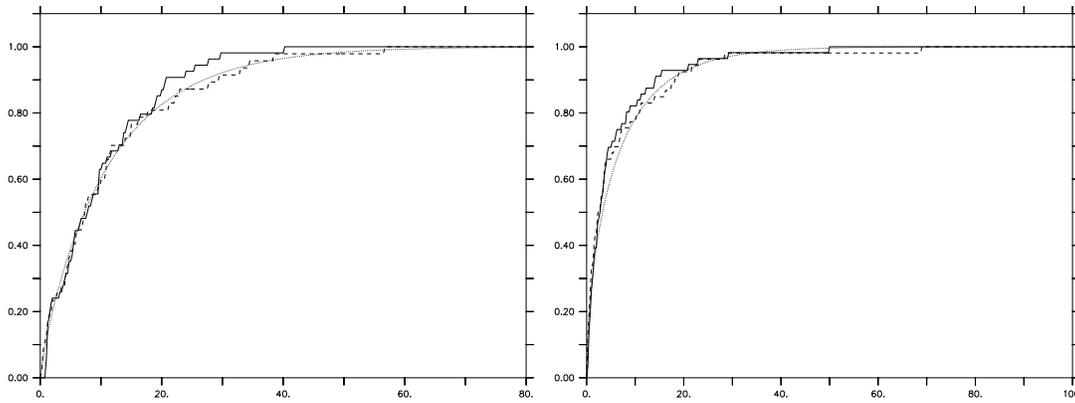
Qualité de l’ajustement de la loi et de la reconstruction de la pluie

La figure 2.26 présente les distribution des densités de probabilité cumulée pour chaque saison de la pluie de référence, de la loi ajustée, et de la pluie reconstruite. L’estimation des paramètres de la loi Gamma pour chaque maille et pour chaque saison s’est faite en utilisant la méthode du maximum de vraisemblance (logiciel *Matlab*). On peut observer que la loi Gamma ajustée aux distributions de pluie préserve à la fois la forme de la distribution près de zéro et la largeur de la distribution. La distribution reconstruite correspond à la distribution de référence au voisinage de 0, mais la fréquence des valeurs moyennes est sur-estimée et celle des fortes valeurs sous-estimée. On a davantage de pluie qui reste autour de la moyenne, ce qui est cohérent avec le fait que nous partons de la pluie moyenne pour calculer ces nouvelles distributions.



(a) Printemps ($a = 0.74$, $b = 0.82 \cdot 10^{-3}$)

(b) Eté ($a = 0.62$, $b = 0.52 \cdot 10^{-3}$)



(c) Automne ($a = 0.85$, $b = 1.22 \cdot 10^{-3}$)

(d) Hiver ($a = 0.56$, $b = 1.1 \cdot 10^{-3}$)

FIG. 2.26 – Distribution des densités de probabilité cumulée saisonnières en fonction de l'intensité de la pluie (mm/j) : comparaison de la loi Gamma choisie (petits traits pointillés) à la distribution de référence (traits pointillés) et à la distribution reconstruite (traits pleins).

2.7.3 Importances relatives de la fréquence et de l'intensité des précipitations en zone humide intermédiaire

Dans cette partie, nous nous attachons à comparer les importances relatives de la fréquence et de l'intensité des précipitations. Pour cela, nous présentons les résultats de simulations sur une région humide de la péninsule ibérique, relativement hétérogène et à la frontière de la zone sèche (cf. région C sur la figure 2.7). On compare, sur cette région, les résultats de la simulation $P_{\text{freq}}\text{-Mean}$ aux résultats d'une nouvelle simulation, $P_{\text{desa}}\text{-Mean}$, dans laquelle la pluie est construite par la méthode décrite précédemment (cf. section 2.7.2). Les autres forçages ont une résolution de 240 km. Cette dernière simulation permet d'isoler grossièrement l'effet de l'intensité des précipitations. La pluie est en effet désagrégée à partir de la pluie moyenne et des propriétés locales de la pluie sur la région considérée. La pluie est redistribuée (en volume) à chaque pas de temps sans que la fréquence des pluies sur chaque maille ne soit modifiée (la fréquence reste grosso modo celle de la pluie moyenne).

A l'échelle de la région

La région étudiée reçoit en moyenne une pluie de 792 mm/an. Sur les mailles de 20×20 km, les pluies ont une importante variabilité spatiale (entre 200 et 3.10^3 mm/an) et environ 60% des mailles reçoivent moins d'eau que la moyenne (cf. figure 2.28(a)). La partie la plus humide de la région est nettement plus arborée que le reste de la région où la part des cultures et prairies dépasse 60%.

	P	R	E	IL	TR
P-Mean	792	245 (100%)	548	116 (100%)	420
Mean	792	171 (70%)	620	190 (163%)	413
$P_{\text{freq}}\text{-Mean}$	792	187 (76%)	604	146 (126%)	444
$P_{\text{desa}}\text{-Mean}$	785	204 (83%)	582	206 (177%)	358

TAB. 2.4 – Cumuls annuels de variables du bilan hydrologique (P=précipitations, R=ruissellement, E=évapotranspiration, IL=perte par interception, et TR=transpiration) pour différentes simulations.

Comparons tout d'abord à l'échelle régionale les simulations $P_{\text{freq}}\text{-Mean}$ et $P_{\text{desa}}\text{-Mean}$. Le tableau 2.4 présente l'essentiel des composantes du bilan d'eau à l'échelle annuelle. Le ruissellement augmente dans la simulation $P_{\text{desa}}\text{-Mean}$ et cette augmentation est faible (+13% de P-Mean, par rapport à la valeur de Mean), mais deux fois plus importante que celle obtenue dans la simulation $P_{\text{freq}}\text{-Mean}$. Le cycle annuel du ruissellement, et en particulier son démarrage en automne, sont mieux représentés dans $P_{\text{desa}}\text{-Mean}$ (cf. figure 2.27).

Concernant la perte par interception, la simulation $P_{\text{freq}}\text{-Mean}$ apporte une amélioration significative (réduction de la sur-estimation de 37% par rapport à Mean), alors que sa valeur augmente encore légèrement dans la simulation $P_{\text{desa}}\text{-Mean}$ par rapport à Mean. On retrouve donc le rôle prédominant de la fréquence des précipitations dans la simulation correcte de la perte par interception. On peut expliquer la légère augmentation de la perte par interception dans la simulation $P_{\text{desa}}\text{-Mean}$ (par rapport à la simulation Mean) par le

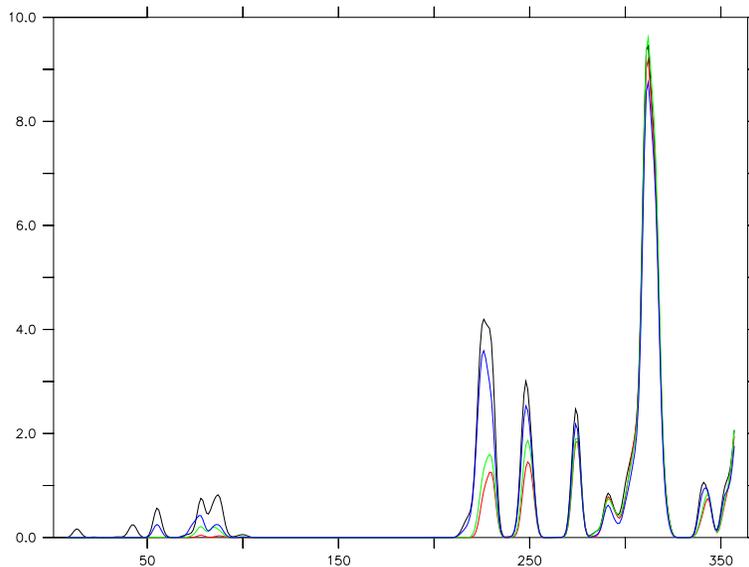


FIG. 2.27 – Cycle annuel du ruissellement pour différentes simulations (noir= P -Mean (référence), rouge=Mean, vert= P_{freq} -Mean, bleu= P_{desa} -Mean). Un filtre binomial glissant de 15 jours est appliqué pour lisser le ruissellement suivant l'axe des temps.

comportement des petites mailles les plus humides (cf. figure 2.28(d)). Ces mailles sont recouvertes essentiellement de forêts qui ont un réservoir d'eau sur le feuillage plus grand que celui des cultures ou prairies. Dans la simulation P_{desa} -Mean, la pluie est redistribuée et ces mailles humides reçoivent plus d'eau que dans la simulation Mean, mais aussi souvent : leur perte par interception augmente. Sur les mailles plus sèches, cet effet ne se voit pas, sans doute du fait de la taille plus réduite des réservoirs (chaque pluie les remplit).

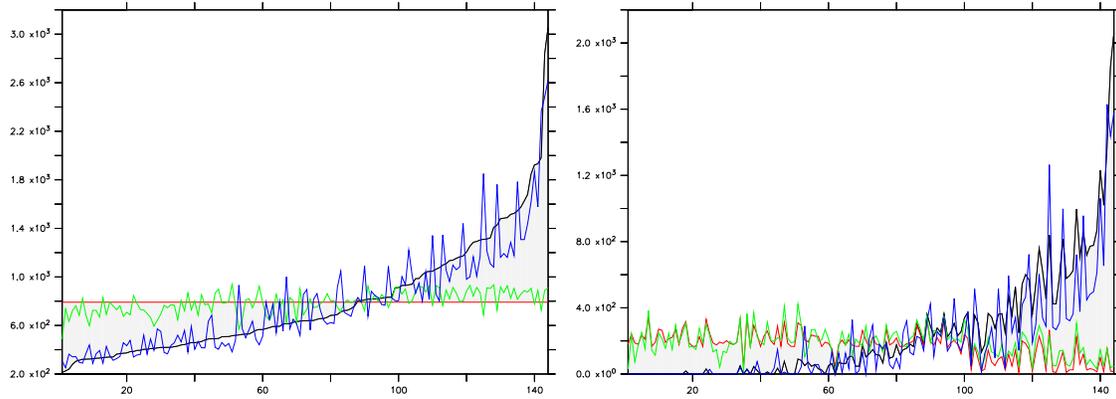
On note une légère diminution des précipitations moyennes dans le cas de la simulation P_{desa} -Mean. Cette diminution est liée au choix du seuil de pluie/non pluie lors de la reconstruction.

A l'échelle régionale, la réintroduction d'une variabilité sous-maille de la fréquence des pluies a un effet significatif sur la perte par interception et donc sur le bilan d'eau. La réintroduction de variabilité sous-maille pour l'intensité de la pluie augmente un peu le ruissellement annuel sans réduire la perte par interception. L'intérêt de la simulation P_{desa} -Mean par rapport à la simulation P_{freq} -Mean est limité à cette échelle tout du moins sur cette région. Elle améliore cependant la répartition des précipitations entre évapotranspiration et ruissellement.

Localement

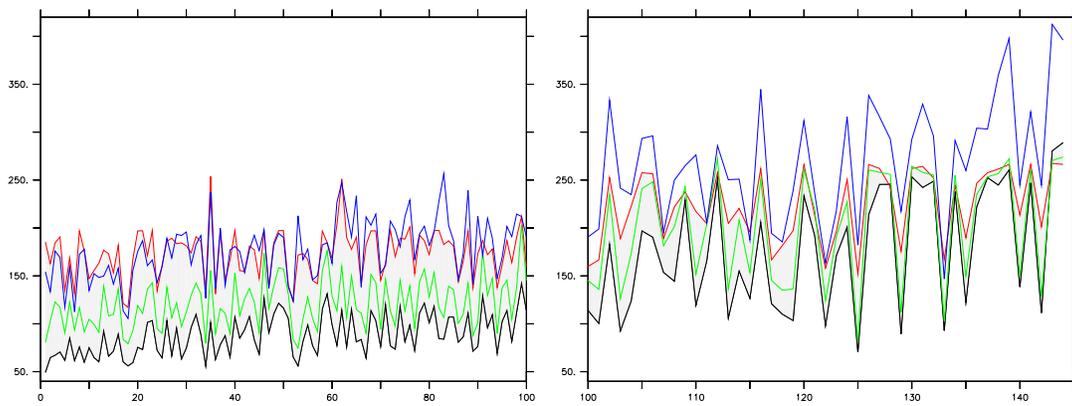
Localement, l'intérêt de la simulation P_{desa} -Mean est beaucoup plus visible. Les figures 2.28(a) montrent que les distributions spatiales des pluies et du ruissellement sont améliorées par rapport à celles de P_{freq} -Mean qui restent autour de celles de Mean. On retrouve ainsi approximativement les zones sans ruissellement et les zones de plus fort ruissellement.

Au contraire, la simulation de la perte par interception est localement améliorée par



(a) Précipitation

(b) Ruissellement



(c) Perte par interception (1)

(d) Perte par interception (2)

FIG. 2.28 – Cumuls annuels de précipitations, ruissellement et perte par interception (en mm/an) sur l'ensemble des mailles de la région étudiée en fonction de la maille (elles sont classées par ordre croissant des précipitations), pour différentes simulations (noir= P -Mean, rouge=Mean, vert= P_{freq} -Mean, bleu= P_{desa} -Mean).

rapport à la simulation Mean dans la simulation P_{freq} -Mean. Dans la simulation P_{desa} -Mean, les valeurs de perte par interception sont comparables à celles de la simulation Mean pour les mailles moins humides, et plus fortes pour les mailles très humides (au-delà de la maille 100). Ces valeurs sont donc largement sur-estimées par rapport aux valeurs observées.

	Maille humide				Maille semi-aride			
	P	R	IL	TR	P	R	IL	TR
P-Mean	1515	995	93	411	332	0	60	263
Mean	792	225	167	381	792	191	163	400
P_{freq} -Mean	825	306	103	401	670	156	91	398
P_{desa} -Mean	1285	721	147	390	393	0	148	223

TAB. 2.5 – Cumuls annuels de variables du bilan hydrologique sur deux mailles de 20 km (P=précipitations, R=ruissellement, IL=perte par interception, et TR=transpiration) pour différentes simulations.

Regardons maintenant à titre d'exemple l'évolution sur l'année des différentes composantes du bilan d'eau sur deux mailles de 20 km contrastées, une maille humide (cf. figure 2.29) et une maille semi-aride (cf. figure 2.30). Le tableau 2.5 présente les composantes principales du bilan d'eau annuel sur ces deux mailles. On constate à nouveau une meilleure estimation des contrastes de pluie entre les deux mailles et une amélioration de la simulation du ruissellement pour la simulation P_{desa} -Mean par rapport à la simulation P_{freq} -Mean. Sur la maille humide, les maxima de pluie sont en général mieux reproduits lorsque la pluie est désagrégée et le démarrage du ruissellement a lieu au bon moment. Ainsi le maximum autour du jour 225 (mi-octobre), qui correspond au démarrage du ruissellement dans la simulation P-Mean, est mieux reproduit dans P_{desa} -Mean ce qui permet un remplissage plus rapide du sol et un démarrage du ruissellement (cf. figure 2.30). Cependant, on retrouve la sur-estimation de la perte par interception présente dans la simulation Mean.

Sur la maille semi-aride, on constate l'amélioration des précipitations et du ruissellement (disparition dans P_{desa} -Mean conforme à P-Mean). On peut aussi voir l'évolution du contenu en eau du sol, qui est largement sur-estimé dans les simulations Mean et P_{freq} -Mean, mais simplement légèrement sous-estimé dans la simulation P_{desa} -Mean (cf. figure 2.29). La simulation de la transpiration est donc largement améliorée quand la pluie est désagrégée.

Finalement, la variabilité sous-maille de l'intensité de la pluie a une importance cruciale pour la simulation du ruissellement quand on s'intéresse à la distribution des valeurs locales. Elle ne permet pas cependant de limiter la sur-estimation de la perte par interception. Les résultats resteront donc biaisés dans les zones où la perte par interception est un processus prédominant et représentant une part significative du bilan d'eau.

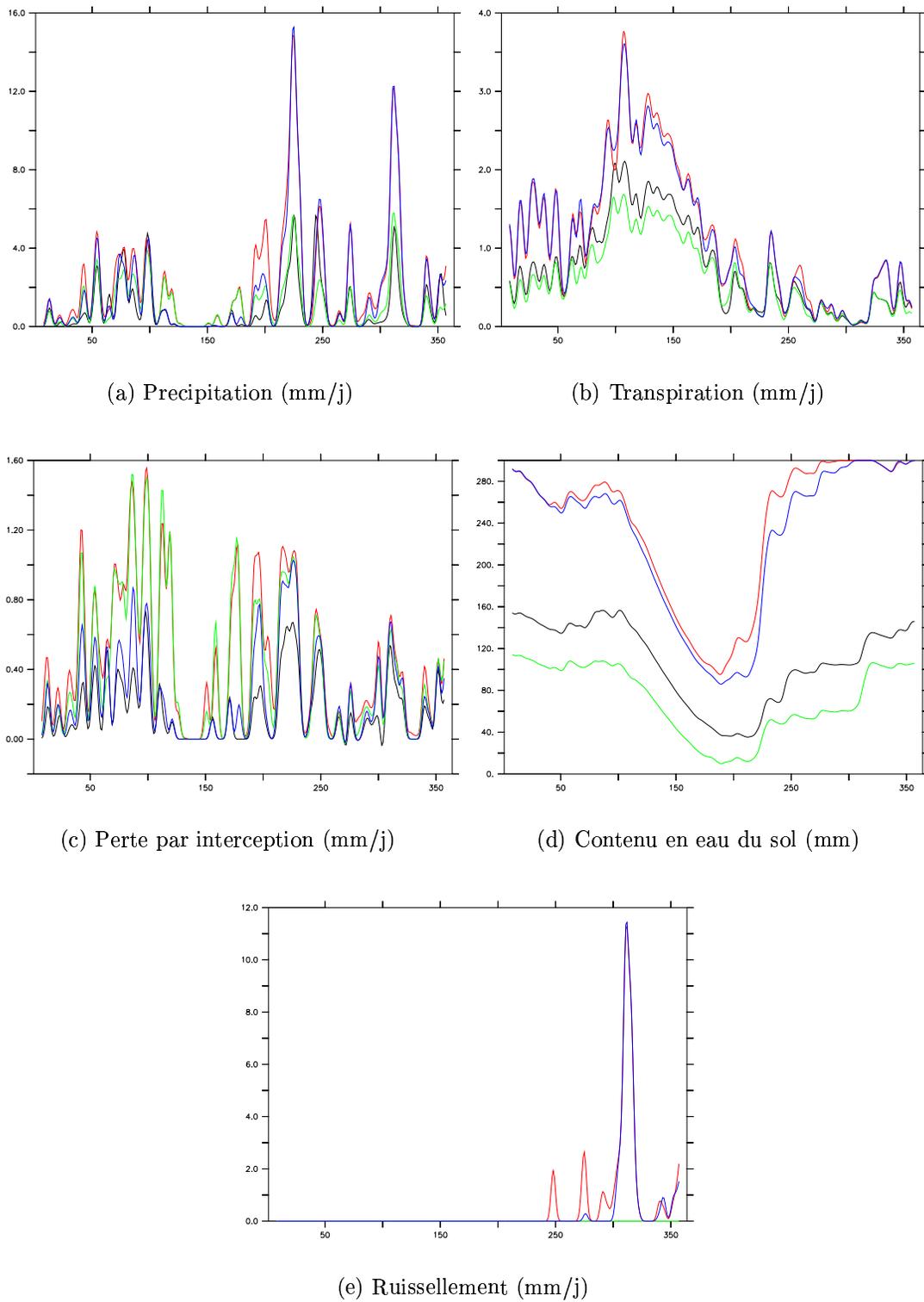


FIG. 2.29 – Cycle annuel des différentes variables du bilan hydrologique sur une maille semi-aride (il pleut 332 mm/an sur cette maille dans P-Mean) pour différentes simulations (noir=P-Mean, rouge=Mean, bleu= P_{freq} -Mean, vert= P_{desa} -Mean). Un filtre binomial glissant de 15 jours est appliqué pour lisser chaque variable suivant l'axe des temps.

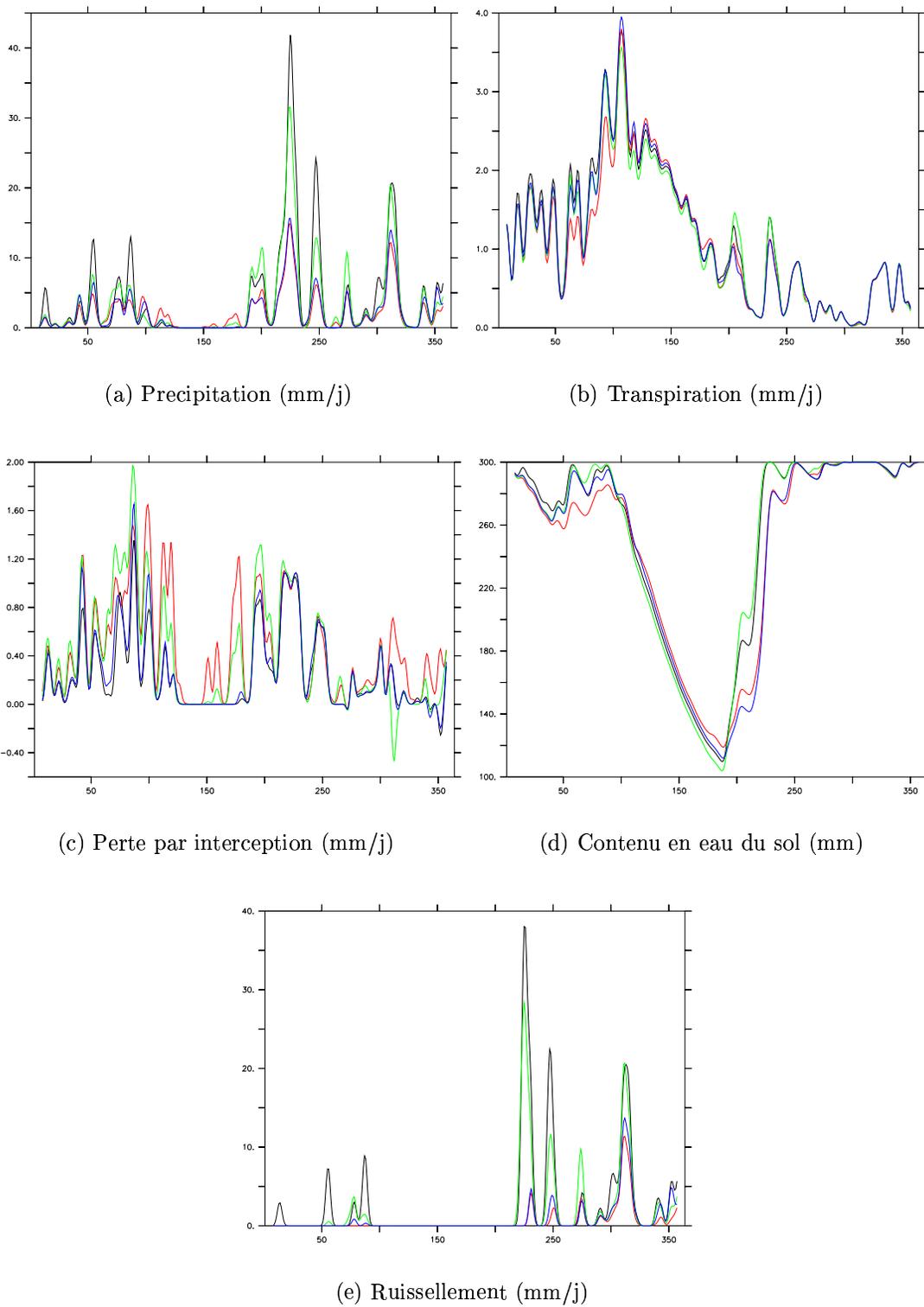


FIG. 2.30 – Cycle annuel des différentes variables du bilan hydrologique sur une maille humide (il pleut 1515 mm/an sur cette maille dans P-Mean) pour différentes simulations (noir=P-Mean, rouge=Mean, bleu= P_{freq} -Mean, vert= P_{desa} -Mean). Un filtre binomial glissant de 15 jours est appliqué pour lisser chaque variable suivant l'axe des temps.

2.8 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons tenté de comprendre comment les processus hydrologiques dépendent de la résolution des forçages atmosphériques. Nous avons utilisé le schéma de surface ORCHIDEE avec des forçages fournis par le modèle de climat régional PROMES. Ces forçages ont une résolution spatiale de 20×20 km qui est donc plus fine que la résolution typique d'un MCG. Dans la première expérience, les sorties de PROMES ont été progressivement agrégées et utilisées en entrée d'ORCHIDEE, pour analyser l'impact de la résolution sur la simulation du bilan d'eau. Ensuite, la variabilité sous-maille de la surface et des différents forçages a été réintroduite pas à pas, en vue d'isoler les éléments essentiels de variabilité sous-maille.

Les résultats présentés doivent être considérés en tenant compte des limites inhérentes à l'expérience. Les forçages utilisés sont les sorties d'un modèle régional sur un an. Même si cette année est représentative du climat de l'Espagne, la variabilité interannuelle ne peut pas être prise en compte. Par ailleurs, les simulations du bilan hydrologique sont réalisées en mode forcé ce qui empêche toute rétroaction de la surface vers l'atmosphère. Enfin, un seul schéma de surface est utilisé. La comparaison avec d'autres schémas de surface sur une autre région, le bassin versant du Rhône, figurera dans l'expérience présentée au chapitre 3.

Nous avons tout d'abord apporté des éléments importants de validation du bilan hydrologique de référence simulé par ORCHIDEE, en comparant deux composantes essentielles du bilan hydrologique, les précipitations et les débits à l'exutoire des principaux fleuves, à des observations disponibles. Globalement, la simulation de référence est en relativement bon accord avec ces observations, ce qui renforce la validité des résultats présentés.

Les conséquences principales de l'agrégation progressive des forçages et en particulier des précipitations ont été étudiées d'abord. Le premier effet de l'agrégation sur le cycle de l'eau est l'augmentation significative de la perte par interception. Cette augmentation peut conduire à des valeurs irréalistes du rapport perte par interception sur précipitations, en particulier sur les régions semi-arides, quand la résolution spatiale est inférieure à 100 km. Nous avons souligné que cette augmentation de la perte par interception dépend principalement de la fréquence des précipitations et moins de leur intensité.

Le deuxième effet de l'agrégation des forçages est la diminution du ruissellement dans la région humide, pendant la période de remplissage du sol (en automne et au début de l'hiver). Cette diminution s'explique par la réduction de la fréquence du ruissellement et elle peut atteindre jusqu'à 55% de la valeur de référence à haute résolution.

Les autres composantes du bilan hydrologique s'ajustent aux modifications de la perte par interception et du ruissellement, en fonction du climat. La distribution des précipitations entre ruissellement, transpiration, perte par interception et évaporation du sol nu est modifiée quand la résolution diminue. En région sèche, l'augmentation de la perte par interception est compensée par une réduction de la transpiration et le contenu en eau du sol est réduit. En région humide, le démarrage du ruissellement est retardé et il se produit sur une période de temps plus courte, conséquence de la perte par interception accrue et de la variabilité spatiale réduite des apports d'eau.

Nous avons ensuite montré que la végétation joue un rôle important dans la répartition des précipitations entre évapotranspiration et ruissellement et qu'elle influençait largement le stockage de l'eau dans le sol. La seule prise en compte de la variabilité sous-maille de la végétation permet en effet de reconstruire une part significative de la variabilité sous-maille du contenu en eau du sol, sauf en hiver en région humide. Dans cette dernière situation, la variabilité sous-maille de la pluie semble jouer un rôle crucial.

Dans le cadre de la deuxième expérience, nous avons souligné l'importance cruciale de la variabilité sous-maille des précipitations pour une simulation correcte du bilan d'eau. Son effet est dominant. La désagrégation du rayonnement solaire incident et du vent semblent avoir peu d'effet sur les résultats, alors que celle des trois variables thermodynamiques, température et humidité de l'air, et pression à la surface a un impact significatif. Ces trois variables doivent avoir la même résolution spatiale pour éviter une estimation erronée de la rosée et une perturbation du bilan d'eau.

Nous avons enfin tenté d'estimer l'importance relative des différentes composantes de la pluie, intensité et fréquence, dans la simulation du bilan d'eau. Nous avons en particulier étudié la sensibilité de la perte par interception et du ruissellement à ces deux composantes. Nous avons constaté que la réintroduction de la variabilité sous-maille de la fréquence des pluies a un effet significatif sur la qualité de la simulation de la perte par interception à l'échelle régionale, alors que la réintroduction de la variabilité sous-maille de l'intensité des pluies améliore significativement la simulation du ruissellement, quand on s'intéresse à la distribution des valeurs locales.

Chapitre 3

Le projet d'intercomparaison Rhône-Aggregation

Les modèles de circulation générale (MCG) sont des outils d'une grande complexité. En effet, ils résultent du couplage de modèles eux-mêmes complexes de l'atmosphère, des surfaces continentales, et parfois de l'océan, de la biogéochimie et de la chimie. Nous nous intéressons de nouveau dans ce chapitre à une des composantes des MCG, le schéma de surface associé aux surfaces continentales, et aux interactions entre la surface et l'atmosphère. Des grandeurs simulées par les schémas de surface comme l'évapotranspiration ou la température de la surface ont en effet une influence significative sur la simulation de la circulation générale de l'atmosphère. Par ailleurs, les précipitations, la température et l'humidité de l'air, la pression à la surface et le vent sont des variables atmosphériques qui conditionnent le comportement hydrologique des surfaces continentales. Les interactions et les rétroactions entre la surface et l'atmosphère sont donc complexes.

Plusieurs projets tels que PILPS ou GSWP ou Rhône-AGGregation (Henderson-Sellers et al. 1995; Dirmeyer et al. 1999; Boone et al. 2001) ont choisi de comparer entre eux, et à des observations disponibles, un ensemble de schémas de surface, en isolant ainsi les processus de surface. Lors de ces comparaisons, les modèles fonctionnent en mode forcé, découplés du MCG. Les forçages sont soit des observations, soit issus de simulations. L'objectif est l'amélioration de la compréhension des liens entre la surface et l'atmosphère, et des paramétrisations des différents processus physiques dans les schémas de surface.

Plus précisément, le projet GSWP s'intéresse à l'humidité du sol, une grandeur qui affecte à la fois les bilans d'eau et d'énergie, mais qui est rarement et mal mesurée. Les objectifs de ce projet sont la production, par un ensemble de schémas de surface, d'une base de données d'humidités du sol (sur une période de 2 ans), la validation et la comparaison des résultats (Koike et al. 1999).

Le projet Rhône-AGGregation (Rhône-AGG) compare quant à lui 15 schémas de surface différents dont ORCHIDEE sur le bassin versant du Rhône (Boone et al. 2001). La spécificité de ce projet tient à l'existence d'observations atmosphériques à haute résolution spatiale (8 kilomètres) du climat sur cette région et à la disponibilité de mesures journalières de débits de rivières et de fleuves et de hauteurs de neige. Cette résolution est tout-à-fait remarquable et les expériences précédentes ne permettaient d'avoir accès qu'à des données de beaucoup plus grande échelle : la résolution spatiale n'est que de 1 degré dans le projet GSWP par

exemple. Le projet Rhône-AGG compare donc des bilans hydrologiques simulés à très haute résolution spatiale à des observations. Ce projet se complète par une étude de sensibilité des modèles à l'agrégation des forçages atmosphériques.

Dans la suite de ce chapitre, nous présentons tout d'abord rapidement le projet (**section 3.1**), puis les différents tests de sensibilité réalisés avec ORCHIDEE dans le cadre de ce projet (**section 3.2**). Des études de sensibilité à certains paramètres ont aussi été menées dans le cadre du projet GSWP (Koike et al. 1999). Elles ont montré que, à une résolution de 1 degré, l'impact de la variabilité sous-maille de l'infiltration (due à des hétérogénéités soit de l'humidité du sol, soit de la pluie) sur la simulation du bilan d'eau était significatif, alors que les propriétés de la végétation ou du rayonnement avaient une importance plus limitée (Dirmeyer et al. 1999). Nous pourrions ainsi comparer les résultats de nos tests de sensibilité à ceux obtenus dans le cadre du projet GSWP, même si la résolution spatiale est beaucoup plus fine dans notre étude. Enfin, nous analysons quelques résultats choisis du projet Rhône-AGG concernant l'agrégation des forçages, en faisant le lien avec l'étude effectuée sur la péninsule ibérique (**section 3.3**). L'étude de l'agrégation des forçages atmosphériques ressemble en effet au travail effectué sur la péninsule ibérique. L'intercomparaison de plusieurs modèles et le choix d'une région différente permettront de confirmer ou de relativiser les résultats que nous avons obtenus en Espagne.

3.1 Présentation du projet Rhône-AGG

3.1.1 Construction de l'expérience

Un modèle hydrologique distribué, MODCOU, développé par l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, a d'abord été couplé au schéma de surface ISBA sur le bassin versant du Rhône pour simuler le cycle hydrologique continental (Habets et al. 1999b; Habets et al. 1999a; Golaz-Cavazzi et al. 2001). Ce schéma de surface simulait les interactions entre la surface et l'atmosphère. Il estimait, à partir des forçages atmosphériques (précipitations, flux radiatifs, conditions atmosphériques), l'évapotranspiration, le contenu en eau du sol, le ruissellement et le drainage. Il fermait les bilans d'eau et d'énergie à la surface. Le modèle hydrologique distribué MODCOU calculait ensuite les débits des principaux fleuves et des principales rivières du bassin, à partir du ruissellement de surface et du drainage estimés par le schéma de surface. Au préalable, un système d'assimilation, SAFRAN, déterminait, à partir d'un réseau d'observations, les forçages atmosphériques à la surface utilisés ensuite par le schéma de surface.

L'expérience d'intercomparaison de schémas de surface Rhône-AGG s'est ensuite mise en place dans le cadre du système construit lors de ce premier couplage. La succession des différents modèles et leur agencement sont conservés : système d'analyse SAFRAN, schéma de surface, modèle hydrologique. Les différents schémas de surface prennent simplement tour à tour la place d'ISBA (cf. figure 3.1). Un réseau dense d'observations pluriannuelles sur le bassin versant du Rhône a permis de déterminer des forçages atmosphériques à la surface du bassin sur une période de 4 ans (1985-89). Chaque schéma de surface simule, à partir de ces forçages, les évolutions des différentes variables hydrologiques. MODCOU calcule ensuite les débits journaliers des principales rivières et des principaux fleuves, à partir du ruissellement

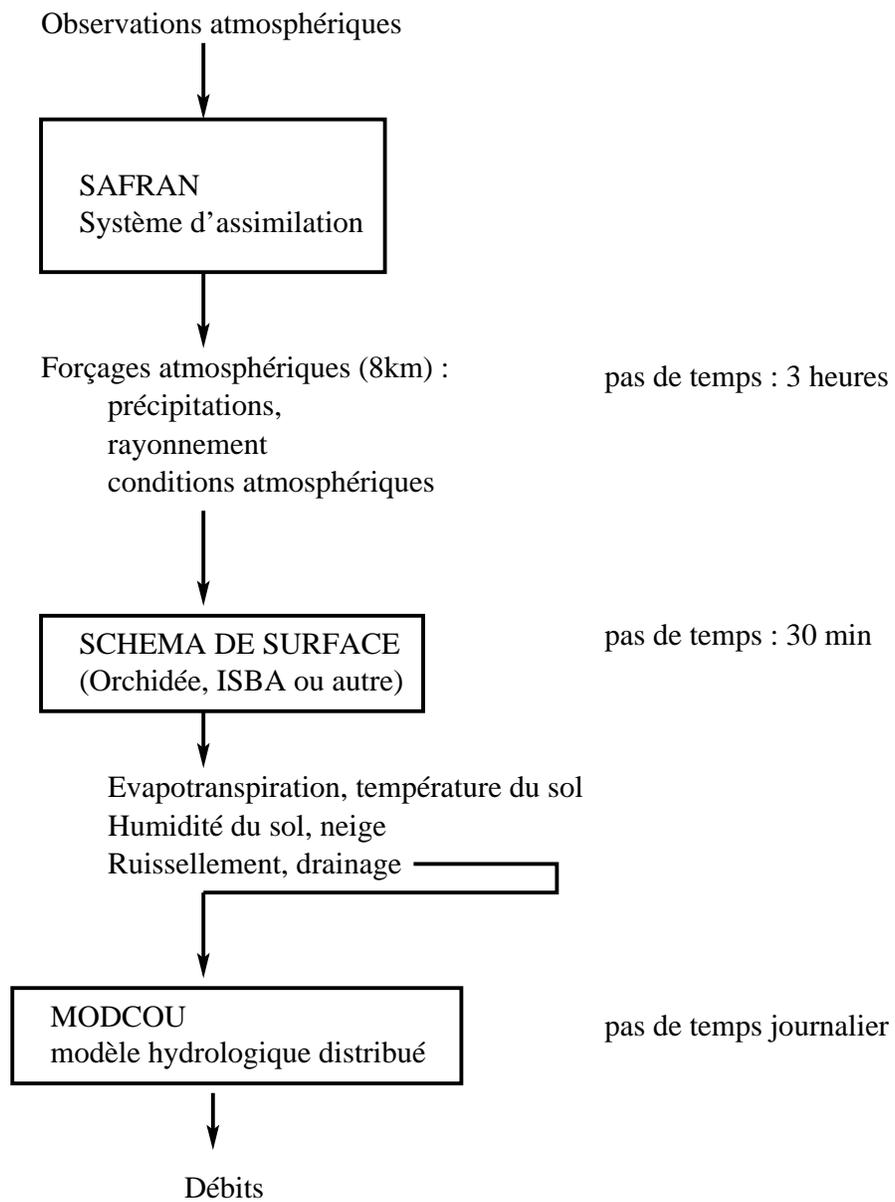


FIG. 3.1 – Agencement des différents modèles utilisés dans le projet Rhône-AGG.

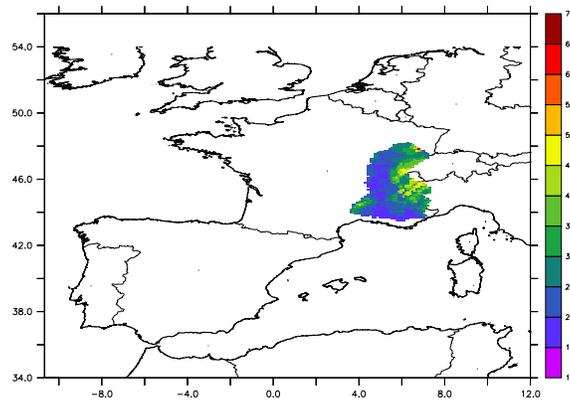


FIG. 3.2 – Localisation du bassin versant du Rhône en Europe ; pluviométrie pour l'année 1985-86 (mm/j)

et du drainage fournis par chaque schéma.

L'objectif est de comparer la capacité de différents schémas de surface à simuler le bilan hydrologique régional (sur une superficie équivalente à quelques mailles de MCG) dans le cadre de l'interface construite. Des données comme les hauteurs de neige en différentes stations et les débits journaliers de rivières ou fleuves aux régimes contrastés (le Rhône, la Saône, l'Ardèche et la Durance) servent de point de comparaison. Ensuite, puisque la haute résolution des forçages le permet, une étude des impacts de la résolution spatiale des forçages est menée. Une attention particulière est portée à l'évolution et à l'influence des différentes paramétrisations lors de l'agrégation des forçages.

3.1.2 Les expériences réalisées par chaque modèle

Le projet Rhône-AGG se décompose en trois étapes successives :

1. une simulation à haute résolution horizontale (8 km) sur le domaine entier – Exp1 –, qui permet la comparaison des différents modèles aux observations ;
2. une expérience d'agrégation des forçages, à des résolutions horizontales de 0.5×0.5 degré – Exp2b – et de 1×1 degré – Exp2a –, semblable à celle que nous avons effectuée sur l'Espagne, avec un test de l'importance de la variabilité sous-maille de la végétation par l'utilisation de la seule végétation dominante – Exp2c – ;
3. trois simulations ponctuelles correspondant à trois sous-bassins du Rhône – Exp3 – ; les débits calculés ont pu être comparés aux observations disponibles.

3.2 Sensibilité du schéma de surface à certains de ses paramètres

Les forçages climatiques disponibles couvrent quatre années successives, d'août 1985 à juillet 1989. La première année est considérée comme une année de mise à l'équilibre du modèle ; elle n'est pas étudiée dans le cadre du projet Rhône-AGG. Nous avons choisi un

certain nombre de critères de mise à l'équilibre du modèle. Nous comparons la valeur de la température du sol, T_s , les différents flux (de chaleur sensible, de chaleur latente et dans le sol), F , et l'humidité du sol, W , entre le 1^{er} janvier d'une année et le 1^{er} janvier de l'année suivante (différence absolue ou relative selon la variable). Les critères d'équilibre sont les suivants :

- $\Delta T_s \leq 0.01^\circ \text{ K}$;
- $\Delta F \leq 0.1 \text{ W/m}^2$ pour chaque flux ;
- et $\Delta W/W \leq 0.05\%$.

L'équilibre du modèle est atteint au bout de 5 années de simulation avec les mêmes forçages climatiques (ceux de l'année 1985-86). Dans la suite, la sensibilité du schéma de surface sera étudiée à l'équilibre ("5^eannée" 1985-86).

3.2.1 Présentation de la pluviométrie sur le bassin versant du Rhône

Le bassin versant du Rhône présente une grande variété de reliefs, de conditions de surface et de climats. Comme le décrit Golaz (Golaz-Cavazzi 1999), des climats très différents et contrastés comme les climats de montagne et méditerranéen y coexistent. Sur la figure 3.3(b), on peut distinguer notamment les zones montagneuses du Jura et des Alpes et les Cévennes, là où la part de neige dans les précipitations dépasse 50% en hiver. La neige est donc un processus important à prendre en compte sur ce bassin versant. La zone centrale, couloir protégé des perturbations par le Massif central, est visible sur la carte des précipitations hivernales (cf. figure 3.3(a)) : les précipitations sont nettement plus faibles sur cette zone. On peut aussi observer un fort contraste saisonnier entre été et hiver, en comparant les figures 3.3(c) et 3.3(a). La zone méditerranéenne et aride du Sud du bassin versant se distingue par des périodes sèches qui peuvent atteindre 15 jours en été (cf. figure 3.3(d)).

3.2.2 Présentation du bilan d'eau pour chaque simulation étudiée

Dans le cadre de ce projet, nous avons d'abord adapté la version standard du modèle ORCHIDEE (cf. section 2.1) pour prendre en compte les différentes caractéristiques de la surface fournies pour l'expérience. Ces caractéristiques sont plus précises que celles disponibles dans la version standard globale du modèle car elles sont spécifiquement adaptées au bassin versant du Rhône : les cartes de végétation, d'albédo (test 1) et de LAI (test 3) ont ainsi été modifiées. Puis, nous avons ensuite modifié d'autres paramètres du modèle pour tester sa sensibilité : changement de la résistance de surface (test 2), de la capacité maximum en eau du sol (test 4) et introduction d'un terme de drainage (test 5).

Le tableau 3.1 présente les valeurs annuelles et globales des composantes du bilan d'eau pour les différentes simulations que nous décrivons ensuite (tests 1 à 5) et pour la simulation de référence (REF). Dans cette étude, chaque modification s'ajoute à la précédente et les effets de chaque modification sont étudiés successivement. On peut déjà remarquer les influences significatives des tests 2, 4 et 5 (modifications de la résistance à l'évaporation du sol nu, de la capacité en eau du sol et du drainage) sur la répartition moyenne entre évapotranspiration et ruissellement.

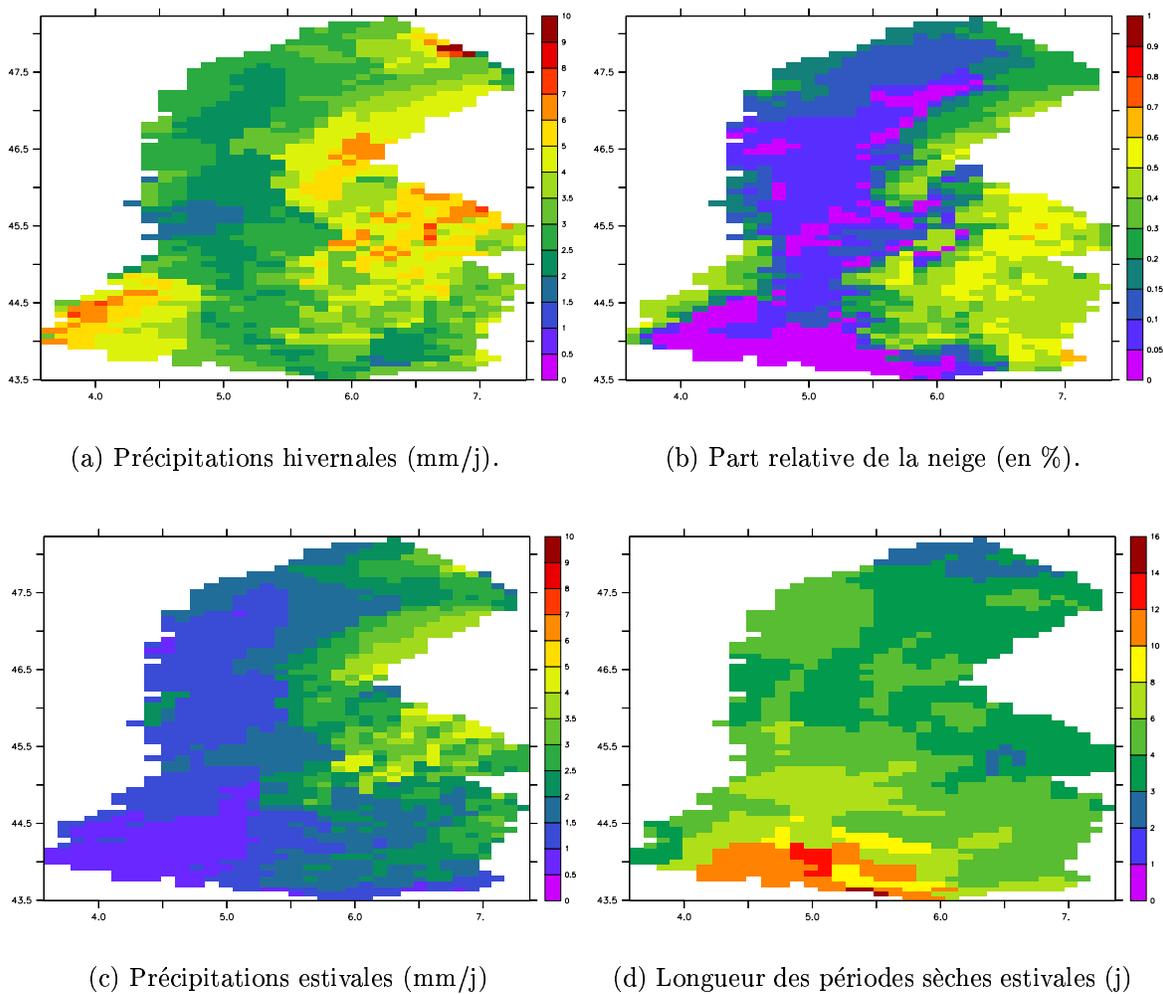


FIG. 3.3 – Moyennes saisonnières de variables liées aux précipitations (pluie et neige) pour l’année 1985-86.

	Evap	ESoil	ECanop	TVeg	Q	SoilMoist	<i>Modifications</i>
REF	0.945	0.0095	0.0723	0.7858	1.708	272.9/300	
test-1	0.9839	0.0783	0.0729	0.7585	1.669	272.4/300	<i>Albédo, végét.</i>
test-2	1.1225	0.2868	0.0709	0.6908	1.5305	267/300	<i>Résistance sol nu</i>
test-3	1.1419	0.278	0.077	0.7113	1.511	266.6/300	<i>LAI</i>
test-4	1.2148	0.3111	0.0765	0.7515	1.4378	397.7/440	<i>Capacité en eau</i>
test-5	1.1136	0.2550	0.0776	0.7050	1.5389	384.46/440	<i>Ajout drainage</i>

TAB. 3.1 – Valeurs moyennes annuelles (1985-86) de l’évapotranspiration (Evap), de l’évaporation du sol nu (ESoil), de la perte par interception (ECanop), de la transpiration (TVeg), du ruissellement (Q), en mm/j, et de l’humidité du sol (SoilMoist), en mm, sur le bassin versant, en fonction de la simulation. Résumé des modifications pour chaque simulation.

3.2.3 Nouvelles cartes de végétation et d'albédo (test 1)

Contrairement au modèle ORCHIDEE qui distingue 13 types de végétation (cf. Annexe A) pouvant coexister sur chaque maille, la carte de végétation proposée sur le bassin versant du Rhône dans le cadre de l'expérience comptait 10 types de couvert végétal définis à partir de la base CORINE. La première modification effectuée dans ORCHIDEE a été de changer les fractions de chaque type de couvert dans chaque maille pour retrouver les fractions de cultures, prairies, forêts persistantes, arbres caduques de Rhône-AGG ainsi que la fraction minimale de sol nu sur chaque maille. L'albédo a ensuite été modifié de façon cohérente.

Modification de la carte de végétation

On constate sur la figure 3.4 que les cartes obtenues sont très différentes. La part du sol nu dans chaque maille augmente et une part importante des cultures sur le Nord du bassin est remplacée par des prairies. La surface boisée augmente (cf. figure 3.5).

Modification de l'albédo

	Type de végétation				
	1	4-5	6	10-11	12-13
VIS	0.13	0.06	0.06	0.08	0.1
NIR	0.26	0.24	0.24	0.26	0.3

(a) Nouvelles valeurs (Rhône-AGG)

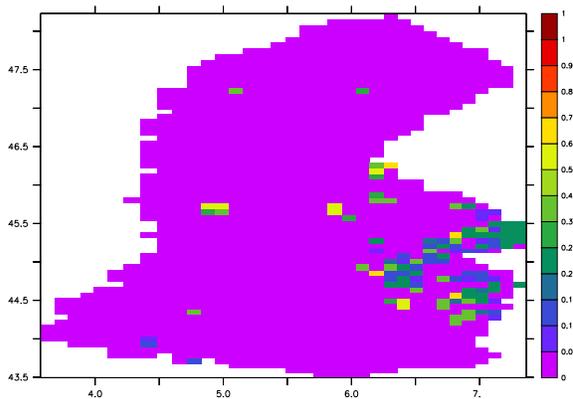
	Type de végétation					
	4	5	6	10	11	12-13
VIS	0.05	0.04	0.08	0.1	0.08	0.01
NIR	0.23	0.2	0.28	0.3	0.3	0.3

(b) Valeurs d'origine dans ORCHIDEE

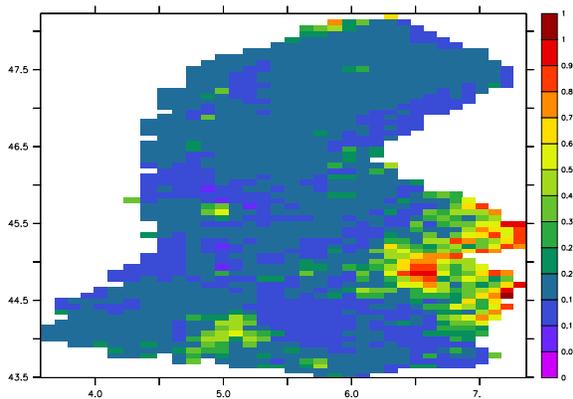
TAB. 3.2 – Albédo en fonction du type de végétation (12-13 sont des cultures, 10-11 des prairies, 4-5 des forêts persistantes, et 6 des arbres caduques). On distingue l'albédo visible, repéré par VIS, pour des rayonnements de longueurs d'ondes inférieures à $0.7\mu\text{m}$, et l'albédo dans le proche infrarouge, repéré par NIR, pour des rayonnements de longueurs d'ondes supérieures à $0.7\mu\text{m}$. En effet, le comportement de la végétation est différent dans ces deux domaines.

Le tableau 3.2(a) présente les valeurs modifiées de l'albédo en fonction du type de végétation. Ces modifications correspondent à une augmentation (de l'ordre de 0.01) pour les arbres persistants et à une diminution du même ordre pour les arbres caduques et la végétation basse (cf. tableau 3.2(b)). Le calcul de l'albédo du sol nu se simplifie beaucoup, le degré de saturation du sol n'intervenant plus. La valeur choisie correspond à une valeur faible parmi les valeurs d'albédo du sol saturé et à une valeur forte parmi les valeurs d'albédo du sol sec existant dans ORCHIDEE (cf. annexe A.5 pour une description du calcul de l'albédo tel qu'il est fait dans le modèle).

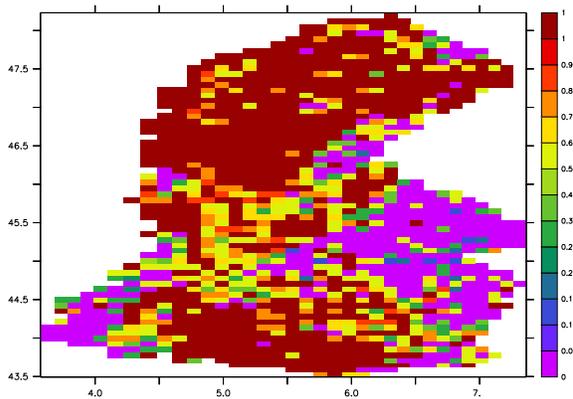
La figure 3.6 compare les cartes d'albédo avant et après modification à la fois de la végétation et des valeurs d'albédo pour chaque type de couvert. On peut noter une diminution globale des valeurs de l'albédo due à la diminution de la surface couverte de cultures, remplacées par des prairies ou des arbres qui ont des albédos plus faibles.



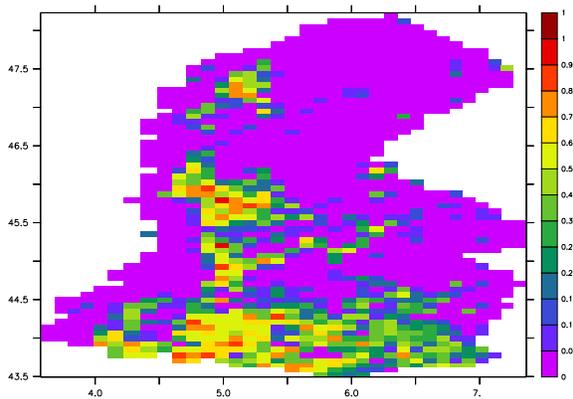
(a) Sol nu ORCHIDEE



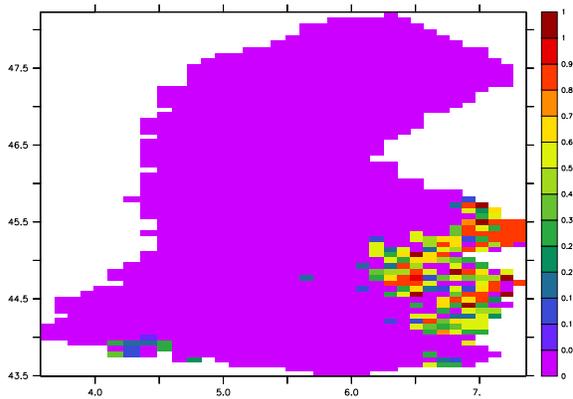
(b) Sol nu Rhône-AGG



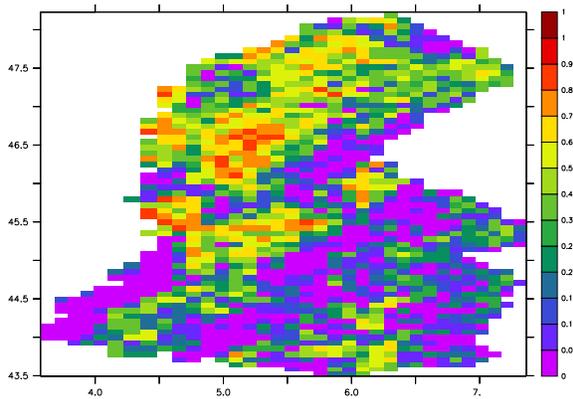
(c) Cultures ORCHIDEE



(d) Cultures Rhône-AGG

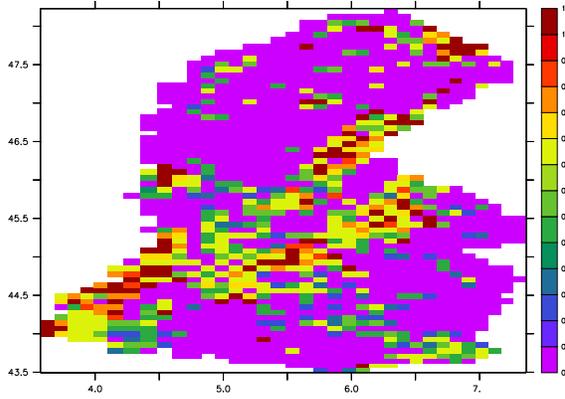


(e) Prairies ORCHIDEE

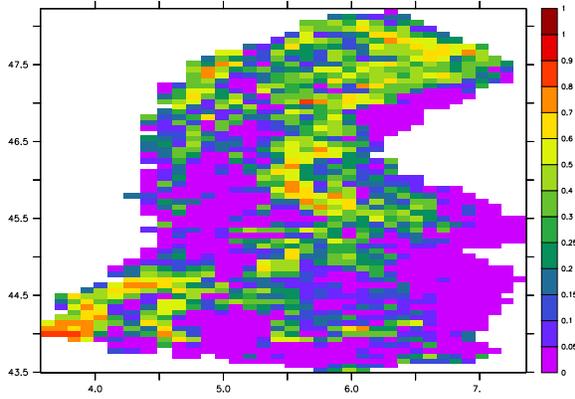


(f) Prairies Rhône-AGG

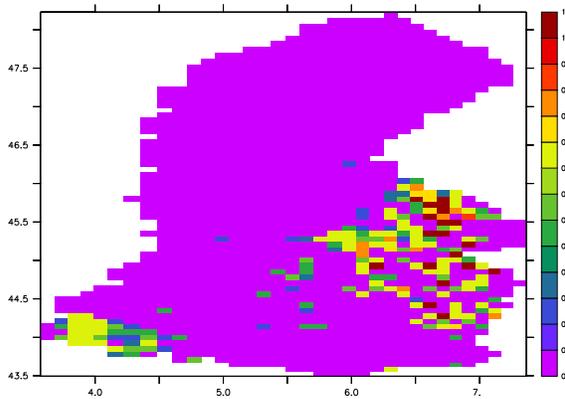
FIG. 3.4 – Distribution des différents types de végétation, dans ORCHIDEE et fournie le cadre du projet Rhône-AGG (première partie)



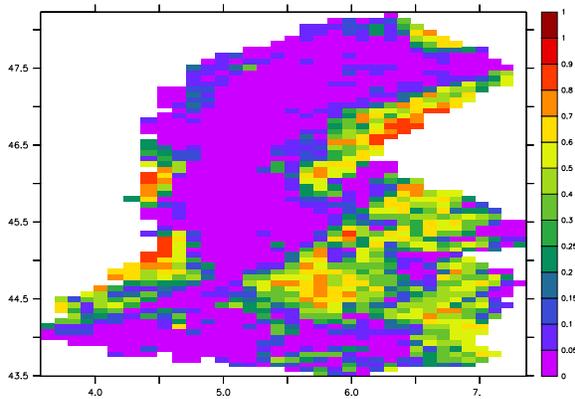
(a) Arbres caduques ORCHIDEE



(b) Arbres caduques Rhône-AGG



(c) Arbres persistants ORCHIDEE



(d) Arbres persistants Rhône-AGG

FIG. 3.5 – Distribution des différents types de végétation, dans ORCHIDEE et fournies le cadre du projet Rhône-AGG (deuxième partie)

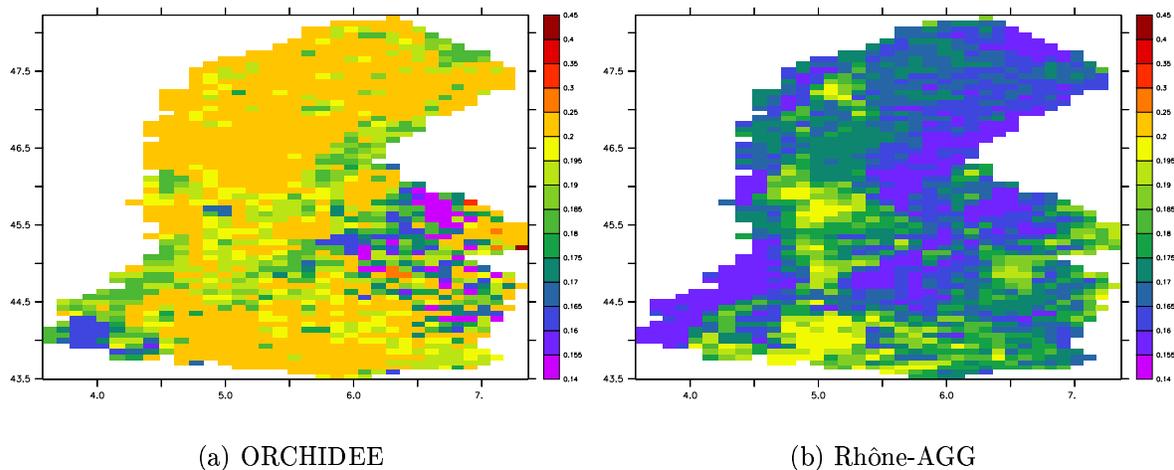


FIG. 3.6 – Albédo sans neige.

Conséquence des modifications de la carte de végétation et de l'albédo

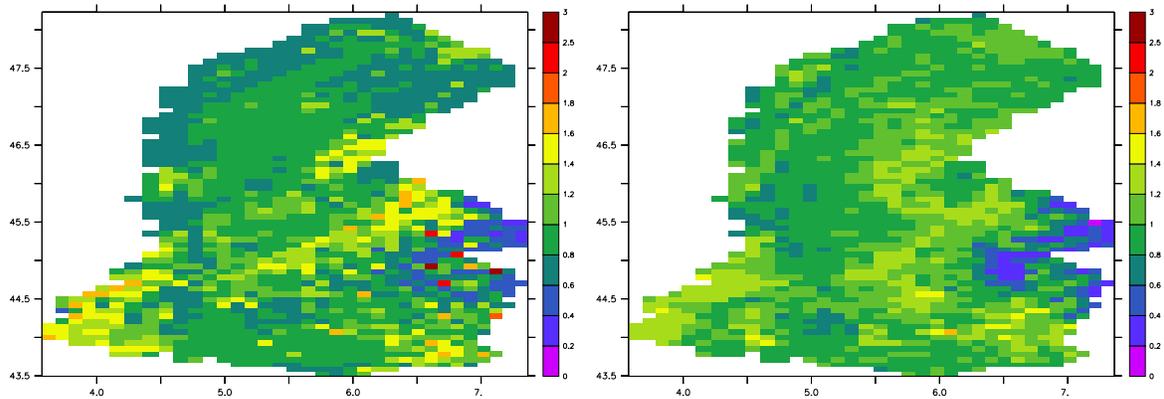
Un des effets essentiels de cette modification est une structuration spatiale différente du champ d'évaporation qui suit la nouvelle carte de végétation. On peut distinguer par exemple sur la figure 3.7(b) la zone centrale de cultures, la zone de haute montagne, où la fraction de sol nu est élevée et où les valeurs d'évaporation sont très faibles. Les fortes valeurs erratiques (cf. figure 3.7(a)) ont disparu sur les montagnes à l'Est du bassin versant. Globalement, le cumul annuel d'évaporation augmente peu (de 4%, en moyenne globale et annuelle). Localement, les différences relatives peuvent atteindre des valeurs beaucoup plus élevées de l'ordre de $\pm 50\%$ (cf. figure 3.7(c)). Ainsi, l'accroissement de la fraction boisée et le remplacement des cultures par des prairies au Nord sont à l'origine d'une hausse significative de l'évaporation sur cette zone.

3.2.4 Modification de la résistance à l'évaporation du sol nu (test 2)

Dans cette expérience, la résistance à l'évaporation du sol nu par mètre de sol sec, r_s , est réduite de 33 000 à 330 s/m². Cette modification intervient, uniquement quand le sol est sec en surface, par la réduction de la résistance à l'évaporation du sol nu. Les effets de cette modification dépendent de l'importance relative de plusieurs processus que nous allons détailler ensuite. On se limitera à l'étude de l'état d'équilibre du modèle, même si la modification de r_s intervient aussi dans la mise à l'équilibre du modèle.

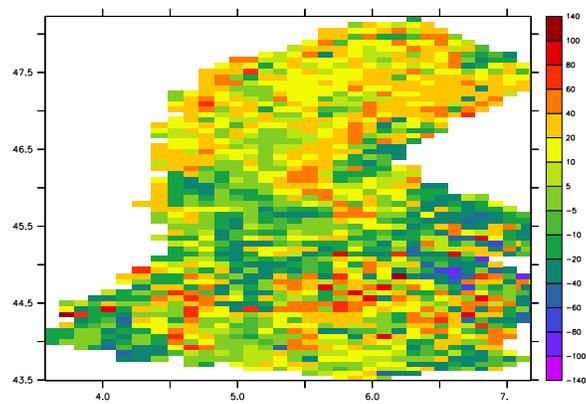
Description des effets de la réduction de r_s

On constate dans le tableau 3.1 une augmentation significative de l'évaporation du sol nu dont la part passe de 8 à 25% de l'évaporation globale. Elle provoque une augmentation de l'évaporation globale, croissante avec la fraction de sol nu (cf. figure 3.8(b)), malgré une diminution simultanée de la transpiration.



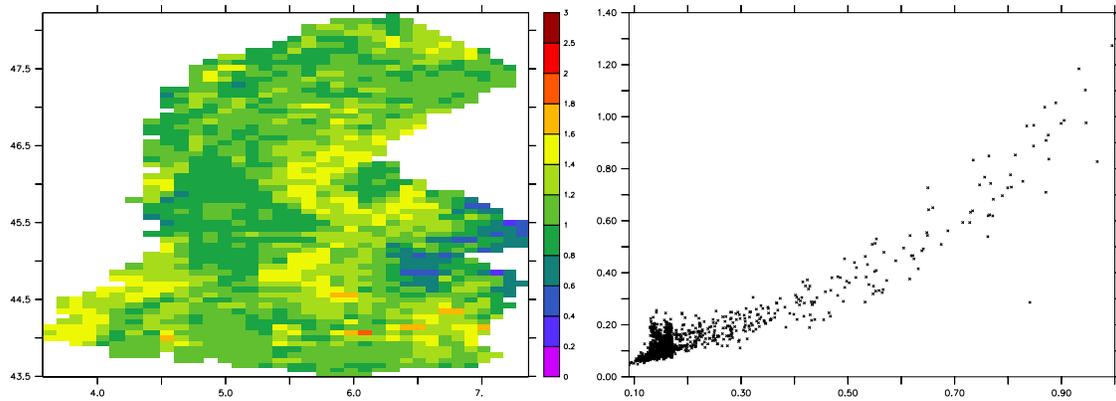
(a) Référence (mm/j)

(b) Test 1 (mm/j)



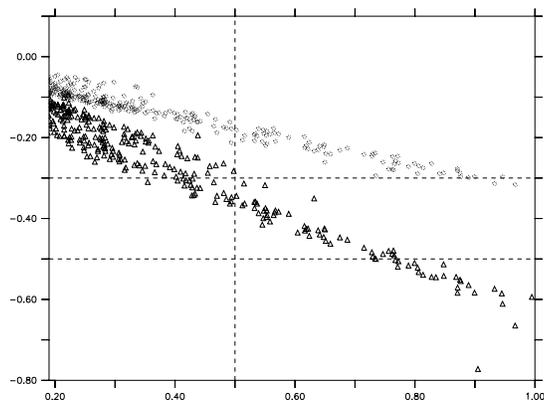
(c) Différence relative (en %)

FIG. 3.7 – Comparaison de l'évaporation avant et après modification des cartes de végétation et d'albédo, en moyennes annuelles.



(a) Evaporation annuelle (mm/j)

(b) Evaporation ($\Delta E/E$)



(c) Transpiration ($\Delta T/T$)

FIG. 3.8 – Evaporation annuelle (a), et variations relatives annuelles de l'évaporation (b) et de la transpiration (c), en fonction de la fraction de sol nu sur la maille. Sur la figure (c), la transpiration des arbres est représentée par les triangles foncés et celle des cultures ou prairies par les ronds clairs.

La variation relative de la transpiration, négative, augmente en valeur absolue avec l'augmentation de fraction de sol nu. Et la végétation basse est plus sensible que la végétation haute à la modification de l'évaporation du sol nu : sa transpiration est plus fortement réduite (cf. figure 3.8(c)).

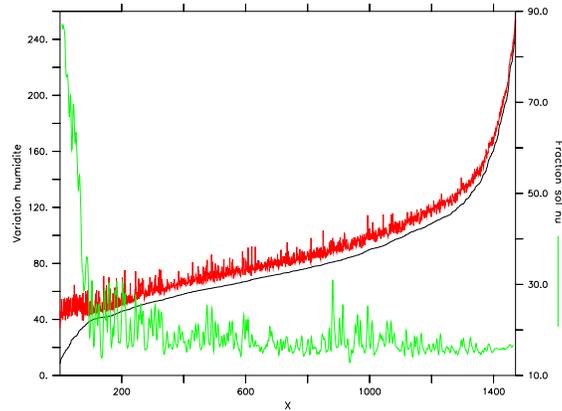


FIG. 3.9 – Amplitude maximale annuelle de variation de l'humidité du sol (en mm, trait noir pour test1, trait rouge pour test2) et fraction de sol nu sur la maille (en %, trait vert) ; les mailles sont ordonnées par amplitude de variation croissante de l'humidité du test 1.

Sur l'ensemble du bassin versant, le sol atteint toujours à un moment de l'année le point de saturation. L'amplitude maximale annuelle de variation de l'humidité est donc plus simplement l'écart maximal à la saturation. On constate une légère augmentation de l'amplitude annuelle de variation de l'humidité de l'ordre de 10 mm (cf. figure 3.9). Cette augmentation est plus marquée pour les points proches de l'origine sur la figure 3.9 ; ce sont les mailles les plus humides sur lesquelles la fraction de sol nu est élevée. On constate également une diminution du ruissellement.

Nous donnons dans le paragraphe suivant des éléments d'analyse de ces différents effets.

Analyse de ces effets

L'évaporation est contrôlée d'une part par le rayonnement solaire net disponible qui constitue la source d'énergie et d'autre part par la disponibilité en eau dans le sol, c'est-à-dire le capital qui pourra être évaporé. On peut distinguer deux saisons pour lesquelles les comportements de la végétation sont contrastés : l'été et l'hiver.

En hiver, l'eau ne manque pas. Le faible rayonnement limite le flux de chaleur latente global ; il induit aussi des valeurs élevées de la résistance de la canopée ce qui limite davantage la transpiration. Quand la résistance à l'évaporation du sol nu (r_s) est réduite, la part de l'évaporation du sol nu dans l'évaporation globale s'accroît ; elle devient comparable à celle de la transpiration et l'évaporation globale augmente quand le bilan énergétique le permet.

En été, la disponibilité en eau limite la transpiration par le coefficient d'aridité (qui dépend du type de végétation et de son profil racinaire) et l'évaporation du sol nu à la fois par une résistance proportionnelle à la hauteur de sol sec et par un coefficient d'aridité. Quand $r_s = 33\,000\text{ s/m}^2$, dès que la hauteur de sol sec dépasse 1 cm, l'évaporation du sol nu devient très petite devant la transpiration. Quand $r_s = 330\text{ s/m}^2$, l'évaporation du sol nu est

moins rapidement limitée par l'assèchement du sol ; elle devient comparable à la transpiration tant que la hauteur de sol sec ne dépasse pas 50 cm et prélève donc davantage d'eau.

On peut alors constater une diminution de la transpiration, plus forte pour la végétation basse que pour la végétation haute. Ceci s'explique par l'existence du profil racinaire qui permet un prélèvement d'eau plus profondément dans le sol dans le cas des arbres : les arbres sont donc moins sensibles aux prélèvements en surface par l'évaporation du sol nu (de Rosnay and Polcher 1998).

La diminution de la transpiration ne compense pas l'augmentation d'évaporation du sol nu. Le sol se vide donc un peu plus en été ; il mettra plus de temps à se remplir d'où un retard au démarrage et une légère réduction du ruissellement hivernal.

3.2.5 Modification de l'indice de surface foliaire (test 3)

L'indice de surface foliaire (LAI) intervient dans le calcul de la résistance de la canopée à la transpiration, résistance qui exprime l'influence des stomates, leur réaction à la sécheresse de l'air et à la quantité de rayonnement disponible. Quand le LAI augmente, la résistance de la canopée diminue. La taille du réservoir d'eau du feuillage, qui limite la perte par interception, est aussi proportionnelle au LAI ($I_{max} = 0.1 \text{ LAI}$).

	Type de végétation			
	4-5	6	10-11	12-13
MIN	2	0.5	1	0.7
MAX	4	3.5	3	3.2

(a) Nouvelles valeurs (Rhône-AGG)

	Type de végétation			
	4	5	6	10-13
MIN	4	4.5	0	0
MAX	4	4.5	4.5	2

(b) Valeurs d'origine dans ORCHIDEE

TAB. 3.3 – Indice de surface foliaire (LAI) en fonction du type de végétation (12-13 sont des types de cultures, 10-11 de prairies, 4-5 des forêts persistantes, et 6 des arbres caduques)

Le tableau 3.3 indique les nouvelles valeurs maximales et minimales choisies pour le LAI, en fonction des valeurs proposées dans le cadre du projet. Nous constatons qu'elles sont très différentes des valeurs d'origine du modèle. Pour les arbres à feuillage caduque et la végétation basse, les valeurs minimales de LAI deviennent strictement positives. Ce choix suppose que ces deux types de végétation restent présents quelle que soit la température. Les valeurs maximales augmentent dans le cas de la végétation basse, elles diminuent pour les arbres. On modifie donc en particulier la taille du réservoir d'eau des feuilles qui s'agrandit pour la végétation basse, mais se réduit pour les arbres. Enfin, un cycle annuel assez marqué est introduit pour les arbres à feuillage persistant. On suppose donc que les caractéristiques du feuillage de ces arbres évoluent au cours de l'année en fonction de la température.

Dans le cadre du projet GSWP, la sensibilité d'un schéma de surface à la variabilité spatiale et temporelle du LAI a été étudiée pour le mois de juillet (Pitman et al. 1999). Pitman et al (1999) ont observé des modifications cohérentes pour l'ensemble des expériences de sensibilité réalisées sur le LAI. La diminution du LAI provoque une diminution de la transpiration et de la perte par interception, et une augmentation de l'évaporation du sol nu :

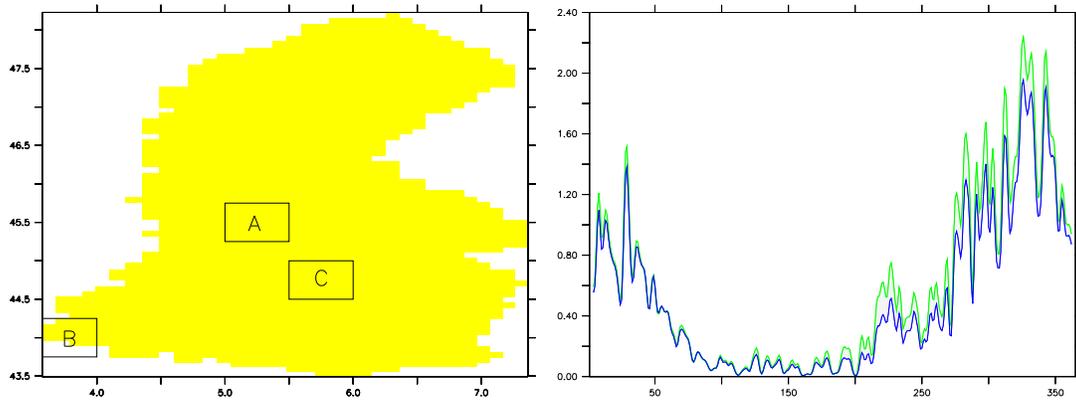
globalement l'évaporation diminue et l'humidité du sol augmente. Et les conséquences d'une augmentation de LAI sont moins marquées que celles d'une diminution, mais correspondent au processus inverse.

Les effets que nous observons dans le cadre de la modification décrite des indices pour les différents types de végétation (cf. tableau 3.3) sont cohérents par rapport aux résultats de Pitman et al (1999). On peut cependant tout d'abord souligner que l'effet de cette nouvelle modification à l'échelle globale et annuelle est réduit (cf. tableau 3.1). Ceci s'explique par des phénomènes de compensation. Les impacts de la modification du LAI sur la perte par interception et la transpiration sont en effet beaucoup plus marqués lorsque les différents types de végétation sont analysés séparément. Ainsi, la perte par interception de la végétation basse augmente d'environ 40%, et sa transpiration de 20 à 25%. Au contraire, la perte par interception des arbres diminue de 10 à 20% et leur transpiration de 10%. L'évaporation du sol nu a le comportement attendu (augmentation sur les mailles arborées, diminution sur les mailles où la végétation basse domine). On remarque donc que l'effet est plus marqué d'une part sur la végétation basse (par rapport aux arbres), et d'autre part sur la perte par interception (par rapport à la transpiration), en différences relatives.

La variation de perte par interception est liée à la modification de la capacité en eau du feuillage. Quand elle augmente, la perte par interception augmente, et inversement. Cette sensibilité importante de la perte par interception à la variation du LAI s'explique par la petite taille des réservoirs du feuillage devant la pluie moyenne journalière. L'effet est plus marqué sur la végétation basse que sur les arbres car les modifications du LAI sont plus grandes dans le cas de la végétation basse. Et le plus grand impact sur la perte par interception si on le compare en différence relative à celui sur la transpiration s'explique par le mode d'influence de la modification de LAI. Dans le cas de la perte par interception, il est direct (on augmente la taille du réservoir d'eau), alors que dans le cas de la transpiration, il est plus indirect (on diminue une résistance qui limite la transpiration).

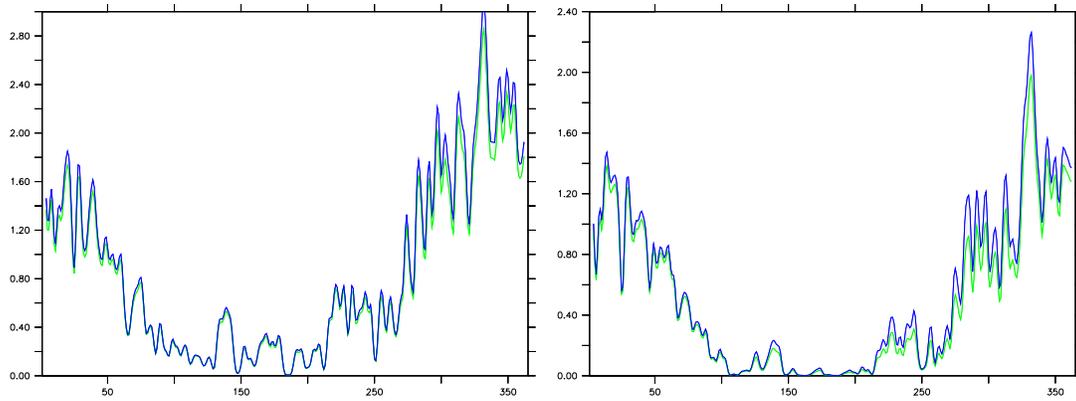
On s'intéresse à trois zones distinctes homogènes sur le plan de la végétation en vue d'étudier l'effet sur la transpiration de la modification du LAI : une zones de cultures/prairies (A), une zone d'arbres à feuillage caduque (B) et une zone d'arbres à feuillage persistant (C) (cf. figure 3.10(a)). L'augmentation de la transpiration de la végétation basse (cf. figure 3.10(b)) s'explique par la réduction de la résistance de la canopée. Cette augmentation est en partie contrebalancée par une réduction de l'évaporation du sol nu.

L'augmentation de la valeur minimum du LAI intervient en hiver, quand la température est proche de 0°C. Son effet est limité, le facteur limitant principal étant le rayonnement net. Par contre, dès que le rayonnement augmente et tant que l'eau ne devient pas le facteur limitant dominant (lorsque la hauteur de sol sec atteint 20 cm, la transpiration des cultures est réduite de 30% par le coefficient d'aridité), l'augmentation de la valeur maximum du LAI provoque une augmentation de la transpiration plus importante que l'augmentation obtenue pendant la période de faible rayonnement. On constate une légère réduction de la transpiration des arbres due à la réduction du LAI (cf. figures 3.10(c) et 3.10(d)). L'effet inverse n'est pas visible en hiver sur les arbres à végétation caduque. Et le cycle annuel introduit pour les arbres à feuillage persistant ne semble pas avoir d'effet significatif.



(a) Délimitation des zones d'étude

(b) Cultures/Prairies (zone A)



(c) Arbres à feuillage caduque (zone B)

(d) Arbres à feuillage persistant (zone C)

FIG. 3.10 – Délimitation de trois zones d'étude avec végétation homogène et comparaison de la transpiration (mm/j) sur chaque zone avant (trait bleu) et après (trait vert) modification du LAI, en fonction du temps (d'août à juillet de l'année suivante).

3.2.6 Augmentation de la capacité en eau du sol (test 4)

L'humidité maximum du sol est une variable pronostique importante. Elle correspond à la quantité d'eau qui peut être stockée dans le sol pendant la période de pluie (la quantité d'eau ruisselée en dépend) et ensuite réutilisée en période sèche pour l'évaporation. Différentes études ont traité de la sensibilité de la simulation du climat et du bilan hydrologique au choix de la capacité en eau maximale du sol, dans le cadre d'un MCG (Milly and Dunne 1994; Ducharne and Laval 2000) ou pour des simulations forcées (Dirmeyer et al. 2000; Henderson-Sellers 1996). Les différentes rétroactions de la surface vers l'atmosphère qui peuvent par exemple modifier la pluie par l'augmentation du contenu en eau de l'atmosphère sont absentes dans une simulation forcée; les résultats obtenus sont donc différents des résultats obtenus avec un MCG.

Dans le cadre de l'étude présentée ici (simulation forcée, à l'équilibre), nous avons testé la sensibilité du modèle au choix de la capacité en eau maximale du sol en l'augmentant de 150 kg/m^3 à 220 kg/m^3 en vue d'augmenter le stockage d'eau dans le sol en période de convergence d'humidité et ainsi de limiter le ruissellement.

On constate une augmentation de l'évaporation et une diminution du ruissellement en valeurs annuelles globales (cf. tableau 3.1). Nous allons rapidement préciser ces deux résultats classiques. Augmenter la capacité en eau du sol se traduit (a) par une diminution de la hauteur moyenne de sol sec et (b) par une augmentation en volume de l'amplitude de variation intra-annuelle du contenu en eau du sol (cf. figures 3.12(a) et 3.12(b)). Comme précédemment, cette amplitude de variation correspond à l'écart à la saturation du sol qui est toujours atteinte.

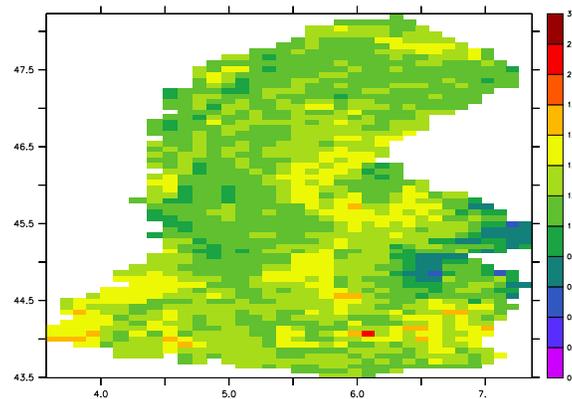


FIG. 3.11 – Évaporation en moyenne annuelle pour le test 4 (mm/j)

Pour une même hauteur de sol, le volume d'eau disponible/stockable est plus important quand on augmente la capacité maximum en eau. Dans cette expérience, le volume d'eau disponible passe de 300 à 440 kg/m^2 pour 2 m de sol. Une plus grande quantité d'eau peut donc être évaporée, en particulier en été, période pendant laquelle l'eau est souvent un facteur limitant. Le sol se vide donc davantage quand la capacité augmente (b) ce qui entraîne un retard au démarrage du ruissellement et une diminution de celui-ci.

Par ailleurs, pour un même volume d'eau prélevé, la hauteur de sol sec créée est plus petite quand la capacité en eau est plus importante. En effet, une hauteur de sol donnée

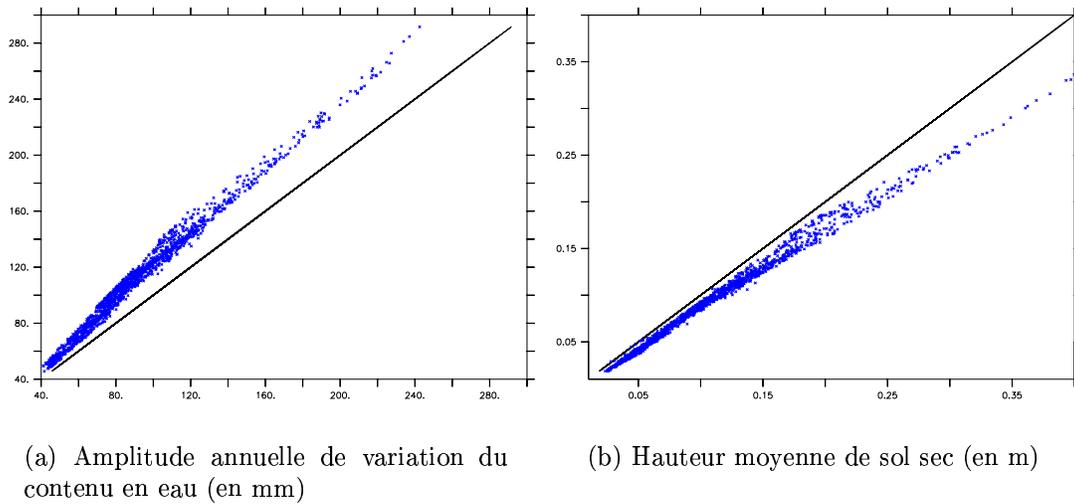


FIG. 3.12 – Comparaison de test4 en fonction de test3

contient davantage d'eau. Et malgré l'augmentation de la quantité prélevée par l'évaporation en particulier en été, la hauteur moyenne de sol sec reste plus petite quand le contenu en eau augmente (a). Ceci s'explique en particulier par l'autre facteur limitant essentiel de l'évaporation, le rayonnement, qui reste le même, et dont l'effet domine en hiver : l'augmentation du volume d'eau transpiré n'est pas suffisante pour atteindre la hauteur de sol sec du test 3.

Par ailleurs, on retrouve comme souligné dans Dirmeyer et al (2000) une sensibilité différente de la végétation basse et des arbres. Les cultures et le sol nu sont plus sensibles que les arbres à une augmentation du contenu en eau du sol. En moyenne annuelle et globale, l'évaporation du sol nu augmente de 12% et celle des cultures et prairies de 9%, alors que la transpiration des arbres ne s'accroît que de moins de 3% quand la capacité en eau du sol augmente.

3.2.7 Introduction d'un terme de drainage (test 5)

Les paramétrisations du drainage (ou diffusion) entre les deux couches et du drainage au fond ont été mises au point par Ducharne et al (1998) dans SECHIBA. Dans ORCHIDEE, seul subsiste le terme de drainage entre les deux couches ; la quantité drainée au fond est prélevée directement sur le ruissellement total de façon arbitraire (on se reportera à l'annexe A.2 pour une description précise).

Dans cette étude de sensibilité, le terme de drainage au fond est réintroduit pour étudier l'importance relative du ruissellement (Q_s) et du drainage au fond (Q_{sb}).

Description rapide de la modélisation du drainage

Deux régimes sont distingués selon la disponibilité en eau dans la couche i considérée. On définit une valeur limite du contenu en eau dans la couche par : $W_i^{lim} = 0.75 h_i ruu_{max} = 0.75 W_i^{max}$ où h_i est la hauteur de la couche et ruu_{max} le contenu maximum en eau par unité de volume. Les valeurs choisies pour les différents paramètres utilisés sont précisées dans le tableau 3.4.

Le terme de drainage dans chaque couche se calcule comme suit :

1. Si $W_i < W_i^{lim}$ alors $D_i = D_i^{min} \frac{W_i}{W_i^{max}}$.
2. Sinon, on a : $D_i = D_i^{min} \frac{W_i}{W_i^{max}} + (D_i^{max} - D_i^{min}) \left(\frac{W_i - W_i^{lim}}{W_i^{max} - W_i^{lim}} \right) d_i$

Le terme de drainage introduit a une influence significative surtout en zone humide, quand le sol est plein à plus de 75%.

	W_i^{lim}/W_i^{max}	D_i^{min}	D_i^{max}	d_i
Couche sup.	0.75	0.001	0.1	1.5
Couche prof.	0.75	0.00025	0.025	1.5

TAB. 3.4 – Valeurs numériques des paramètres intervenant dans le calcul du drainage

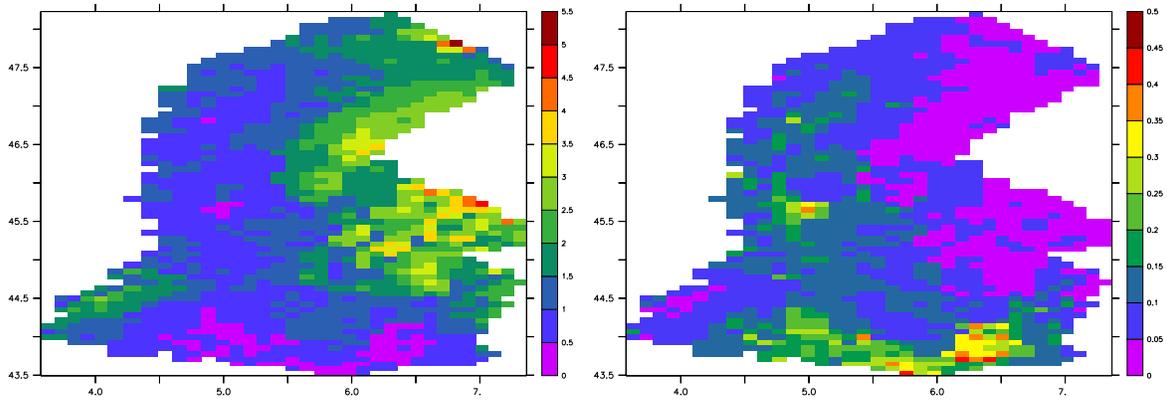
Analyse des impacts de l'introduction d'un terme de drainage

L'introduction du terme de drainage a pour conséquences essentielles une réduction du contenu en eau du sol (cf. figure 3.14) et de l'évaporation (cf. figure 3.15). Le drainage représente en moyenne spatiale et temporelle 39% du ruissellement total (ruissellement et drainage) ; cette fraction n'est pas homogène sur le bassin versant (cf. figure 3.13(c)). Elle est plus faible pour les zones très humides à fort ruissellement (montagneuses) et plus forte pour les zones plus sèches à plus faible ruissellement (zones Sud et centrale) (cf. le ruissellement total sans drainage sur la figure 3.13(a)).

Les valeurs annuelles de drainage sont comprises entre 92 et 356 mm/an, celles de ruissellement entre 15 et 1650 mm/an. On constate donc une plus faible dispersion pour les valeurs de drainage ; elles sont en effet moins sensibles à la variabilité spatiale des forçages que le ruissellement. De façon grossière, le drainage a lieu tout au long de l'année, mais il reste faible ; le ruissellement de surface se produit pendant la saison des pluies, et il peut être fort.

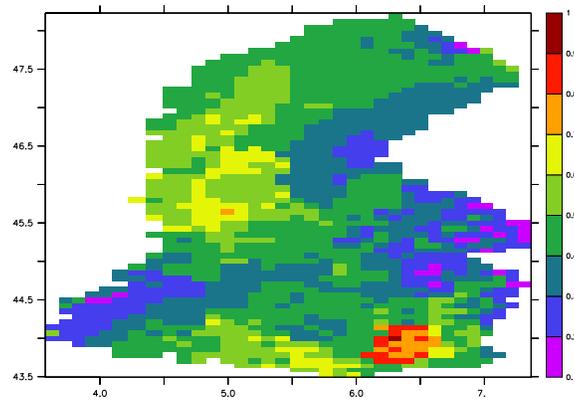
Quand ruissellement et drainage sont du même ordre de grandeur (en zone plus sèche), l'influence de l'introduction du terme de drainage est sensible : on observe une augmentation du ruissellement total supérieure à 10% (cf. figure 3.13(b)). En zone très humide, le drainage est négligeable devant le ruissellement de surface qui reste donc largement prédominant.

On peut noter qu'une validation du partage entre ruissellement et drainage est délicate puisque seules des mesures intégrées de débit existent (Wetzel et al. 1996). Nous n'avons donc pas conservé cette dernière modification pour l'expérience d'intercomparaison. La figure 3.16 permet cependant de constater que l'introduction d'un terme de drainage dans ORCHIDEE pour l'intercomparaison se serait traduite par un partage différent entre drainage et ruissellement de surface. Alors que le modèle a un drainage trop fort car représentant 95% du total,



(a) Q (mm/j)

(b) Variation relative de Q



(c) Part de Q_{sb} dans Q

FIG. 3.13 – Ruissellement total (Q) sans drainage (test 4), variation relative quand le drainage est introduit (test5 par rapport à test4), et part du drainage (Q_{sb}) dans le ruissellement total (test 5).

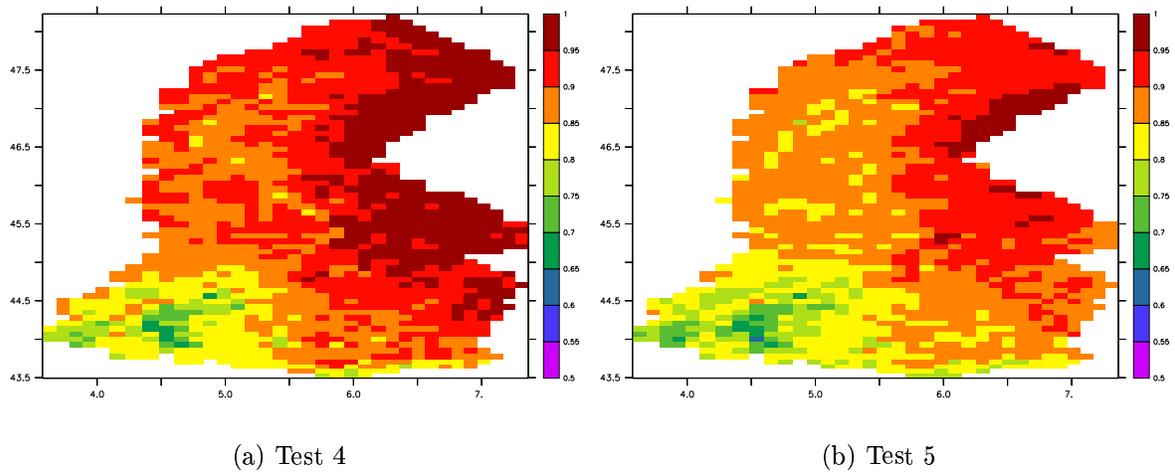


FIG. 3.14 – Comparaison de la valeur moyenne annuelle de la fraction de sol saturée en eau.

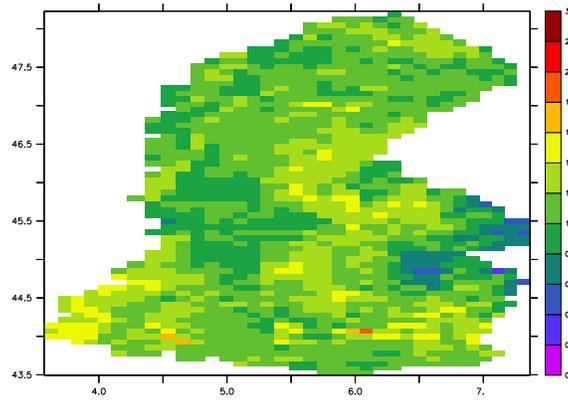


FIG. 3.15 – Evaporation en moyenne annuelle pour test 5 (mm/j)

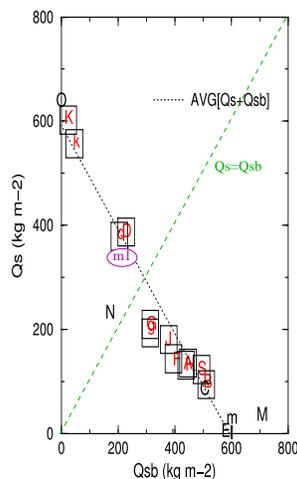


FIG. 3.16 – Ruissellement (Q_s) en fonction du drainage (Q_{sb}) pour les différents modèles (M représente la version de référence d'ORCHIDEE, m la version modifiée sans terme de drainage correspondant au test 4 et m1 la version modifiée avec terme de drainage correspondant au test 5). Excepté pour m1 (les valeurs sont celles de l'année 1985-86), la moyenne est faite sur 3 ans (1986-89) et sur l'ensemble du bassin versant (la figure est reproduite à partir de Boone et al (2003), et modifiée).

il aurait eu avec ce nouveau terme de drainage un drainage plus faible que le ruissellement de surface (39% du ruissellement total). On remarque cependant que l'essentiel des autres modèles a un drainage représentant près des 2/3 du ruissellement total. Il semble donc que la conséquence aurait été globalement et en moyenne une sous-estimation du drainage par rapport à la majorité des autres modèles.

3.2.8 Synthèse de l'étude de sensibilité

Les figures 3.17 et 3.16 permettent de mesurer l'influence des modifications apportées aux paramètres du modèle. La figure 3.17 présente l'ensemble des composantes de l'évapotranspiration en moyenne globale sur 3 ans (1986-89) pour l'ensemble des modèles participant à Rhône-AGG. Entre les deux versions du modèle (ORCHIDEE et ORCHIDEE-r), nous avons donc modifié la carte de végétation, les valeurs d'albédo et d'indice de surface foliaire (en prenant les valeurs fournies par le projet), et la résistance du sol nu à l'évaporation ainsi que la capacité en eau du sol. L'influence de ces modifications est significative. Les modifications apportées ont permis une augmentation de l'évapotranspiration globale de près de 30%, une meilleure structuration spatiale de ce champ et une répartition des différentes composantes de l'évapotranspiration plus proche de celle des autres modèles (par l'augmentation de l'évaporation du sol nu essentiellement). La figure 3.16 présente les deux composantes ruissellement de surface et drainage pour l'ensemble des modèles. Entre les deux versions du modèle (M et m), la part du drainage ne varie pas (elle est fixée), mais la somme drainage plus ruissellement de surface se rapproche de la valeur moyenne de l'ensemble des modèles.

L'augmentation de l'évaporation du sol nu provient d'abord de l'augmentation de la

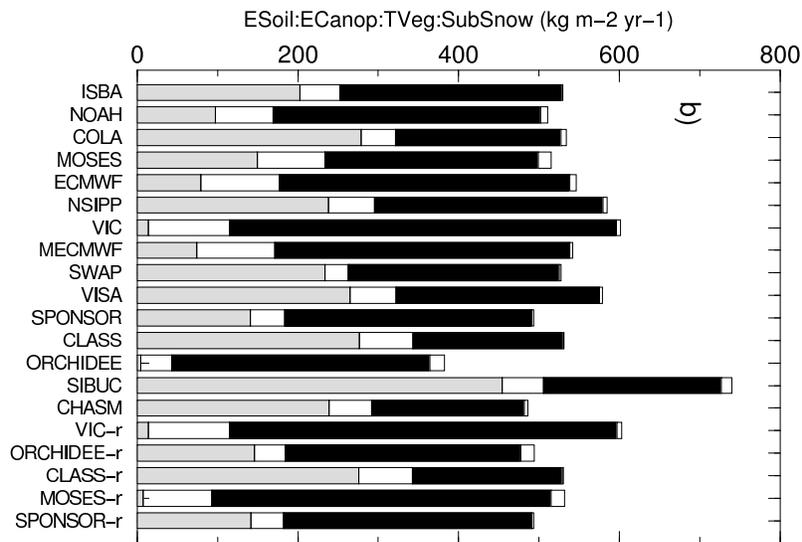


FIG. 3.17 – Composantes de l'évapotranspiration pour les différents modèles : de gauche à droite, évaporation du sol nu (E_{Soil}), perte par interception (E_{Canop}), transpiration (T_{Veg}), sublimation de la neige (Sub_{Snow}). La moyenne est faite sur 3 ans (1986-89) et sur l'ensemble du bassin versant (la figure est reproduite à partir de Boone et al (2002)).

part du sol nu sur le bassin versant (ce qui provoque simultanément une diminution de la transpiration). Elle est à l'origine d'une augmentation de l'évapotranspiration globale d'une part lorsque la résistance à l'évaporation du sol nu est réduite, et d'autre part quand la capacité en eau du sol passe de 150 - valeur classique du modèle Bucket - à 220 kg/m³. On peut se demander si ces deux modifications ont un sens et sont légitimes. La résistance à l'évaporation du sol nu (par mètre de sol sec) a été définie par Ducoudré et al (1993) comme une valeur moyenne sur différents types de sol du ratio entre la porosité du sol et le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans l'air. Elle correspond à des hypothèses faites lors de la paramétrisation de l'évaporation du sol nu et sa modification semble donc arbitraire. Cependant, cette résistance exerce une limitation très importante de l'évaporation du sol nu alors que 1) la comparaison du bilan d'eau à des observations (du ruissellement) indique une sous-estimation de l'évapotranspiration et 2) notre évaporation du sol nu était très faible devant la moyenne des résultats obtenus par les autres modèles participant au projet. On a donc fait l'hypothèse d'une trop faible évaporation du sol nu et réduit la résistance du sol nu à l'évaporation. Dans un deuxième temps, une augmentation de la capacité en eau du sol a également permis d'augmenter l'évaporation du sol nu. Nous allons revenir sur la validité de cette augmentation.

A ce stade, nous pouvons nous demander si le même résultat aurait pu être obtenu par l'introduction d'une modélisation plus réaliste des types de sol et des mouvements de l'eau dans le sol, en particulier du ruissellement, ce qui aurait pu conduire à une réduction du ruissellement. Le modèle de sol que nous utilisons est en effet très simple et adapté en premier lieu à l'étude du climat à grande échelle. Il ne représente pas la physique des mouvements de l'eau dans le sol. En particulier, il n'a que deux couches, ne prend pas en compte le relief et ne modélise pas la diffusion dans le sol, ce qui rend discutable la simulation du

ruissellement. Bien sûr, les profils racinaires introduits par de Rosnay et al. (1998) ont permis une augmentation du contrôle de l'évaporation par le système sol-plante, mais leur effet est amoindri par la simplicité du modèle. Nous n'avons pas pu tester la nouvelle modélisation plus physique de l'eau dans le sol mise en place récemment dans ORCHIDEE (de Rosnay et al. 2002), mais on peut penser que cela aurait pu permettre de limiter les biais dans la simulation du ruissellement.

En restant dans le cadre de la modélisation empirique du fonctionnement du sol, nous avons augmenté la capacité en eau du sol en vue d'une part de limiter le ruissellement en augmentant la capacité de stockage du sol en période de convergence d'humidité et d'autre part d'augmenter l'évapotranspiration. Est-ce que cette modification peut se justifier ? Tout d'abord, il faut préciser que la simplicité du modèle combinée à l'existence de profils racinaires qui contrôlent en partie l'évaporation rendent délicate la comparaison aux observations par ailleurs rares. La base de données "Global Soil Moisture Data Bank" (Robock et al. 2000) n'a pour l'instant aucune donnée sur l'Europe. En effet, traditionnellement, dans un modèle de type Bucket, le sol se limite à la zone racinaire et son contenu correspond à la différence entre capacité au champ et capacité au point de flétrissement, capacité en-dessous de laquelle l'humidité ne peut pas être extraite du sol par transpiration ou évaporation dans des conditions normales de température et de pression (Robock et al. 1995). La capacité au champ correspond à la capacité en eau du sol à saturation à laquelle on a retiré l'eau qui s'évacue par drainage gravitationnel en quelques jours. La valeur choisie traditionnellement de 150 kg/m^3 s'est déjà trouvée clairement trop faible pour permettre le stockage de l'eau dans le sol alors qu'une valeur plus élevée et issue de l'observation permettait d'améliorer la simulation du contenu en eau du sol (Robock et al. 1997).

Si l'on s'en tient à la définition classique d'un sol de type Bucket, on risque de sur-estimer le ruissellement, ou en tous cas d'en faire une estimation journalière erronée car les temps de drainage gravitationnel sont négligés. Par contre, si on utilise la capacité à saturation en lieu et place de la capacité au champ, le contrôle de l'évaporation par la quantité d'eau disponible sera peut-être biaisé. Les valeurs moyennes de ces deux valeurs issues du projet Rhône-AGG sont de l'ordre de 100 kg/m^3 pour la définition traditionnelle - capacité au champ moins contenu en eau au point de flétrissement - et de l'ordre de 250 kg/m^2 si on considère la différence entre capacité à saturation et capacité au point de flétrissement. Nous avons donc testé une valeur intermédiaire, qui a amélioré un peu l'étude en cours sans résoudre le problème de fond de la représentation très empirique du ruissellement et de l'eau dans le sol.

Cette intercomparaison nous a permis de progresser dans le développement et la validation du modèle. Sont envisagées en particulier l'introduction d'une variabilité sous-maille du ruissellement, en fonction de l'humidité ou de la topographie (Koster et al. 2000; Ducharne et al. 2000; Habets and Saulnier 2001) et le choix d'un modèle de neige plus complexe (Essery et al. 1999; Slater et al. 2001) et plus réaliste.

3.3 Etude de l'agrégation des forçages

3.3.1 Le comportement du modèle ORCHIDEE

Nous allons tout d'abord étudier les impacts de l'agrégation des forçages sur le bassin versant du Rhône, pour le modèle ORCHIDEE, en lien avec les résultats obtenus en Espagne. Bien sûr, les deux régions n'ont pas les mêmes caractéristiques. Sur le bassin versant du Rhône, l'accent est davantage mis sur les processus liés à la neige, du fait de la présence des Alpes, mais le bassin comporte aussi une part de climat méditerranéen. Nous comparerons ensuite partiellement la sensibilité des différents modèles à l'agrégation des forçages sur le bassin.

L'expérience Exp2a

On compare deux simulations, la simulation de référence dont la résolution est de 8 km (Exp1) et la simulation agrégée à une résolution de 1×1 degré (Exp2a), soit environ 100×100 km, pour l'année 1985-86. Pour des zones du bassin versant du Rhône où le climat est proche du climat de la région humide espagnole, les impacts de l'agrégation des forçages atmosphériques sont cohérents avec ceux obtenus pour l'Espagne : la perte par interception augmente et le ruissellement est réduit.

Il faut cependant noter que, sur le bassin versant du Rhône, dans le cadre des simulations effectuées pour le projet Rhône-AGG, les valeurs obtenues pour la perte par interception sont faibles (de l'ordre de 5% de la pluie) et celles de l'évaporation du sol nu plus importantes (10-15% des précipitations). L'importance de l'évaporation du sol nu s'explique facilement d'une part par la carte de végétation qui donne une fraction de sol nu sur chaque maille de 1 degré de plus de 15% (valeur bien supérieure à celle que nous avons en Espagne) et d'autre part par la réduction de la résistance à l'évaporation du sol nu (divisée par 100). La réduction de la perte par interception vient sans doute en partie de la réduction de la part du couvert végétal sur chaque maille, mais également des propriétés différentes de la pluie sur le bassin versant. Le grand nombre de petites pluies présentes en Espagne - correspondant peut-être à un biais du modèle PROMES - ne se retrouve pas sur le bassin versant du Rhône (réduction de la fréquence des pluies, augmentation de leur intensité). La perte par interception, sensible à la fréquence des pluies, y est donc réduite.

Une autre différence avec les résultats sur la péninsule ibérique est la faiblesse de la diminution observée du ruissellement entre Exp1 et Exp2a (de l'ordre de 5%). Ceci peut s'expliquer par la variabilité sous-maille plus faible des cumuls de précipitations sur chaque maille de 1 degré, sur le bassin versant du Rhône. Nous allons cependant voir que, sur une maille montagnaise, même si le ruissellement total varie peu entre Exp1 et Exp2a, son cycle annuel est modifié du fait de la modification du comportement de la neige. Dans le paragraphe suivant, nous nous intéressons en effet plus particulièrement à une région possédant un climat très différent des climats que nous avons pu observer sur la péninsule ibérique. Sur cette région particulière, les cycles annuels des différentes composantes du bilan d'eau sont présentés afin de voir l'impact de l'agrégation au cours de l'année.

Une maille montagneuse

Dans cette partie, nous analysons donc l'évolution du bilan d'eau sur une maille de 1×1 degré (6-7E, 45-46N) sur laquelle la part de neige dans les précipitations atteint environ 50%, et les effets sur cette maille de l'agrégation des forçages. Nous avons choisi cette maille car elle possède un climat très différent des climats que nous avons pu observer sur la péninsule ibérique.

L'effet le plus visible est sur la neige (cf. figure 3.18(d)). Son temps de présence sur la maille diminue de plus d'un mois. Elle a complètement disparu en juin alors que dans l'expérience Exp1, elle ne disparaît que début juillet. Ceci s'explique par un réchauffement des zones froides et en altitude sur lesquelles se concentre la neige, ce qui fait fondre la neige plus rapidement. Cette fonte précoce des neiges a pour effet de provoquer un pic de ruissellement et une fin du ruissellement plus tôt (cf. figure 3.18(h)). Enfin, on observe également à ce moment-là des valeurs négatives de la perte par interception (cf. figure 3.18(f)) et un blocage simultané de l'évaporation du sol nu et de la transpiration (cf. figures 3.18(g) et 3.18(e)). Ces effets sont liés à la présence de rosée. Nous avons déjà décrit dans l'étude sur l'Espagne les conditions de la présence de rosée (cf. section 2.6.2). Elle se produit quand l'atmosphère se réchauffe et que le sol se réchauffe avec un certain retard (lié en particulier à la présence de neige), ce qui induit des valeurs négatives du gradient entre l'humidité à saturation à la température du sol et l'humidité de l'air.

En dehors de la période de fonte des neiges, on observe une augmentation de la perte par interception et une augmentation de l'évaporation du sol nu. Ce deuxième effet lié à une meilleure répartition spatiale et temporelle de la pluie (l'évaporation du sol nu dépend de la présence d'eau dans les tous premiers centimètres du sol) est souvent empêché par la concurrence avec la transpiration de la végétation. Sur cette maille, la part de sol nu atteint une valeur élevée (35%) qui permet cet effet.

Concernant le ruissellement, on n'observe pas de retard au démarrage mais les maxima plus forts sont bien visibles (cf. figure 3.18(h)).

3.3.2 Quelques éléments de comparaison avec les autres modèles

Dans cette dernière partie, nous revenons à l'intercomparaison des différents schémas de surface dans le cadre du projet Rhône-AGG et en particulier à l'étude de l'impact de l'agrégation des forçages sur la simulation du bilan d'eau sur le bassin versant. Les résultats obtenus sont relativement cohérents par rapport à ceux que nous avons obtenus. L'étude de sensibilité se fait sur la période 1986-89.

La figure 3.19 présente, pour l'ensemble des modèles, les différences absolues entre la simulation basse résolution, Exp2a, et la simulation de référence pour chaque composante de l'évapotranspiration et du ruissellement. Cette figure indique une augmentation de l'évapotranspiration (b) et une réduction du ruissellement (a) pour la grande majorité des schémas de surface. L'augmentation de l'évapotranspiration est liée à l'augmentation de la perte par interception (d) et de l'évaporation du sol nu (f). La réduction du ruissellement est liée à la réduction du ruissellement de surface (c) pour l'essentiel des schémas. Dans le cas d'ORCHIDEE, la décomposition entre ruissellement de surface et drainage n'a pas de signification puisqu'une fraction arbitraire du ruissellement global est désignée comme ruissellement de

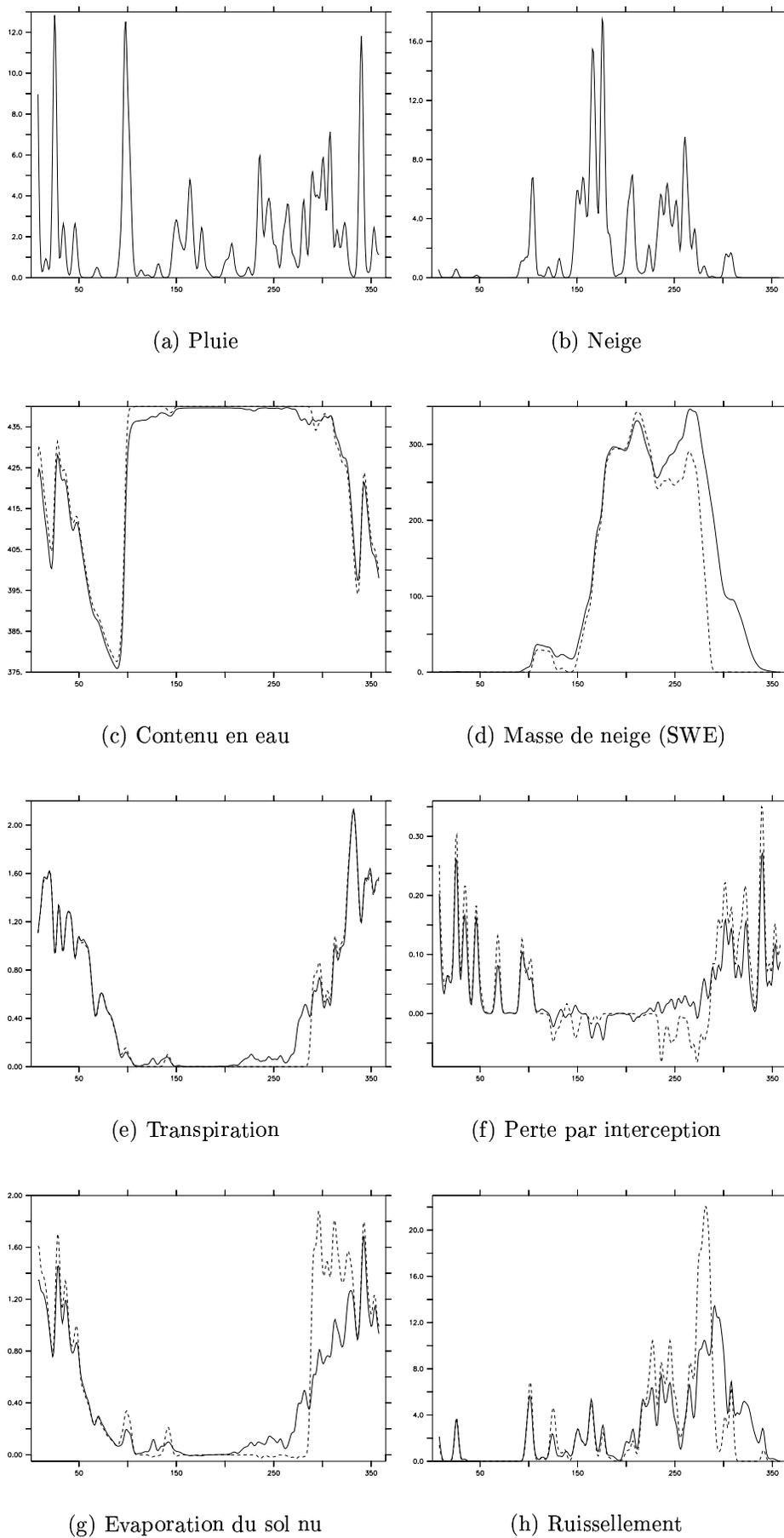


FIG. 3.18 – Evolution d’août à juillet de différentes variables du bilan d’eau sur une maille de 1×1 degré ; comparaison de la simulation de référence (traits pleins) et de la simulation Exp2a (traits pointillés)

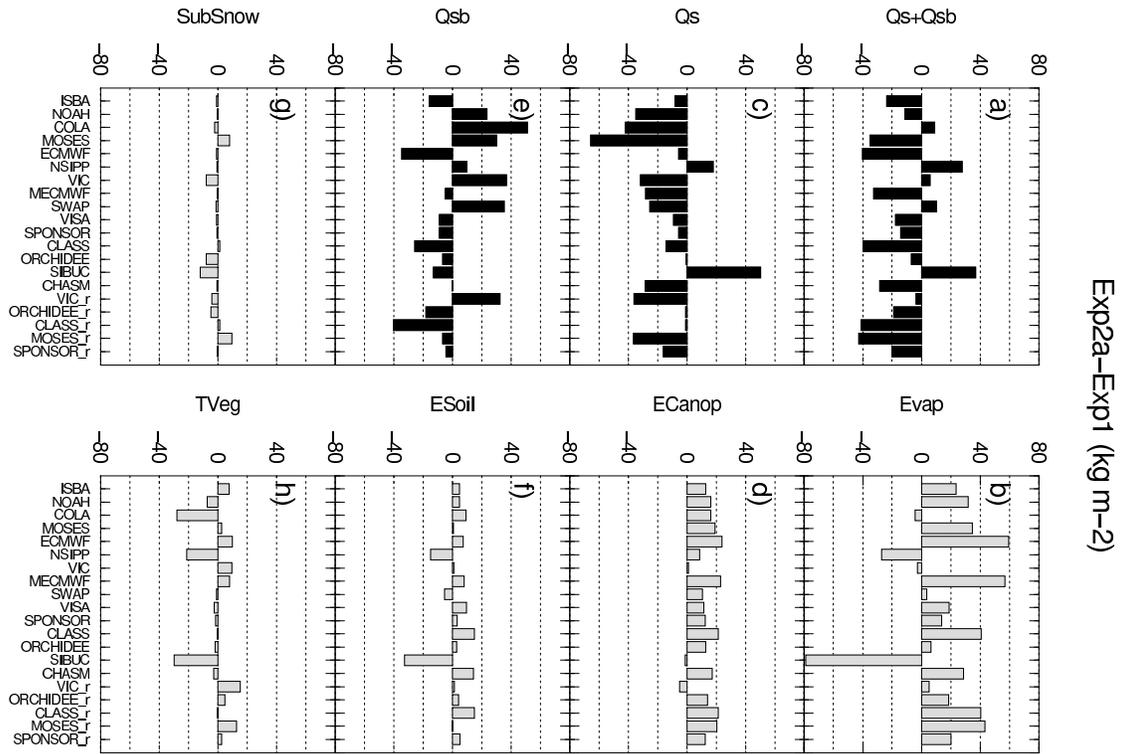


FIG. 3.19 – Différences absolues entre la simulation à 1 degré (Exp2a) et la simulation de référence (Exp1) pour les composantes de l'évapotranspiration (évaporation du sol nu (ESoil), perte par interception (ECanopy), transpiration (TVeg), évapotranspiration (Evap), sublimation de la neige (SubSnow)) et du ruissellement (ruissellement de surface (Qs) et drainage (Qsb)). La figure est reproduite à partir de Boone et al (2002).

surface. Dans cette expérience, l'impact de la modification de la perte par interception sur le bilan d'eau apparaît significatif. Ces résultats sont en accord qualitatif avec ceux que nous avons obtenu sur la péninsule ibérique, qui mettaient en avant les rôles fondamentaux de la perte par interception et du ruissellement dans les modifications du bilan d'eau lorsque la résolution des forçages est réduite.

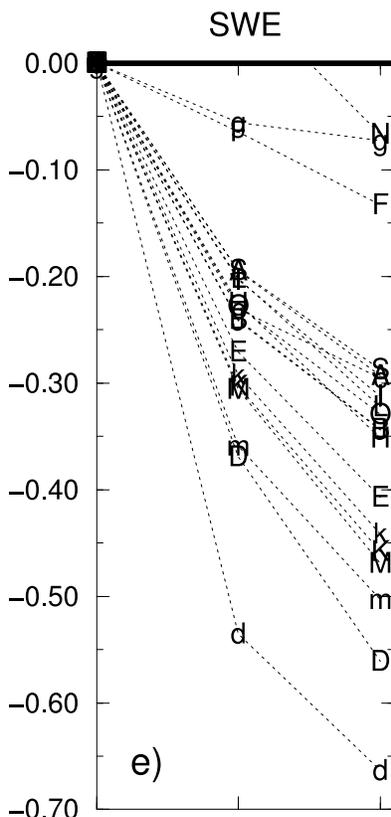


FIG. 3.20 – L'impact (en différence relative) de l'agrégation sur l'équivalent en eau de la neige (SWE). Les valeurs agrégées (simulations Exp2b au milieu et Exp2a à droite) sont comparées aux résultats de la simulation de contrôle (Exp1, à gauche). La résolution de la simulation Exp2b est de 0.5 degré, celle de la simulation Exp2a est de 1 degré (la figure est reproduite à partir de Boone et al (2002)).

Cependant, dans l'étude sur la péninsule ibérique, nous n'avons pas pu étudier (vu le climat) l'impact sur la neige de l'agrégation des forçages. La figure 3.20 montre une réduction progressive de la masse de neige quand la résolution diminue, pour l'ensemble des modèles, sur le bassin versant du Rhône. Cette réduction de la masse de neige est nettement limitée dans le cas d'un modèle dans lequel la variabilité sous-maille de la topographie est prise en compte (modèle VIC, repéré par la lettre g). Ce modèle décompose chaque maille en bandes d'altitudes différentes (jusqu'à 10 bandes par maille, la différence d'altitude entre deux bandes est de 300 mètres). La température et les précipitations varient à l'intérieur de chaque maille en fonction de l'altitude de la bande concernée. L'accumulation de neige est donc variable à l'intérieur d'une maille dans une région montagneuse (Nijssen et al. 2001; Haddeland et al. 2002). La faible sensibilité de la masse de neige simulée par le modèle VIC

à la résolution des forçages souligne l'importance cruciale de la variabilité spatiale du relief pour une simulation globale correcte du bilan d'eau (Arola and Lettenmaier 1996; Boone et al. 2004).

3.4 Conclusion

Cette étude Rhône-AGG s'intègre dans l'ensemble des expériences d'intercomparaison de schémas de surface. Elle est basée sur l'existence de données à hautes résolutions spatiale et temporelle sur plusieurs années sur le bassin versant du Rhône (données climatiques, mesures de débits et de hauteurs de neige). Elle permet la comparaison des modèles entre eux, et à des observations. L'étude de l'agrégation des forçages rendue possible par la haute résolution (8 km) nous a permis de mettre en regard les résultats obtenus avec ceux que nous avons obtenus sur la péninsule ibérique. Les résultats qualitatifs sont cohérents entre les deux études, mais l'amplitude des modifications est plus marquée en Espagne ce qui peut s'expliquer par un climat plus aride et plus contrasté. L'effet de l'agrégation sur la neige n'est visible que sur le bassin du Rhône. Boone et al (2002) ont souligné à ce sujet l'importance de la variabilité sous-maille de l'altitude pour améliorer la simulation à grande échelle de la neige et donc du bilan d'eau.

L'étude a également donné lieu à une étude de sensibilité du modèle ORCHIDEE à divers paramètres. Nous avons pu constater la forte sensibilité, en terme de bilan d'eau, à la modification de la résistance à l'évaporation du sol nu, à l'augmentation de la capacité en eau du sol et à l'introduction d'un terme de drainage. En terme de structuration spatiale des champs, la modification des cartes de végétation, d'albédo et d'indice de surface foliaire jouent un rôle significatif.

Cette étude a enfin souligné la nécessité de la poursuite du développement du modèle, en particulier sur les aspects liés à la modélisation de l'eau dans le sol, de la neige, et à la prise en compte de la variabilité sous-maille de l'humidité et du relief.

Chapitre 4

Etude des dépressions sur l'Europe de l'Ouest : climat actuel et changement climatique

Au cours des deux précédents chapitres, nous nous sommes intéressés au système climatique du point de vue d'une de ses composantes, les surfaces continentales. Les variables atmosphériques étaient simplement utilisées comme variables d'entrée du schéma de surface, sans rétroaction possible vers l'atmosphère. Dans ce chapitre, nous allons prendre en compte plus largement le système climatique et étudier certains aspects atmosphériques du changement climatique qui jouent sur l'état du système à la surface des continents. Notre objectif est l'étude des impacts du changement climatique sur le cycle de l'eau en Europe. Nous allons l'aborder précisément dans ce chapitre en considérant un phénomène atmosphérique qui, à nos latitudes, a une influence primordiale sur le cycle de l'eau. Nous allons en effet étudier la simulation par les modèles de circulation générale (MCG) des dépressions qui traversent l'Atlantique et atteignent l'Europe de l'Ouest. Nous verrons comment ces dépressions peuvent être reliées aux précipitations, comment le modèle que nous utilisons parvient à les représenter et comment le changement climatique simulé selon un scénario pré-établi les modifie.

4.1 Le changement climatique : que prévoit-on ?

4.1.1 Le MCG : un outil indispensable

Pour prévoir le changement climatique, l'utilisation des MCG est incontournable. En effet, ils sont les seuls capables de fournir des évolutions globales du climat de la Terre. Bien qu'ayant des résultats approximatifs, ces modèles sont validés en climat actuel et parviennent à représenter les grandes caractéristiques géographiques et temporelles du système climatique (Bony et al. 1992). Les MCG qui couplent océan et atmosphère sont par exemple actuellement capables de simuler correctement les structures globales de la température et de la pression de surface. La simulation des précipitations est davantage entachée d'erreurs car les précipitations présentent une importante variabilité sous-maille à la résolution du

MCG. En outre, à l'échelle régionale, des biais importants demeurent dans la simulation des températures ou des pluies. Ces biais dépendent largement de la région et du modèle. Les biais dans les moyennes saisonnières de températures varient entre ± 4 °C. L'erreur dans la simulation des précipitations varie entre -40 et $+80\%$ (Houghton et al. 2001).

L'étude des effets de l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre sur le climat s'est souvent largement limitée aux changements du climat moyen du fait de limitations inhérentes aux modèles. En effet, le couplage non systématique des modèles atmosphériques à la dynamique océanique, source importante de variabilité, et la basse résolution horizontale des modèles ne permettent pas une simulation très satisfaisante de la variabilité du climat (Carnell and Senior 1998).

4.1.2 Changements moyens régionaux

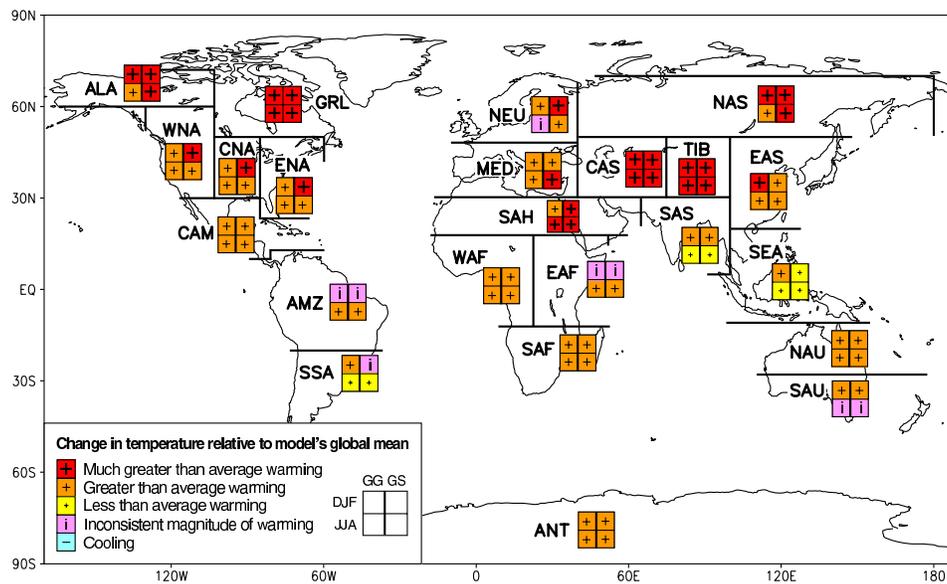


FIG. 4.1 – Analyse de l'accord entre les modèles concernant le réchauffement régional relatif au réchauffement global de chaque modèle. Selon les régions, on obtient soit un accord d'un réchauffement de plus de 40% au-dessus de la moyenne globale ("Much greater than average warming"), soit un accord d'un réchauffement plus important que la moyenne globale ("Greater than average warming"), soit un accord d'un réchauffement plus faible que la moyenne globale ("Less than average global warming"), soit un désaccord sur l'amplitude relative du réchauffement régional ("Inconsistent magnitude of warming"). GG correspond à la prise en compte des gaz à effet de serre seulement, GS à la prise en compte des gaz à effet de serre et des aérosols. Le réchauffement global varie entre 3 et 4.9°C pour les expériences GG, et entre 2.5 et 3.8°C pour GS (Houghton et al. 2001).

Concernant le climat moyen, les changements prévus pour la fin du XXI^e siècle (par rapport au climat actuel) varient largement en fonction des scénarios, des modèles et des régions. La réponse régionale est cependant plus cohérente en ce qui concerne les températures. L'essentiel des régions se réchauffent quels que soient la saison et le scénario, plus nettement

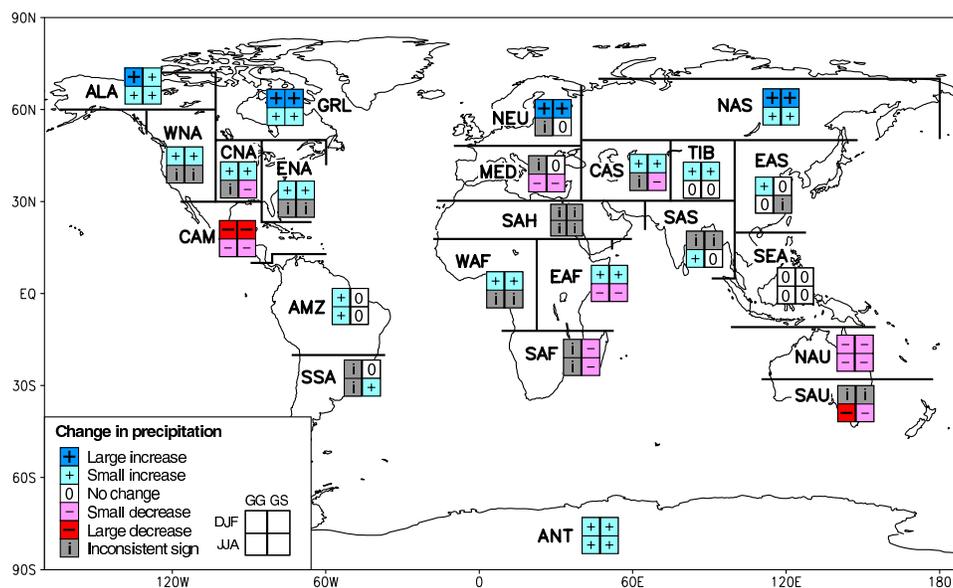


FIG. 4.2 – Analyse de l'accord entre les modèles concernant le changement de précipitations régionales de pour chaque modèle. Selon les régions, on obtient soit un accord d'une augmentation avec un changement moyen de plus de 20% ("Large increase"), d'une augmentation comprise entre 5 et 20% ("Small increase"), d'un changement compris entre -5 et 5% ("No change"), d'une diminution comprise entre -5 et -20% ("Small decrease"), d'une diminution supérieure à 20% ("Large decrease"), soit un désaccord ("Inconsistent sign"). GG correspond à la prise en compte des gaz à effet de serre seulement, GS à la prise en compte des gaz à effet de serre et des aérosols (Houghton et al. 2001).

dans les régions froides et en hiver (cf. figure 4.1). Pour les précipitations, la variabilité des réponses est plus importante, et constitue une source significative d'incertitudes pour la détermination des impacts du changement climatique. Sur le nord de l'Europe, les modèles s'accordent à prévoir une augmentation de plus de 20% des précipitations en hiver et dans la région méditerranéenne, une faible diminution des précipitations estivales est prévue (cf. figure 4.2). En été, sur le nord de l'Europe, ou en hiver, dans la région méditerranéenne, les modèles proposent des réponses non concordantes entre elles.

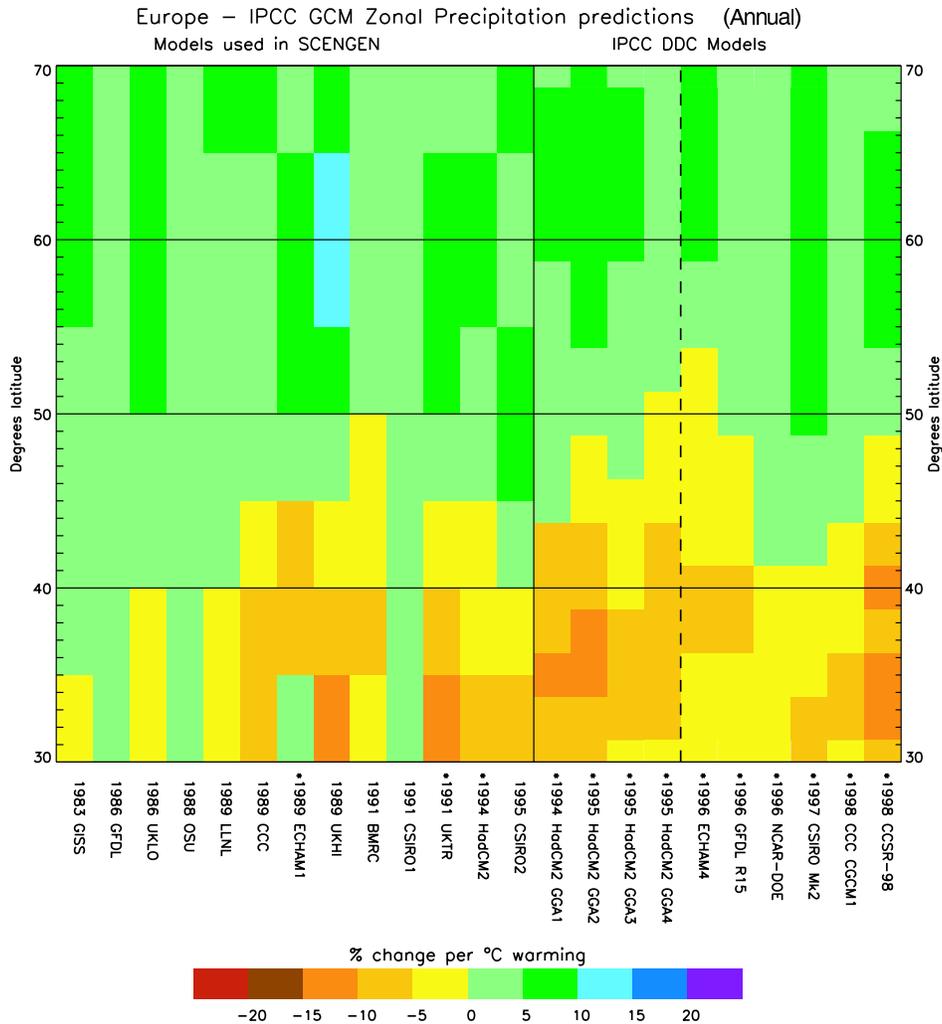


FIG. 4.3 – Pour l'Europe, changements simulés des précipitations annuelles, moyennés par latitude et normalisés en % de changement par degré de réchauffement. Les résultats sont donnés pour 33 simulations du changement climatique (forcées seulement par un changement de la concentration en CO_2) produites entre 1983 et 1998 (Houghton et al. 2001).

La figure 4.3 présente une synthèse des changements dans les précipitations en Europe obtenus par 33 simulations de changement climatique, changements moyennés en latitude et normalisés en % de changement par degré de réchauffement global. Nous pouvons remarquer pour l'ensemble des simulations un assèchement de l'Europe du Sud et une augmentation

des pluies sur le nord de l'Europe, et constater une intensification de ce contraste avec le développement des modèles.

4.1.3 Amélioration de la qualité des simulations par désagrégation ?

Les MCG simulent donc le climat et le changement climatique à grande échelle avec un certain nombre d'incertitudes. Ils établissent des scénarios de changement climatique et l'évolution globale des variables climatiques associées. A l'échelle régionale, la simulation de processus ayant une variabilité sous-maille importante comme les précipitations est souvent entachée d'erreurs importantes et les réponses à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre sont peu concordantes entre les différents modèles, alors que la simulation de variables telles que la pression ou la température est plus satisfaisante.

La mise en place d'une méthodes de désagrégation est une solution envisageable pour tenter d'améliorer la qualité des simulations régionales pour certaines variables comme les précipitations (Giorgi and Mearns 1991; Hewitson and Crane 1996; Mearns et al. 1999). Il s'agit alors :

- soit de relier de façon empirique et statistique grande et petite échelles – en reliant par exemple pression au niveau de la mer et pluie – et d'utiliser ensuite ce lien en supposant qu'il restera valable en climat perturbé ;
- soit d'augmenter la résolution spatiale des simulations climatiques d'une région particulière, à l'aide d'un modèle de climat régional ou zoomé.

Cette deuxième grande famille de méthodes permet l'amélioration de différents aspects de la dynamique du climat. Elle nécessite cependant l'adaptation des paramétrisations à la résolution variable pour les modèles zoomés. Il faut également noter que la qualité des simulations régionales fournies par un modèle de climat régional (MCR) dépend largement des forçages aux bords du domaine considéré.

Ici, nous utilisons le modèle climatique ARPEGE de Météo-France, modèle zoomé avec un zoom centré sur la Méditerranée (cf. section 4.3.1). Nous allons analyser, dans le cadre de ce modèle, les dépressions et les précipitations en climat actuel, et leur évolution lorsque le climat est perturbé. Nous nous plaçons du point de vue de l'atmosphère. Nous partons donc de la variabilité du climat, et plus spécifiquement des dépressions qui traversent l'Atlantique en direction de l'Europe, pour étudier les précipitations.

4.2 La variabilité du climat

L'étude des dépressions des latitudes moyennes devient plus envisageable avec l'amélioration des MCG, leur couplage avec l'océan et leur résolution spatiale plus élevée. Mais les incertitudes restent importantes, en particulier lorsqu'on s'intéresse aux modifications possibles des dépressions du fait du changement climatique et aux mécanismes qui expliquent ces modifications. L'évolution des dépressions des latitudes moyennes à cause du changement climatique est difficile à prévoir : des changements prévus tels que la réduction du gradient de température méridional dans les basses couches, son augmentation dans les hautes couches,

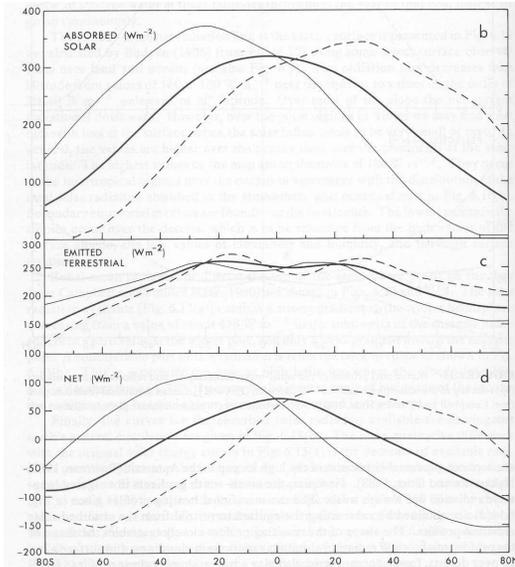
l'augmentation globale du contenu en vapeur d'eau ou la réduction des contrastes terre-mer peuvent avoir des impacts opposés (et qui peuvent donc se compenser) sur l'intensité ou la fréquence des dépressions (Hall et al. 1994; Carnell and Senior 1998). Les résultats obtenus par les différents modèles concernant les changements dans les dépressions des latitudes moyennes en conséquence du changement climatique sont peu robustes.

Avant d'aborder l'étude des dépressions simulées par le MCG ARPEGE zoomé sur l'Europe, nous allons tout d'abord situer rapidement les dépressions des latitudes moyennes dans le système climatique global. Nous verrons ensuite comment ces dépressions peuvent être reliées aux différentes échelles de variabilité.

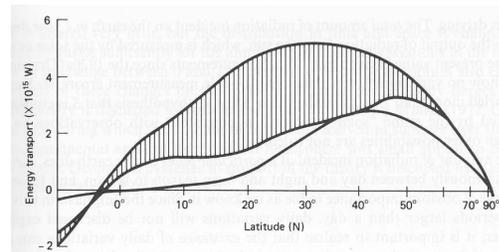
4.2.1 Le rôle des perturbations des latitudes moyennes dans l'équilibre radiatif terrestre

Nous rappelons donc tout d'abord brièvement certains aspects essentiels du climat de la Terre, en nous concentrant surtout sur notre région d'étude, l'Atlantique Nord des latitudes moyennes. Le climat est le résultat d'équilibres très complexes aux interactions multiples. Les équations qui gouvernent le fonctionnement des composantes du système climatique global (atmosphère, surfaces continentales, océan) expriment les lois de conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie. Pour simplifier l'étude du climat, il est souvent pratique de considérer, non pas des champs instantanés et tri-dimensionnels, mais des champs moyennés zonalement et/ou temporellement, en fonction de la région, de la composante du système étudiée et des échelles temporelle et spatiale considérées. Ainsi, par exemple, lors de l'étude du bilan radiatif de la Terre, il est pertinent de considérer le contraste entre les pôles et l'équateur, et donc d'analyser des profils de rayonnement solaire moyennés zonalement (on ne garde alors que la dépendance spatiale en fonction de la latitude) et temporellement.

L'énergie dont dispose le système terrestre provient essentiellement du soleil. Le rayonnement solaire absorbé (figure 4.4(a)b) décroît en moyenne zonale de l'équateur vers les pôles. Le rayonnement net (figure 4.4(a)d), c'est-à-dire la différence entre les rayonnements absorbé (figure 4.4(a)b) et émis (figure 4.4(a)c), est excédentaire à l'équateur, mais déficitaire aux pôles. Il y a donc perte d'énergie aux hautes latitudes. Le système étant relativement stable, cet excédent à l'équateur et ce déficit aux pôles doivent s'équilibrer grâce à des transferts d'énergie des basses vers les hautes latitudes. Ces transferts s'effectuent par la mise en place de circulations de l'atmosphère et de l'océan, qui jouent donc des rôles régulateurs. La figure 4.4(b) présente les quantités d'énergie transportées, à travers chaque cercle de latitude, par l'atmosphère et par l'océan. On constate que l'atmosphère et l'océan sont d'égale importance pour le transport d'énergie. Ces transports prennent plusieurs formes, en fonction de la latitude. En effet, un deuxième aspect essentiel de la circulation atmosphérique et donc du climat de la Terre, la rotation de la Terre et la force de Coriolis qui en résulte, contraignent fortement les circulations qui se mettent en place pour assurer ces échanges thermiques entre l'équateur et les pôles. Ainsi, dans l'atmosphère, les transferts d'énergie de l'équateur vers les pôles se font d'abord à travers la cellule de Hadley, qui s'étend jusqu'à une latitude limite – la rotation de la Terre intervient par exemple dans la détermination de l'extension de la cellule de Hadley –, puis par des tourbillons aux latitudes moyennes. La limite entre ces deux régions coïncide avec un maximum de vent d'Ouest (le courant-jet, cf. figure 4.5).



(a) Profils méridionaux du rayonnement solaire absorbé (b), du rayonnement terrestre émis (c) et du rayonnement net (d) au sommet de l'atmosphère en W/m^2 pour l'hiver (DJF, traits pleins fins), l'été (JJA, traits pointillés) et en moyenne annuelle (traits pleins épais). Ces profils sont basés sur des données de Campbell and Vonder Haar (1980) (Peixoto and Oort 1992).



(b) Le transport d'énergie vers le Nord en fonction de la latitude. La courbe enveloppe représente le transport net obtenu à partir de mesures du rayonnement. La zone blanche sous la courbe correspond à l'énergie transportée par l'atmosphère, la zone hachurée à l'énergie transportée par les océans. La courbe du bas représente la part du transport atmosphérique due aux tourbillons transitoires (figure reproduite d'après Gill (1982)).

FIG. 4.4 – Bilan radiatif terrestre

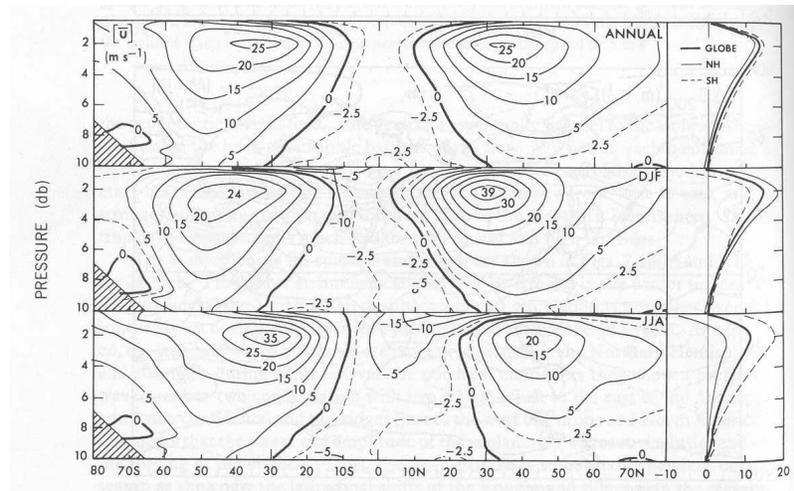


FIG. 4.5 – Moyenne zonale de la composante zonale du vent (en m/s) en fonction de l'altitude ; moyenne annuelle, hiver et été. Le profil vertical global, et les profils verticaux pour chaque hémisphère, sont montrés à droite (Peixoto and Oort 1992).

Dans la suite, nous précisons rapidement le comportement de l'atmosphère aux latitudes moyennes, et revenons plus précisément sur ces tourbillons atmosphériques qui permettent des échanges thermiques entre l'équateur et les pôles. Aux latitudes moyennes, les mouvements de grande échelle sont en première approximation le résultat de la combinaison des équilibres quasi-géostrophique entre les forces de pression et de Coriolis, et hydrostatique (lien entre pression et température sur la verticale). Les mouvements sont donc approximativement parallèles aux isobares. Une des caractéristiques de la circulation de l'atmosphère aux latitudes moyennes est sa variabilité importante, spatiale ou temporelle. En ce qui concerne la variabilité spatiale, on note en particulier que les forçages thermiques à la surface (contrastes terre-mer) et orographiques (chaînes de montagne) ne sont pas uniformes sur un cercle de latitude, et que leur influence est visible respectivement sur la pression à la surface (cf. figure 4.6) et sur le géopotential à 500 hPa (cf. figure 4.7(a)) qui varient en effet sur un même cercle de latitude.

L'étude de la variabilité temporelle de la circulation atmosphérique des latitudes moyennes se fait à travers les mouvements transitoires, c'est-à-dire les écarts à la moyenne temporelle. La figure 4.4(b) indique que ces mouvements transitoires sont responsables de l'essentiel du transport atmosphérique aux latitudes moyennes. Ces mouvements transitoires correspondent pour partie aux tourbillons introduits plus haut. La figure 4.7 permet de mesurer l'intensité et l'échelle temporelle de ces mouvements transitoires. On peut tout d'abord remarquer que la variabilité augmente de l'équateur aux latitudes moyennes (b) et qu'elle est essentiellement due à des fluctuations de basse fréquence (c). Les fluctuations de haute fréquence (d) au large des côtes Est de chaque continent reflètent l'activité des cyclones qui se développent. Ces cyclones correspondent aux tourbillons dont nous avons parlé plus haut et sont les perturbations que nous connaissons sur nos régions. Leur échelle temporelle est synoptique, c'est-à-dire de l'ordre d'une semaine.

Nous allons maintenant détailler certains aspects de la variabilité temporelle de la circula-

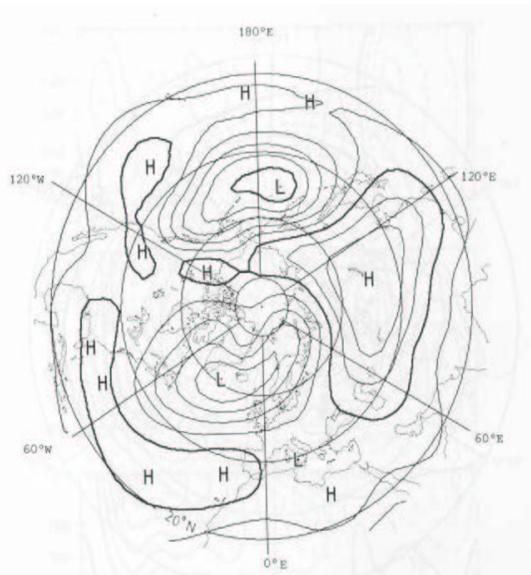


FIG. 4.6 – Moyenne climatologique de la pression au niveau de la mer pour janvier ; l'intervalle entre deux contours est de 4 mb, les contours 1000 et 1020 mb sont plus épais (Hoskins and Pearce 1983).

tion atmosphérique dans une optique particulière, l'étude des perturbations, des précipitations et du cycle de l'eau sur l'Europe. Les précipitations sur l'ouest de l'Europe sont reliées d'une part au champ de pression à la surface de la mer (grande échelle) et donc à l'advection moyenne d'humidité de l'océan vers les continents dans cette région, et d'autre part aux perturbations qui traversent l'Atlantique, par les systèmes frontaux et les mouvements ascendants associés ou par l'accroissement de l'advection au sud des centres de perturbations (Ulbrich et al. 1999).

4.2.2 L'étude des perturbations

L'étude de la variabilité haute fréquence, des perturbations d'échelle synoptique peut s'aborder de deux façons différentes :

1. en analysant la variance haute fréquence (de périodes entre 2 et 6 jours) de variables telles que le géopotential à différents niveaux de pression,
2. en repérant et en suivant les dépressions par la recherche d'extrêmes dans un champ choisi.

Les storm tracks

Le terme "storm track" se réfère à des régions de maximum de variance provenant de perturbations d'échelle synoptique (dont la durée de vie varie entre 3 et 5 jours). Ces régions correspondent donc à des maximum de la variance filtrée, sur des périodes de 2 à 6 jours, de variables comme le géopotential à 500 hPa (variable classiquement utilisée). Les deux storm

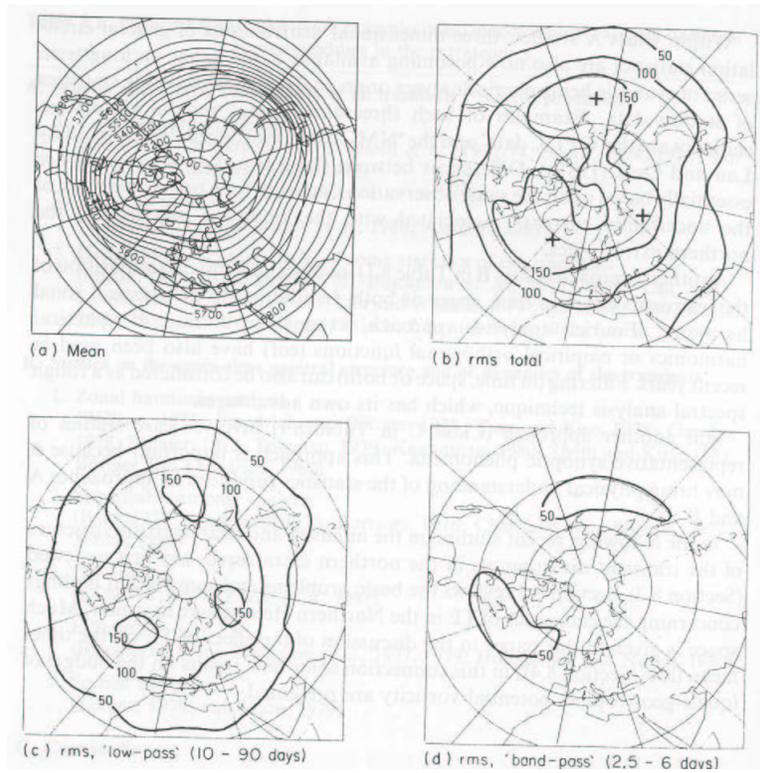
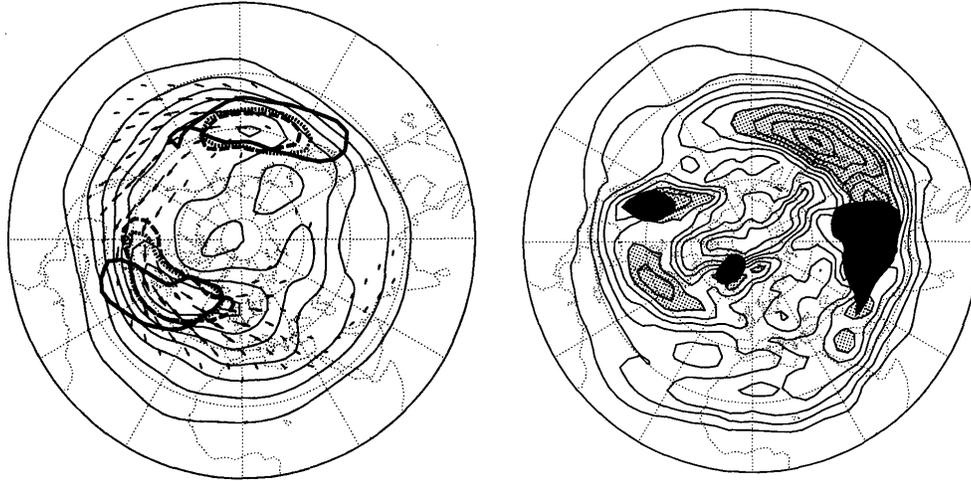


FIG. 4.7 – Quelques statistiques de la hauteur (en m) du géopotiel à 500 mb : moyenne (a), écart-type (b), écart-type filtré sur les basses fréquences (10-90 jours) (c), écart-type filtré sur les hautes fréquences (2.5-6 jours) (d) (figure reproduite à partir de Hoskins and Pearce (1983))



(a) La structure des storm-tracks dans l'hémisphère Nord à partir des données ECMWF (hivers 1979-84). Les contours fins représentent la variance de la hauteur du géopotiel ($\overline{\phi'^2}$) (l'intervalle entre deux contours est 15 m^2) et les vecteurs indiquent $E = (\overline{v'^2 - u'^2}, -\overline{u'v'})$, à 250 hPa. Le flux horizontal de température à 700 hPa ($\overline{v'T'}$) (trait pointillé fin à 10 K m s^{-1}), le flux vertical de température à 700 hPa ($-\overline{w'T'}$) (trait petits pointillés à 0.2 K Pa s^{-1}) et le chauffage diabatique intégré sur la colonne (trait épais à 50 W m^{-2}) sont aussi représentés.

(b) La baroclinicité en hiver (jour^{-1}), à environ 780 hPa. Les contours sont tracés tous les 0.1 jour^{-1} , avec 0 à l'équateur et des valeurs inférieures à 0.1 jour^{-1} au pôle Nord. Les zones grisées repèrent les valeurs supérieures à 0.6 jour^{-1} . Les zones noircies correspondent à des régions où le niveau 780 hPa est à moins d'un kilomètre du relief, et donc probablement dans la couche limite atmosphérique.

FIG. 4.8 – Les storm-tracks dans l'hémisphère Nord, d'après Hoskins et Valdes (1990).

tracks principaux de l'hémisphère Nord, identifiés en hiver, sont localisés sur les deux océans Pacifique et Atlantique. Leur extension en latitude est limitée et ils s'étendent au large des côtes Est de l'Amérique du Nord et de l'Asie (cf. figure 4.7(d)).

La dynamique des storm tracks est très complexe. De nombreux processus physiques y sont associés : processus baroclines et barotropes, instabilités et chauffage diabatique. Une analyse approfondie et une revue des différents processus physiques impliqués dans la dynamique des storm-tracks est présentée par Chang et al (2002). Le mécanisme fondamental de génèse des storm tracks est l'instabilité barocline, soit la conversion de l'énergie potentielle disponible du courant moyen, associée à des mouvements d'air chaud vers le haut de la troposphère et vers les pôles. En amont des storm tracks, on observe des maxima de flux de chaleur vers le pôle et vers le haut de la troposphère, et des régions de maxima du chauffage diabatique (moyenné sur la verticale) sont situées au sud (cf. figure 4.8(a)). La baroclinicité peut se mesurer par le taux maximum de croissance d'instabilités d'Eady :

$$\sigma_{BI} = 0.31 f \left| \frac{\partial V}{\partial z} \right| N^{-1}$$

où f est le paramètre de Coriolis, V la norme de la vitesse horizontale, N la fréquence de Brünt-Vaisala. Ce paramètre sera étudié plus en détails dans la section 4.5.2 (p.154).

On retrouve les régions de maximum de flux de chaleur avec cette variable (cf. figure 4.8(b)). Ces flux, importants dans les zones où la baroclinicité est forte, vont avoir tendance à réduire les gradients de température qui génèrent les storm-tracks. Il faut donc déterminer les mécanismes qui maintiennent ces forts gradients dans l'interaction de ces storm-tracks avec la circulation stationnaire de grande échelle. Ces mécanismes donnent lieu à différentes interprétations suivant les auteurs (Chang et al. 2002).

Une étude récente a étendu largement les champs météorologiques utilisés dans la détermination des storm-tracks (Hoskins and Hodges 2002). Des champs d'échelles variées dont la variabilité est importante si on s'intéresse aux systèmes de temps des latitudes moyennes ont été utilisés, à la fois dans la basse et la haute troposphère : pression à la surface, géopotentiel, vents méridional et vertical, température, vorticité, température et vorticité potentielles. La pression à la surface et le géopotentiel sont des variables dont la variabilité est dominée par la grande échelle, et des systèmes d'échelle synoptique se déplaçant rapidement peuvent être masqués par la circulation moyenne. La circulation moyenne doit donc être filtrée avant utilisation de ces variables pour la détermination des storm-tracks ou le suivi des dépressions. Au contraire, la vorticité est moins influencée par le courant moyen, elle est davantage sensible aux petites échelles et permet l'identification des systèmes plus en amont. Le risque est d'obtenir un signal trop bruité. Un lissage préalable est donc souvent nécessaire.

Le suivi des dépressions

La deuxième méthode de diagnostic des storm tracks est l'identification des dépressions – souvent par la recherche d'extrémas dans le champ choisi –, leur localisation spatiale et leur suivi au cours du temps (König et al. 1993; Hodges 1994; Lionello et al. 2002). Des statistiques des distributions obtenues peuvent ensuite être calculées. Cette deuxième famille de méthodes donnera des résultats probablement un peu différents de ceux obtenus à partir de la variance filtrée (Schubert et al. 1998). En effet, les méthodes de suivi des dépressions distinguent les

anticyclones et les dépressions, ce qui n'est pas le cas de la variance filtrée, et imposent dans la détermination des trajectoires des conditions sur la durée de vie de ces trajectoires ou la distance parcourue par ces trajectoires. Cette deuxième famille de méthodes permet une meilleure connaissance des types de systèmes synoptiques qui constituent les storm tracks par la distinction des anticyclones et des dépressions par exemple. Dans ce chapitre, nous utilisons la méthode de suivi des dépressions mise au point par Hodges (1994). Cette méthode sera présentée dans la section 4.3.2.

Les interactions entre ces storm-tracks et un mode dominant de la variabilité moyenne de la pression à la surface, l'Oscillation Nord Atlantique, ont été étudiées par Hurrell et van Loon (1997) à partir d'observations sur les 130 dernières années. Nous présentons dans le paragraphe suivant les éléments essentiels de cette étude, sur lesquels nous reviendrons ensuite.

4.2.3 Interactions entre Oscillation Nord Atlantique et perturbations

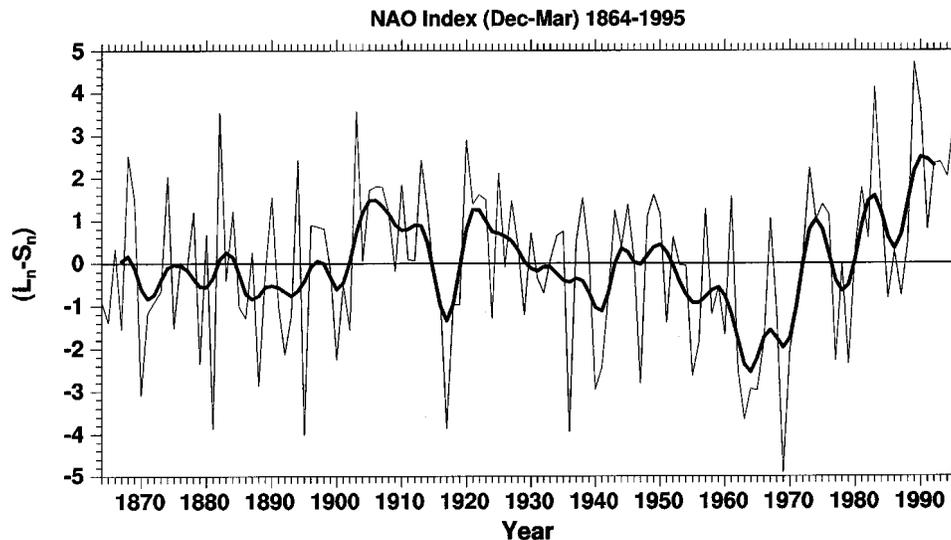


FIG. 4.9 – Série temporelle de l'indice NAO en hiver (décembre à mars), de 1864 à 1995. La courbe en trait épais représente le gradient méridional de pression, lissé pour retirer les fluctuations de période inférieure à 4 ans (Hurrell and Loon 1997).

L'Oscillation Nord Atlantique (NAO) est un mode dominant de la variabilité moyenne de la pression au niveau de la mer et du climat. Elle est associée à un changement des vents d'Ouest de surface à travers l'Atlantique. Elle correspond à une oscillation méridionale de la pression atmosphérique à la surface, entre deux centres, l'un proche de la dépression d'Islande et l'autre de l'anticyclone des Açores (Hurrell and Loon 1997; Rogers 1997). On définit classiquement un indice de la NAO, pour la saison hivernale (l'oscillation est plus marquée en hiver), basé sur la différence de pressions au niveau de la mer normalisées, entre une station en Islande et une autre près des Açores. La figure 4.9 montre la variabilité

interannuelle importante de l'indice NAO et indique des périodes de persistance dans une phase ou l'autre.

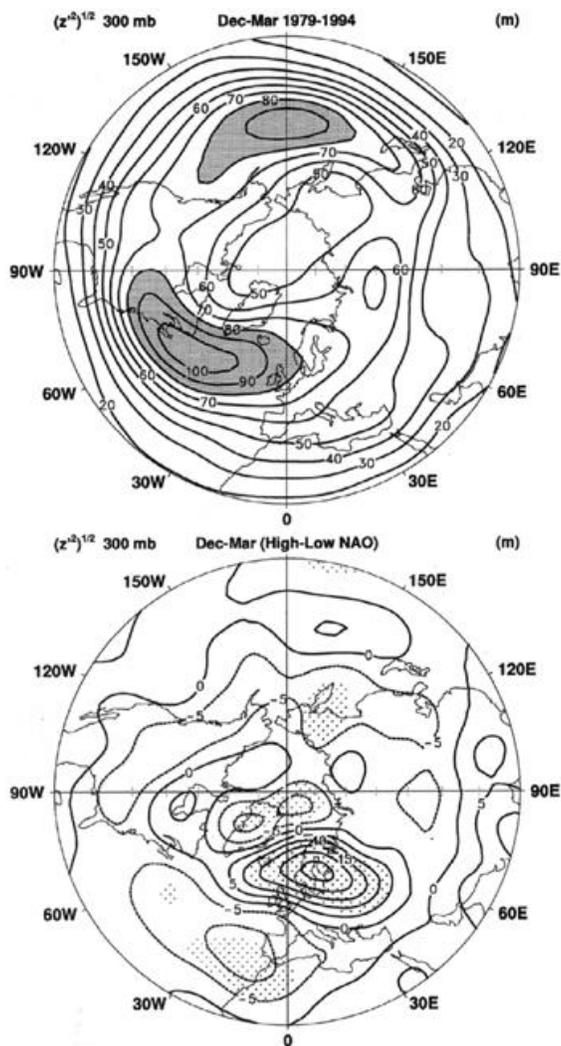
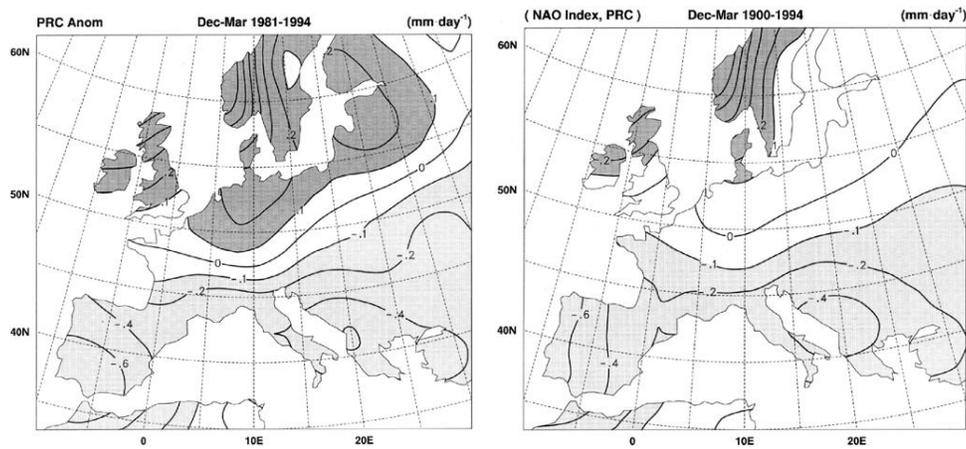


FIG. 4.10 – Storm tracks (variance filtrée du géopotentiel à 300 hPa) pour les hivers 1979-94 (décembre à mars) et anomalies, différence entre les hivers à indices NAO fort et faible (Hurrell and Loon 1997).

Les interactions entre courant moyen et storm tracks sont étudiées par Hurrell et al (1997) lors de l'analyse des variations décennales du climat associées à la NAO, en hiver, à partir d'observations sur les 130 dernières années. Depuis 1980, la NAO a tendance à rester en phase positive et une part importante de la variabilité des températures et des précipitations peut y être reliée. Les auteurs montrent que les changements dans la circulation moyenne mensuelle sur l'Atlantique sont accompagnés d'une modification des storm tracks, représentés par la variance filtrée à 300 hPa, et de l'activité turbulente d'échelle synoptique (cf. figure 4.10), et que le rôle joué par ces perturbations est complexe. Les auteurs étudient en particulier l'effet des flux transitoires de chaleur et de vorticité sur la circulation moyenne. Les anomalies de flux transitoires de chaleur tendent à détruire la perturbation moyenne de



(a) Différence entre les précipitations hivernales moyennes pour les 14 hivers 1981 à 1994 et la moyenne de 1951 à 1980.

(b) Changements dans les précipitations associés à un changement unité de l'indice NAO

FIG. 4.11 – Variations décennales des précipitations et variations associées aux variations de NAO (Hurrell and Loon 1997). Les contours sont exprimés en mm/jour, les anomalies supérieures à 0.1 mm/j ou inférieures à -0.1 mm/j sont repérées par un fond gris foncé ou gris clair.

température associée à la NAO à la surface. Cependant, les transports de vorticité dans la haute troposphère, liés à ces perturbations, vont au contraire renforcer l'anomalie de la circulation moyenne. On voit donc que ces phénomènes transitoires jouent un rôle important dans le maintien des courants associés à la circulation stationnaire de grande échelle.

Les modifications de la circulation moyenne et de la composante turbulente de la circulation affectent le transport et la convergence d'humidité. Les auteurs montrent que ces changements sont liés à des changements dans les précipitations régionales (cf. figure 4.11(b)). Les variations de précipitations associées aux variations de NAO sont très similaires aux anomalies décennales de précipitations récemment observées (cf. figure 4.11(a)). On peut donc probablement relier les conditions récentes, sécheresse au sud de l'Europe, et précipitations accrues sur le nord (Islande–Scandinavie) au comportement de la NAO.

L'Oscillation Nord Atlantique peut donc avoir une influence importante sur la variabilité des précipitations qui atteignent l'Europe de l'Ouest (Hurrell and Loon 1997; Zorita et al. 1992; Ulbrich et al. 1999). Des valeurs positives de l'indice sont associées à une advection d'Ouest accrue aux latitudes moyennes, une haute pression plus forte sur l'Atlantique subtropical, et une basse pression accrue sur l'Islande. Les pluies ont tendance à augmenter sur le nord de l'Europe. Au contraire, des valeurs négatives de l'indice, associées à un gradient moins fort, orientent davantage les pluies vers l'Europe du Sud (cf. figure 4.12).

Nous reviendrons dans la suite de ce chapitre sur cette interaction importante entre NAO, dépressions des latitudes moyennes et précipitations. Nous chercherons à la mettre en évidence dans les simulations dont nous disposons (cf. section 4.4.5).

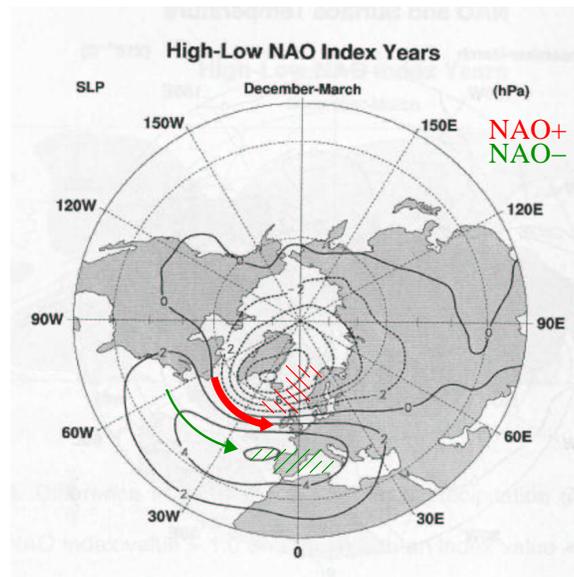


FIG. 4.12 – Différence de pression au niveau de la mer entre les années d'indice supérieur à 1 et celles d'indice NAO inférieur à 1 depuis 1899. Les flèches représentent la localisation approximative des vents d'Ouest et les hachures les régions où la pluie augmente pour les deux situations (NAO+ et NAO-). Cette figure a été construite en s'inspirant largement de Hurrell and Dickson (2001).

4.3 Mise en place de notre expérience

Dans la suite de ce chapitre, nous étudions les perturbations des latitudes moyennes dans le MCG ARPEGE zoomé sur l'Europe. Dans un premier temps, nous travaillons en climat actuel (**section 4.4**). Les objectifs sont d'une part de comparer les caractéristiques des dépressions obtenues par le modèle à des observations, et d'autre part d'étudier les liens entre courant moyen, dépressions et précipitations dans le modèle. Nous abordons ensuite le changement climatique et l'étude de ses impacts (**section 4.5**).

4.3.1 Données utilisées

Nous utilisons des simulations effectuées avec le modèle ARPEGE dans sa version zoomée, le centre du zoom étant situé sur la mer Méditerranée (40°N–12°E). Ce modèle a été mis au point par Météo-France (Déqué et al. 1998; Gibelin and Déqué 2003). Nous travaillons sur une région limitée correspondant à l'Atlantique Nord et à l'Europe (20°N–80°N, 90°W–40°E). Les sorties du modèle sont interpolées sur une grille régulière de 1° × 1°, ce qui réduit la résolution spatiale à la résolution la plus grossière présente dans la simulation ARPEGE sur cette région. L'utilisation du logiciel Track, que nous présentons ensuite (section 4.3.2), nécessite en effet une grille régulière.

Les deux périodes de temps considérées sont 1960-99 (simulation DA9, climat actuel) et 2070-2099 (simulation DE9B, climat perturbé). Le scénario de forçage radiatif utilisé est le

scénario IPCC-B2 (cf. annexe E pour une rapide description de ce scénario). Le doublement de la concentration en CO₂ se produit à la fin de la période. Les températures à la surface de l’océan sont prescrites à partir d’observations mensuelles avec variabilité interannuelle (pour le climat actuel) et à partir d’observations mensuelles avec variabilité interannuelle auxquelles sont ajoutées des anomalies fournies par des simulations de changement climatique d’un modèle couplé atmosphère-océan de basse résolution (pour le climat perturbé). Dans la simulation DE9B, l’impact du changement climatique sur la variabilité interannuelle des températures de surface de l’océan est négligé et la dérive du modèle est prise en compte (Gibelin and Déqué 2003).

4.3.2 Présentation du logiciel Track

Les trajectoires des dépressions

La méthode de suivi des dépressions mise au point par Hodges (1994, 1995) identifie les dépressions en recherchant tout d’abord les extremas du champ choisi – pression à la surface, géopotentiel à 500 hPa, vorticité à 850 hPa –    chaque pas de temps. Les régions sur lesquelles le seuil de détection choisi est dépassé sont délimitées, puis, à l’intérieur de chacune de ces régions, les points extrêmes sont déterminés. Ces extremas sont ensuite reliés entre eux pour former des trajectoires. Diverses méthodes plus ou moins complexes existent pour ce faire. Hodges (1995) définit les trajectoires directement sur la sphère par optimisation sous contraintes d’une fonction de coût.

- Les contraintes imposées assurent la continuité des trajectoires et limitent la distance parcourue par un système entre deux points d’une trajectoire. Elles limitent aussi les variations d’intensité et de direction sur une même trajectoire. Ces contraintes sont variables en fonction de la rapidité de déplacement des systèmes (Hodges 1999).
- Divers paramètres sont requis pour faire fonctionner le modèle comme le seuil en-dessous duquel les dépressions ne sont pas identifiées et un ensemble de paramètres en relation avec la fonction de coût optimisée sous contraintes par Track. Nous présenterons ces différents paramètres lors de la présentation des tests de sensibilité effectués (section 4.4.2).

Analyse statistique des trajectoires

Les trajectoires, une fois déterminées au cours du temps, sont analysées. Des diagnostics statistiques sont produits (Hodges 1996; Hoskins and Hodges 2002). Le logiciel Track fait l’analyse statistique de l’ensemble des trajectoires sur un domaine sphérique, c’est-à-dire sans projection (sauf pour la présentation des résultats), en utilisant des estimateurs de Kernel sphériques avec des fonctions de Kernel locales (cf. annexe B.1).

Un large ensemble de statistiques est produit. Les densités de centres de dépressions et de trajectoires, et les lieux privilégiés de génèse et de disparition des trajectoires sont calculés (cf. annexe B.2 pour une définition des variables). Track calcule des distributions (sauf pour la densité de trajectoires) plutôt que les classiques fréquences normalisées par la surface. Les statistiques calculées sont ramenées ensuite à des unités par mois et par unité de surface (10⁶ km²).

Les valeurs moyennes de l'intensité des dépressions, de leur vitesse de déplacement et de leur taux de croissance sont calculées, ainsi que la durée de vie moyenne des dépressions. Les variables intensité, vitesse et taux de croissance ne seront pas représentées pour des densités de centres de dépressions trop basses, et la durée de vie des trajectoires ne sera pas non plus représentée lorsque la densité de trajectoires est trop faible. Les valeurs moyennes sont dans ce cas déterminées à partir d'échantillons trop petits et elles ne seraient pas représentatives. Les seuils de suppression seront choisis subjectivement. Des indices de confiance seraient bien utiles pour rendre ces choix plus objectifs, mais ils ne sont pas encore disponibles dans le logiciel Track.

4.4 Etude des perturbations en climat actuel

Nous travaillons tout d'abord sur les 39 années de climat actuel (1960-99), simulées par ARPEGE sur une grille zoomée, puis interpolées sur une grille régulière de $1^\circ \times 1^\circ$ (simulation DA9). Nous étudions les dépressions simulées par Track à partir des champs de vortacité à 850 hPa et à 200 hPa fournis toutes les 6 heures (**section 4.4.3**). Track recherche les maxima de ces deux champs – on associe les maxima de la vortacité à des minima du champ de pression et donc aux dépressions – à chaque pas de temps, les relie entre eux pour former des trajectoires, et détermine un certain nombre de propriétés statistiques de ces trajectoires de dépressions. Nous comparons les densités de trajectoires obtenues (**section 4.4.4**) :

- à la variance filtrée sur des périodes de 2 à 6 jours pour chacun des deux champs de vortacité,
- aux résultats obtenus par le même modèle Track sur les mêmes champs, d'une part avec les réanalyses du Centre Européen sur la deuxième moitié du XX^e siècle (ERA40) et d'autre part avec une simulation du modèle de Météo-France dans sa version non zoomée effectuée dans le cadre du projet AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) (Gates et al. 1998).

Les réanalyses du Centre Européen (ECMWF) sont la combinaison de simulations du climat et de données observées et assimilées. Différentes ré-analyses ont été utilisées pour analyser les storm-tracks et leurs représentations des dépressions ont été comparées (Hodges et al. 2003). Les auteurs ont montré que les résultats sont similaires pour les différentes réanalyses dans la basse troposphère de l'hémisphère Nord mais que des différences limitées sont visibles pour les systèmes de petite échelle spatiale. Dans la haute troposphère, l'identification des systèmes peut dépendre de la méthode d'assimilation.

Nous nous attachons enfin à l'étude du lien, dans la simulation, entre la variabilité de type NAO d'une part, et la variabilité des dépressions et des précipitations d'autre part (**section 4.4.5**).

Nous présentons au préalable un certain nombre de tests de sensibilité des résultats au choix des paramètres du modèle Track (**section 4.4.2**). Ces tests sont effectués sur des périodes d'un mois pour l'étude des trajectoires, ou de trois hivers – 9 mois – pour comparer les différentes statistiques calculées à partir des trajectoires par Track. Ils permettent de

préciser le choix de paramètres que nous avons finalement fait, sans en supprimer totalement le caractère subjectif.

4.4.1 Lissage du champ de vorticité à 850 hPa

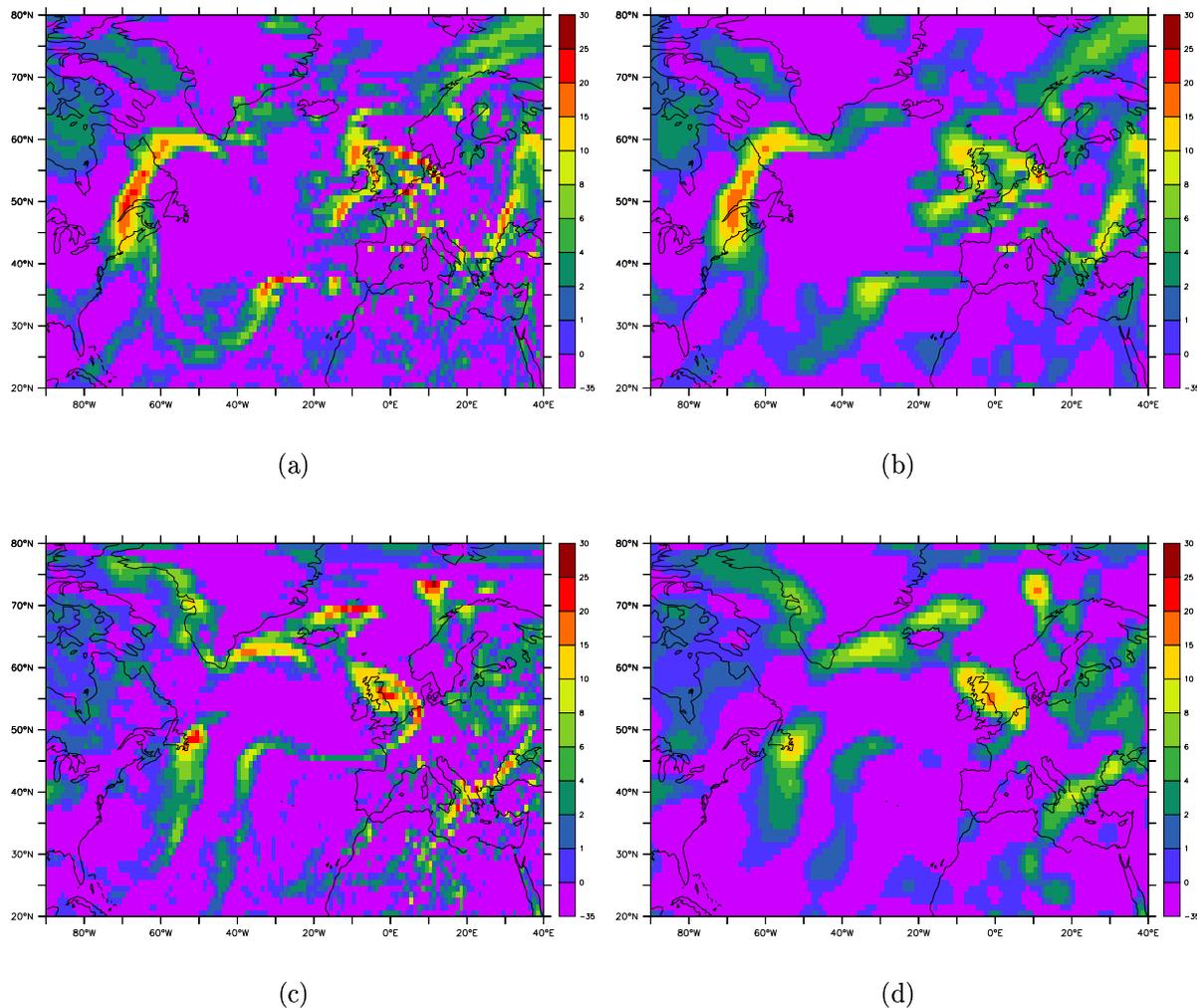


FIG. 4.13 – Deux exemples de lissage du champ de vorticité à 850 hPa ; à gauche, champs bruts (a,c), à droite, champs lissés correspondants (b,d).

Nous observons dans ce paragraphe le champ de vorticité à 850 hPa simulé par ARPEGE et interpolé sur une grille régulière de $1^\circ \times 1^\circ$ pour quelques pas de temps. Nous constatons que ce champ est très bruité (cf. figures 4.13(a) et 4.13(c)). Dans ces conditions, le programme Track détecte un très grand nombre de centres de dépressions et multiplie les trajectoires courtes. Ces trajectoires courtes sont ensuite éliminées car elles parcourent des distances souvent inférieures à 10° (seuil en-dessous duquel les trajectoires sont filtrées).

Un lissage du champ de vorticité est effectué (cf. figures 4.13(b) et 4.13(d)). Il permet un fonctionnement plus efficace de Track, par la réduction du nombre de centres de dépressions.

Seules les structures principales de variabilité du champ de vorticité sont conservées.

La méthode de lissage employée fait partie intégrante du programme Track. Elle approche le champ de vorticité à chaque pas de temps par une surface définie comme produit tensoriel de fonctions “splines”, fonctions polynômes par morceaux de degrés fixés, respectant des conditions de continuité et de dérivabilité (de Boor 1978; Dierckx 1993). Le lissage peut être plus ou moins marqué. La figure 4.13 illustre l’effet du lissage choisi sur le champ de vorticité, pour deux pas de temps particuliers.

4.4.2 Tests de sensibilité effectués sur la vorticité à 850 hPa

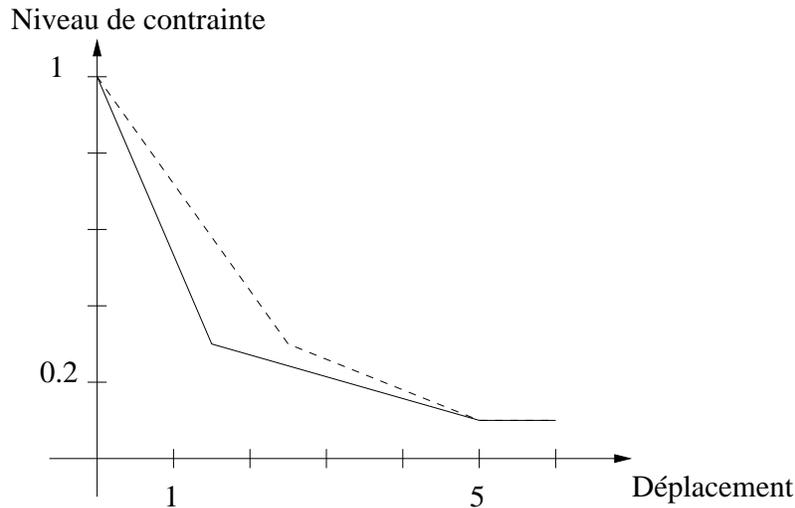
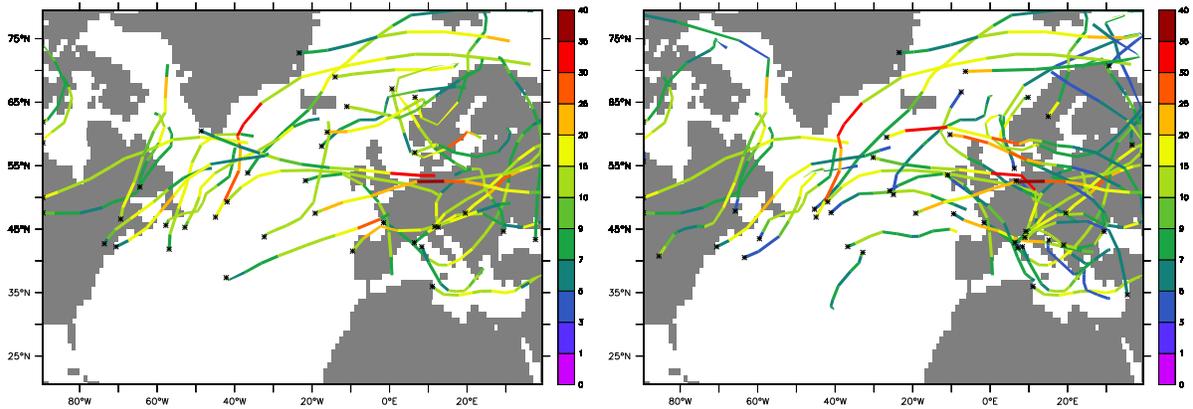


FIG. 4.14 – Contrainte imposée ϕ_{\max} (elle augmente quand sa valeur numérique diminue) en fonction du déplacement. La courbe en trait plein est la courbe de référence, la courbe en traits pointillés correspond à une contrainte réduite.

Nous avons ensuite testé la sensibilité des résultats (trajectoires simulées et statistiques calculées) à différents paramètres du modèle. Nous nous sommes en particulier intéressés au choix du seuil de détection d’un centre de dépression et à des paramètres en relation avec la fonction de coût optimisée sous contraintes par Track (d_{\max} , w_1 , w_2 , et ϕ_{\max}). Cette fonction de coût est construite sur 3 points successifs d’une trajectoire en construction. Elle dépend de deux poids w_1 et w_2 ($w_1 + w_2 = 1$) qui quantifient les importances respectives accordées à l’orientation de la trajectoire (peut-elle tourner beaucoup?) et à la distance entre les points successifs. La distance maximum possible entre deux centres successifs sur une même trajectoire est d_{\max} , et ϕ_{\max} définit le niveau de contrainte à respecter. Ce dernier paramètre dépend de l’éloignement des points (cf. figure 4.14). Plus les points sont éloignés, plus la contrainte est forte.

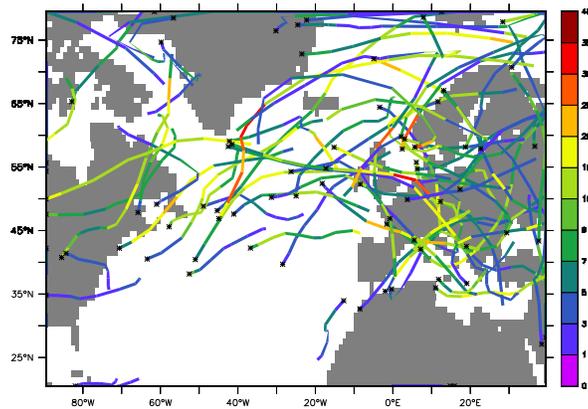
Sensibilité des trajectoires

La figure 4.15 illustre la sensibilité des trajectoires déterminées par Track au seuil de détection des centres de dépressions choisi. Elle représente l’ensemble des trajectoires obte-



(a) seuil=5

(b) seuil=3



(c) seuil=1

FIG. 4.15 – Trajectoires calculées à partir de la vorticité à 850 hPa sur une période d'un mois – décembre 1960 –, en fonction du seuil choisi (unité : 10^{-5}s^{-1}) pour la détection d'un centre de dépression. Les autres paramètres sont fixés comme suit : $d_{\text{max}}=6^\circ$, $w_1=0.8$, $w_2=0.2$, niveau de contrainte de référence. Les croix indiquent le lieu de démarrage de chaque trajectoire, la couleur variable des trajectoires représente l'intensité de la dépression (en 10^{-5}s^{-1}).

nues en décembre 1960 pour les trois seuils comparés. Quand le seuil diminue, l'augmentation du nombre de trajectoires peut être importante : leur nombre passe de 37 à 78 quand le seuil diminue de $5 \cdot 10^{-5}$ à 10^{-5} s^{-1} . Simultanément, l'intensité moyenne se réduit (visuellement, on passe d'une dominante vert clair/jaune à une dominante davantage vert foncé/bleu sur la figure 4.15).

La figure 4.15(a) présente clairement des trajectoires qui démarrent à l'est du continent américain et partent en direction du nord de l'Europe. D'autres trajectoires démarrent plus au centre du bassin et traversent l'Europe. Enfin, quelques trajectoires issues du golfe de Gênes traversent la mer Méditerranée. Quand le seuil diminue, on observe une augmentation des trajectoires qui démarrent à l'est du bassin et dans le golfe de Gênes. Des trajectoires qui semblent plus erratiques se multiplient aux bords du domaine et sur l'Europe, surtout pour le seuil le plus bas.

La figure 4.16 illustre d'une part la sensibilité des trajectoires au choix des poids w_1 et w_2 et d'autre part leur sensibilité à la réduction du niveau de contraintes. Entre les figures 4.15(b) et 4.16(c), la fonction de coût bascule progressivement d'une situation dans laquelle l'élément prédominant est l'orientation des trajectoires à une situation dans laquelle la distance entre deux centres successifs devient l'élément essentiel. Cette évolution se traduit visuellement par une augmentation du nombre de trajectoires en particulier sur l'Europe (le nombre de trajectoires simulées varie entre 45 et 70), par l'apparition de trajectoires dont l'orientation peut varier brutalement, mais dont la variation d'intensité au cours du déplacement est plus progressive (réduction des "sauts de couleur"). La figure 4.16(d) comparée à la figure 4.15(b) permet d'étudier la sensibilité au niveau de contrainte des trajectoires (phimax). Là encore, on observe une augmentation du nombre de trajectoires (54 au lieu de 45) et l'apparition de changements de direction plus brutaux ou de distances plus grandes entre deux centres successifs d'une même trajectoire.

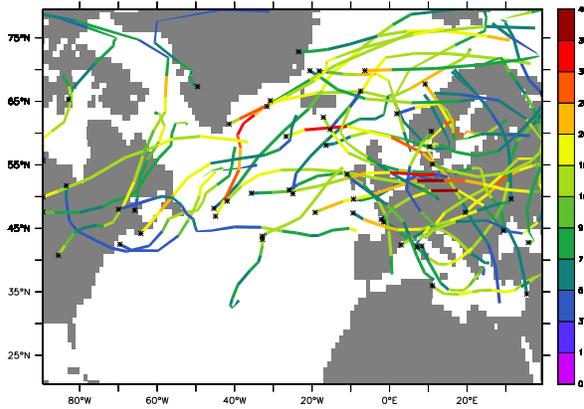
Que retirons-nous de cette première étude de sensibilité ?

Un choix de paramètres contraignants (cf. figure 4.15(a)) permet d'obtenir une représentation visuelle des trajectoires des dépressions claire et correspondant qualitativement à ce que l'on attend. Le nombre de trajectoires semble raisonnable, tout comme leur aspect. Les trajectoires trop erratiques ou présentant des variations brutales de direction ou d'intensité sont éliminées. Ce choix élimine cependant peut-être aussi un certain nombre de trajectoires de plus faibles intensités moyennes ou moins lisses. Il est également plutôt adapté au repérage des trajectoires qui atteignent l'Europe du Nord. Les trajectoires sur la Méditerranée ont des caractéristiques un peu différentes (vitesse de déplacement, intensité) et ne sont peut-être pas très bien repérées par ce jeu de paramètres (elles sont sensibles en particulier aux choix de d_{max} et du seuil de détection).

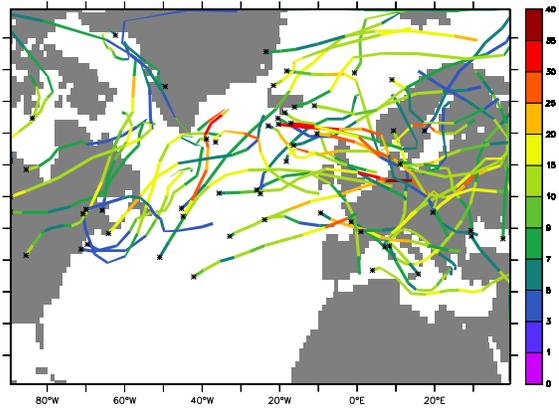
Une étude rapide des statistiques obtenues pour ces différents choix de paramètres sur une période un peu plus longue (trois hivers) va nous permettre de les comparer sous un angle différent, et de préciser la sensibilité des résultats.

Sensibilité des statistiques

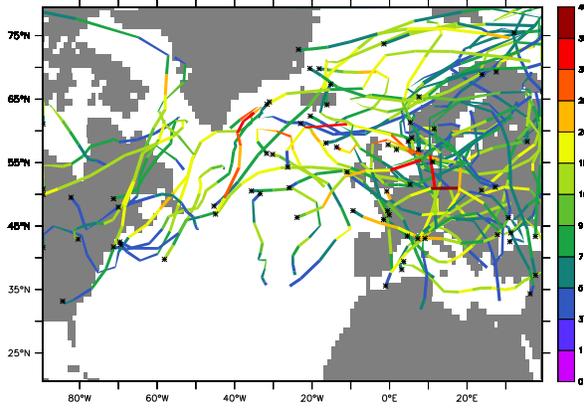
Nous allons rapidement présenter la densité des trajectoires, les lieux de naissance et de disparition, et l'intensité moyenne des trajectoires pour la simulation que nous prenons



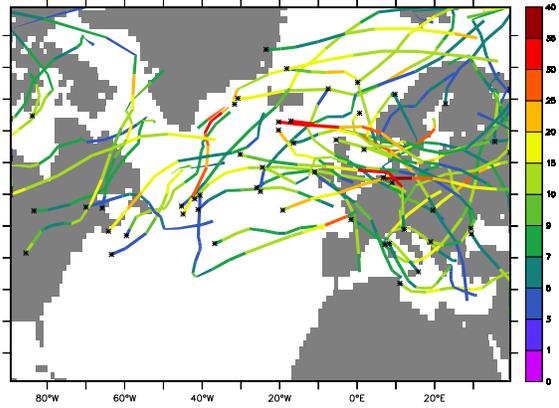
(a) $w_1=0.6, w_2=0.4$



(b) $w_1=0.4, w_2=0.6$



(c) $w_1=0.2, w_2=0.8$



(d) $w_1=0.8, w_2=0.2$ et niveau de contrainte réduit (cf. figure 4.14)

FIG. 4.16 – Trajectoires calculées à partir de la vorticité à 850 hPa sur une période d'un mois – décembre 1960 –, en fonction des poids w_1 et w_2 choisis, et du niveau de contrainte. Le seuil de détection est fixé à $3 \cdot 10^{-5} s^{-1}$. Les croix indiquent le lieu de démarrage de chaque trajectoire, la couleur variable des trajectoires représente l'intensité de la dépression (en $10^{-5} s^{-1}$).

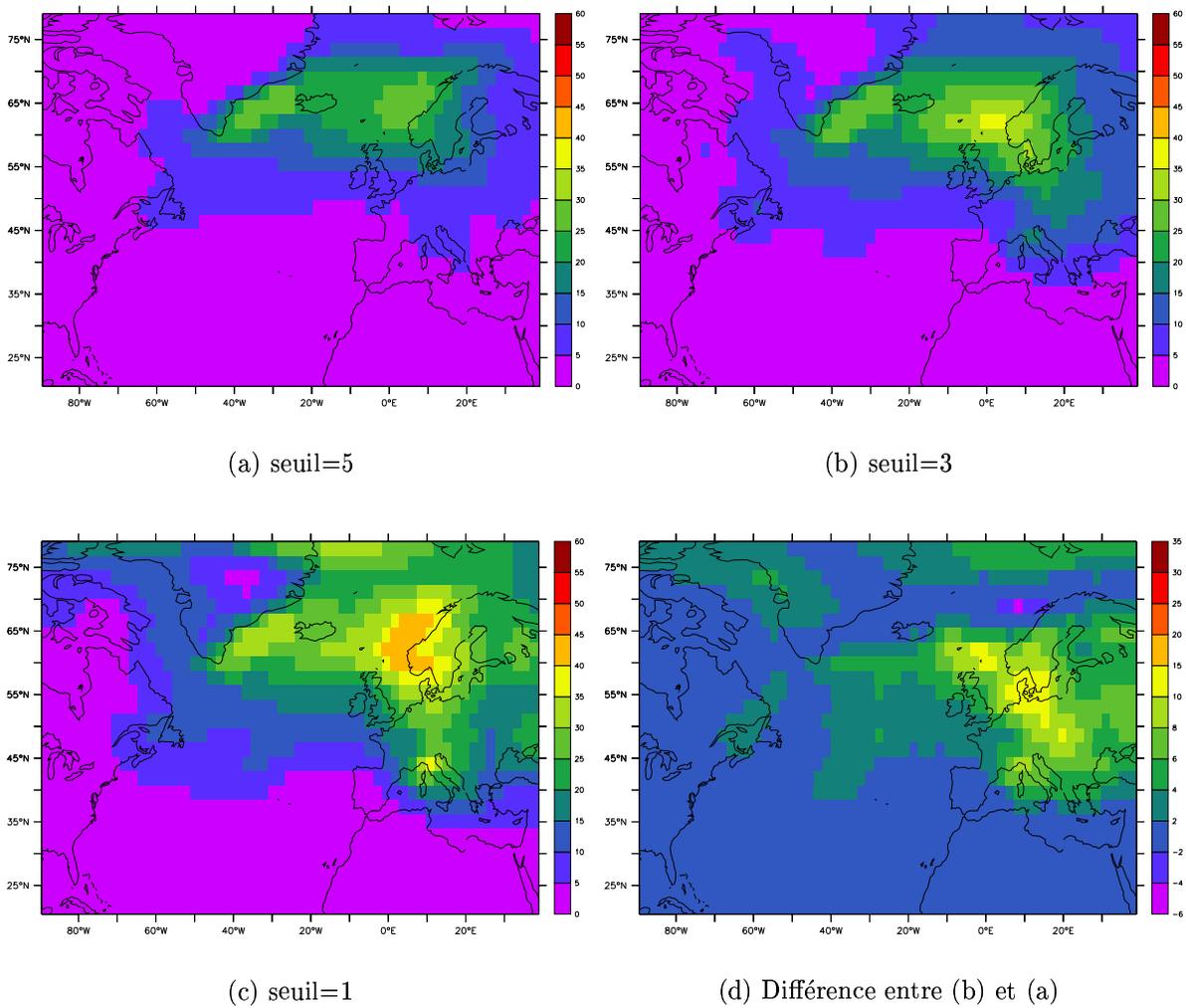


FIG. 4.17 – Densités de trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2) calculées à partir de la vorticité à 850 hPa pour 3 hivers – 1960 à 1963 –, en fonction du seuil choisi (unité : 10^{-5} s^{-1}) pour la détection d'un centre de dépression. Les autres paramètres sont fixés comme suit : $d_{\text{max}}=6^\circ$, $w_1=0.8$, $w_2=0.2$, niveau de contrainte de référence.

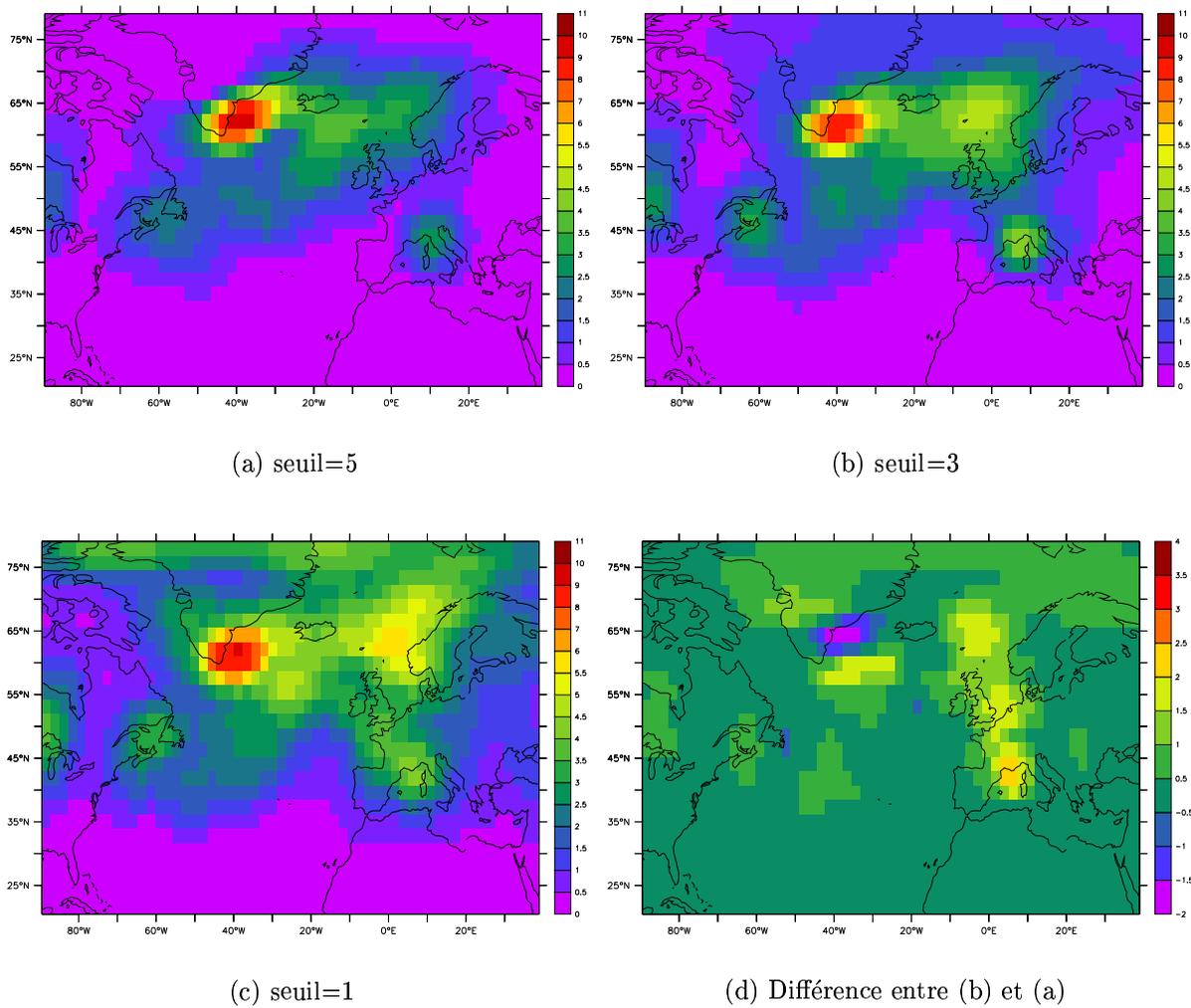


FIG. 4.18 – Lieux de genèse des trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2) calculées à partir de la vorticité à 850 hPa pour 3 hivers – 1960 à 1963 –, en fonction du seuil choisi (unité : 10^{-5} s^{-1}) pour la détection d'un centre de dépression. Les autres paramètres sont fixés comme suit : $d_{\text{max}}=6^\circ$, $w_1=0.8$, $w_2=0.2$, niveau de contrainte de référence.

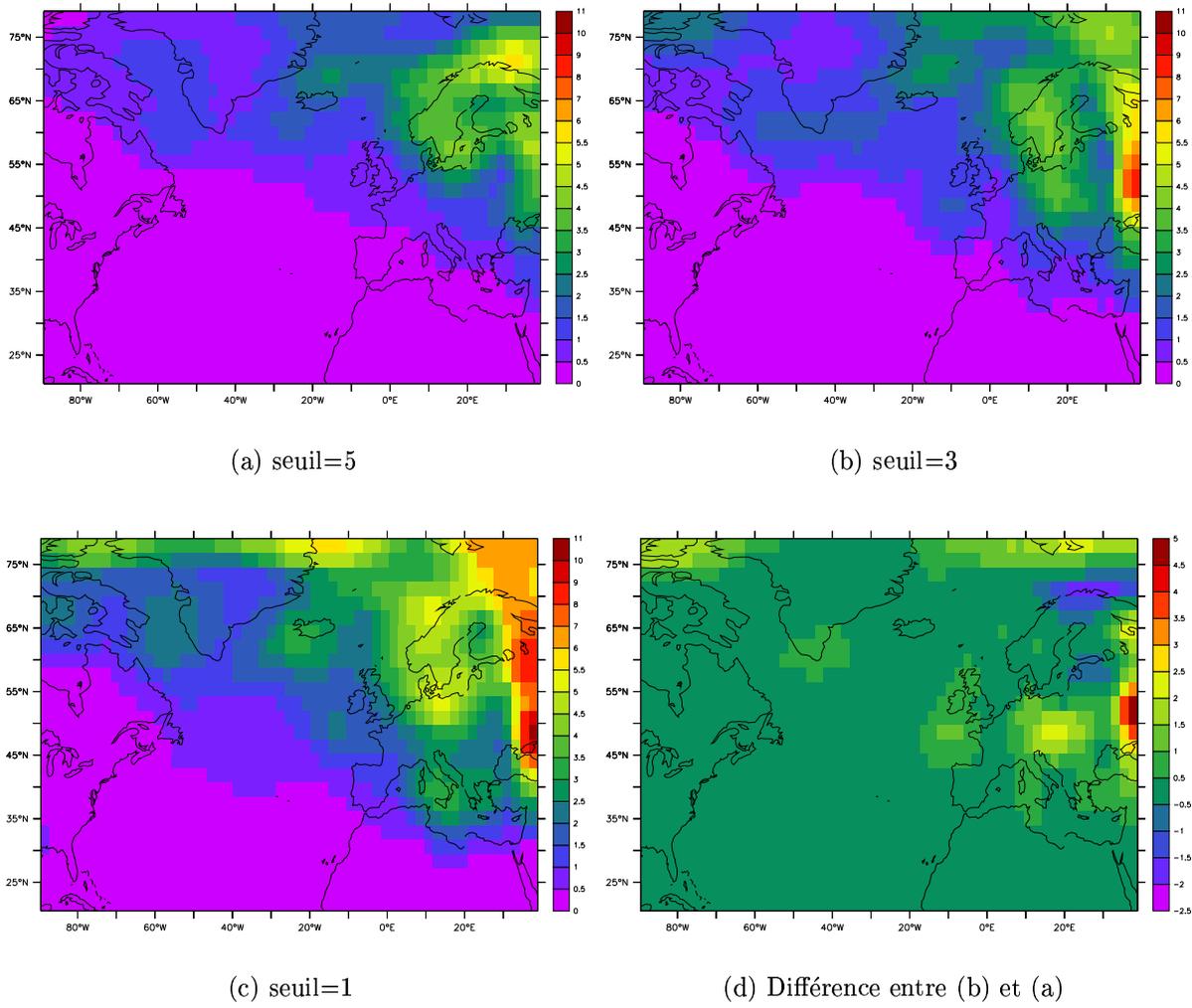


FIG. 4.19 – Lieux de disparition des trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2) calculées à partir de la vorticité à 850 hPa pour 3 hivers – 1960 à 1963 –, en fonction du seuil choisi (unité : 10^{-5} s^{-1}) pour la détection d'un centre de dépression. Les autres paramètres sont fixés comme suit : $d_{\text{max}}=6^\circ$, $w_1=0.8$, $w_2=0.2$, niveau de contrainte de référence.

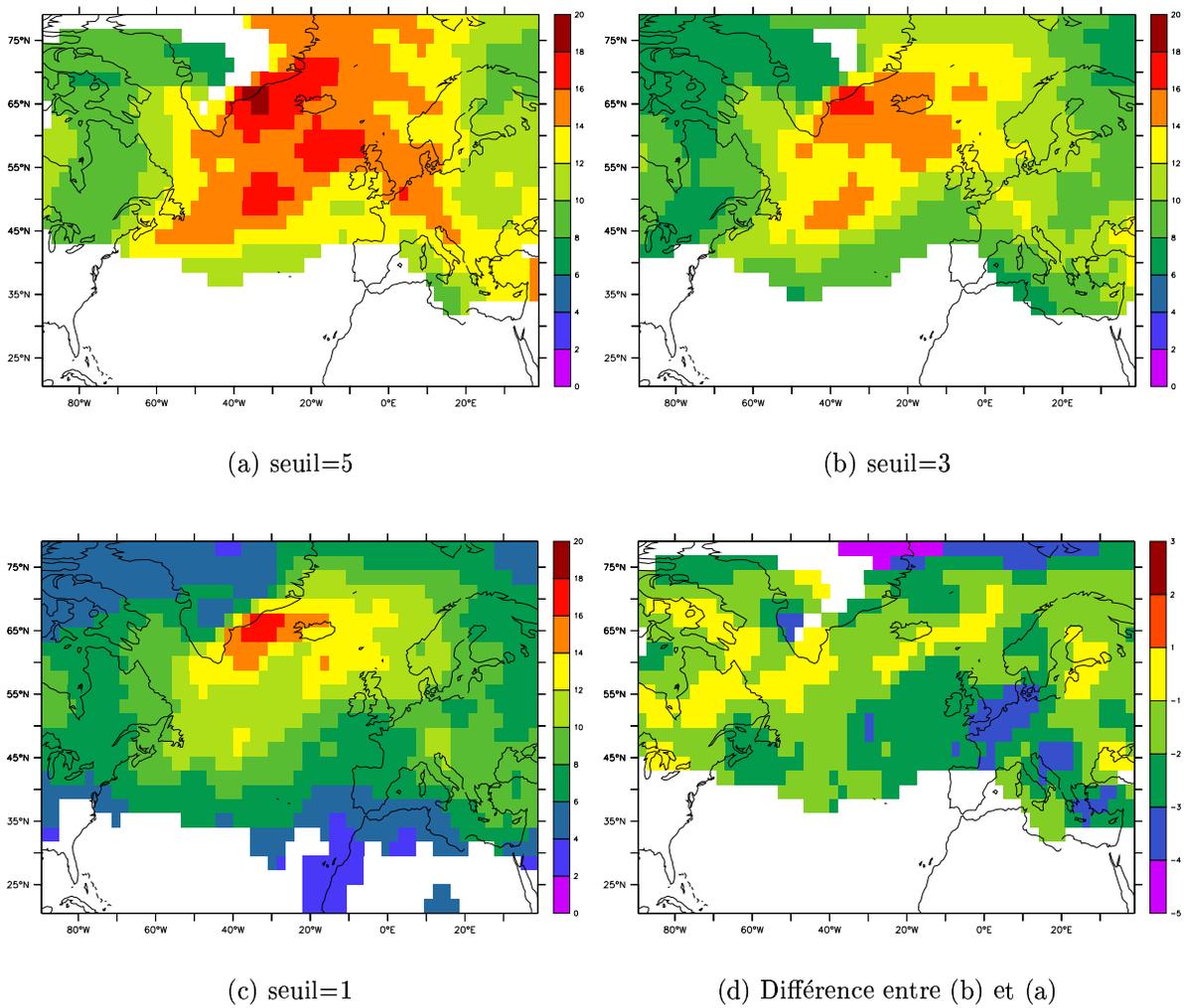


FIG. 4.20 – Intensité moyenne des dépressions (en $10^{-5} s^{-1}$) calculées à partir de la vorticité à 850 hPa pour 3 hivers – 1960 à 1963 –, en fonction du seuil choisi (unité : $10^{-5} s^{-1}$) pour la détection d'un centre de dépression. Les autres paramètres sont fixés comme suit : $d_{\max}=6^\circ$, $w_1=0.8$, $w_2=0.2$, niveau de contrainte de référence.

pour référence dans cette étude de sensibilité ($d_{\max}=6^\circ$, $\text{seuil}=5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $w_1=0.8$, $w_2=0.2$, niveau de contrainte de référence). Les dépressions sont principalement localisées entre le Groënland et la Norvège (cf. figure 4.17(a)). Elles sont présentes mais moins nombreuses au nord de 45°N sur l'Atlantique entre l'est du continent américain et l'Europe, et sur l'Europe du Nord. Une incursion vers le sud de cette zone dépressionnaire est visible sur le golfe de Gênes. Ces trajectoires naissent principalement à l'est du Groënland (maximum) et sur une bande de latitude autour de 60°N sur l'Atlantique entre le Groënland et la Norvège (cf. figure 4.18(a)). Deux autres régions de démarrage de trajectoires sont apparentes : le golfe du Saint-Laurent et le golfe de Gênes. Ces dépressions disparaissent principalement dans le quart Nord-Est du domaine (cf. figure 4.19(a)). L'intensité des dépressions est maximum sur l'Atlantique à l'est du Groënland (cf. figure 4.20(a)).

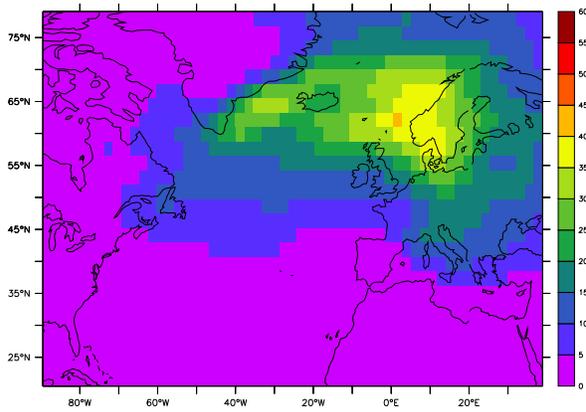
Quand le seuil de détection des centres de dépressions diminue, on retrouve une augmentation globale de la densité de trajectoires (cf. figure 4.17), en particulier sur l'est de l'océan Atlantique au niveau de la Norvège et sur la mer du Nord, et sur l'Europe et le golfe de Gênes. On peut donc supposer que les dépressions de faible intensité sont nombreuses sur ces régions. L'intensité moyenne des dépressions diminue (la diminution est maximum sur les côtes de la mer du Nord), mais les dépressions les plus intenses restent à l'est du Groënland (cf. figure 4.20). La naissance des dépressions s'accroît au niveau du golfe de Gênes, sur la mer du Nord et entre l'Islande et la Norvège, et principalement sur l'Atlantique entre l'Islande et la Norvège (cf. figure 4.18). Le maximum à l'est du Groënland se décale d'environ 5° vers le sud (cf. figure 4.18(d)). La zone de disparition des trajectoires reste maximum à l'est du domaine, mais augmente entre 45 et 55°N sur l'Europe (cf. figure 4.19).

Quand les poids dans l'expression de la fonction de coût basculent entre direction et distance, la densité de trajectoires augmente de façon importante (si on compare avec l'effet de la réduction du seuil) sur l'Atlantique au-dessus de 55°N , et sur l'Europe au nord du golfe de Gênes, avec un maximum d'augmentation localisé autour d'une longitude de 10°E , et sur une bande de latitude comprise entre 60 et 70°N environ, ce qui correspond à une zone recouvrant la Norvège et s'étendant au nord sur l'Atlantique (cf. figures 4.17(b) et 4.21, (a) à (c) et (e)). Dans ces régions, les trajectoires des dépressions ont donc des directions plus variables. La genèse de dépressions augmente sur l'océan Atlantique, en particulier au nord d'une latitude de 55°N , sur la mer du Nord et sur l'Europe de l'Ouest, avec un maximum au nord de l'Islande. Elle diminue par contre sur le golfe de Gênes. L'effet sur l'intensité moyenne des dépressions n'est pas très marqué (si on compare avec l'effet sur l'intensité de la réduction du seuil de détection).

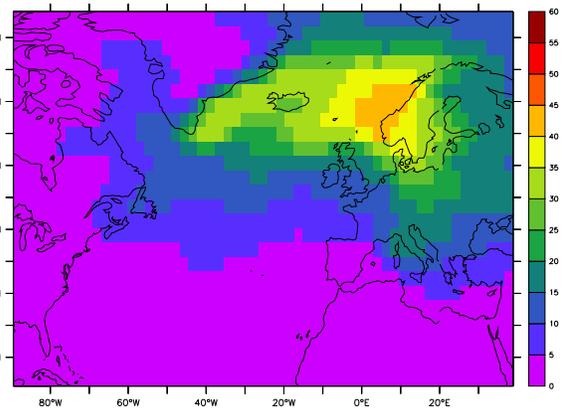
Quand le niveau de contrainte (phimax) est réduit, l'effet sur les différentes variables statistiques est moins marqué que l'effet du basculement des poids et il est limité davantage à la partie Nord du domaine. La densité de trajectoires augmente sur l'Atlantique Nord au nord de la Norvège et sur la mer du Nord. La zone de naissance des trajectoires s'étend vers l'est sur l'Atlantique entre 55 et 65°N en se décalant légèrement, avec un maximum d'augmentation au sud de l'Islande. Une zone de disparition accrue apparaît sur la mer Baltique. L'intensité moyenne des dépressions ne change pas.

Quels paramètres sont finalement choisis ?

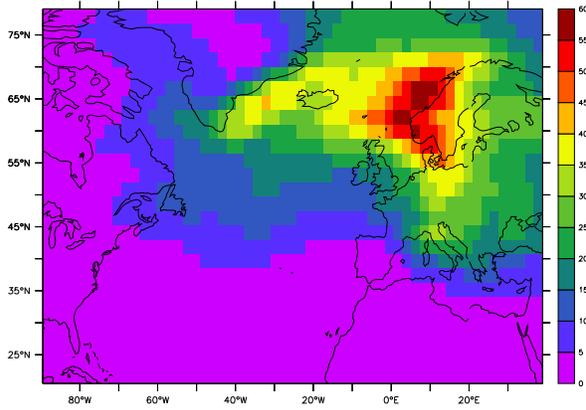
Cette étude de sensibilité nous a permis de comparer l'effet des différentes modifications



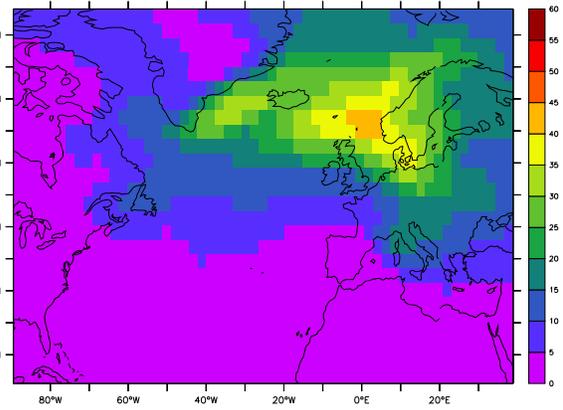
(a) $w_1=0.6, w_2=0.4$



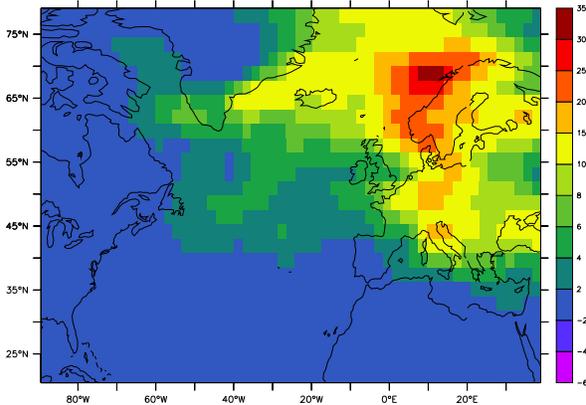
(b) $w_1=0.4, w_2=0.6$



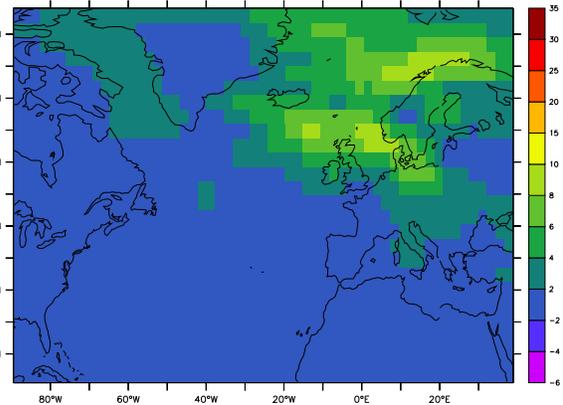
(c) $w_1=0.2, w_2=0.8$



(d) $w_1=0.8, w_2=0.2$ et niveau de contrainte réduit (cf. figure 4.14)

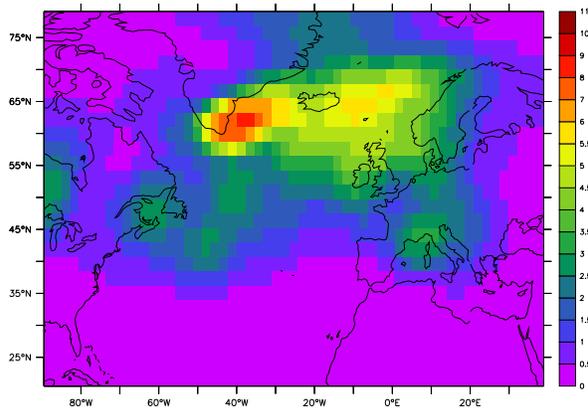


(e) Différence entre (c) et 4.17(b)

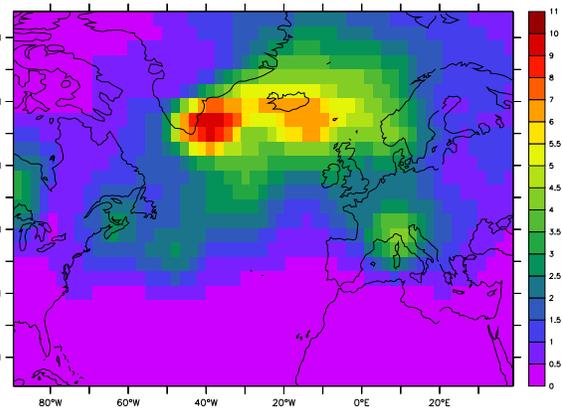


(f) Différence entre (d) et 4.17(b)

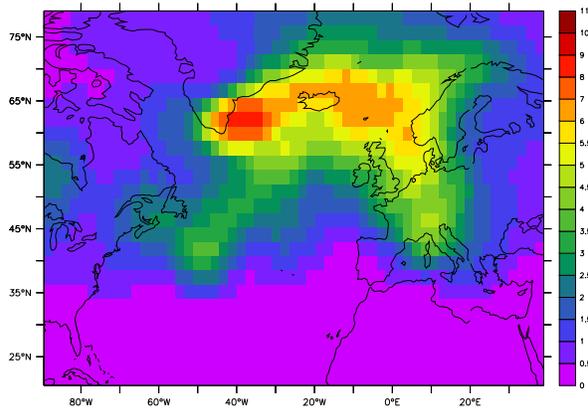
FIG. 4.21 – Densité de trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2) calculées à partir de la vorticité à 850 hPa pour 3 hivers - 1960 à 1963 -, en fonction des poids w_1 et w_2 choisis, et du niveau de contrainte. Le seuil de détection est fixé à $3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.



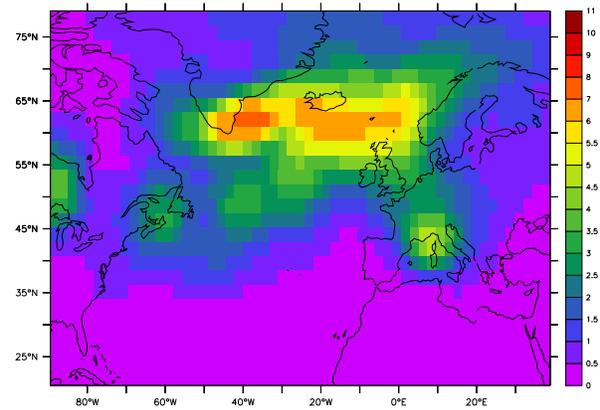
(a) $w_1=0.6, w_2=0.4$



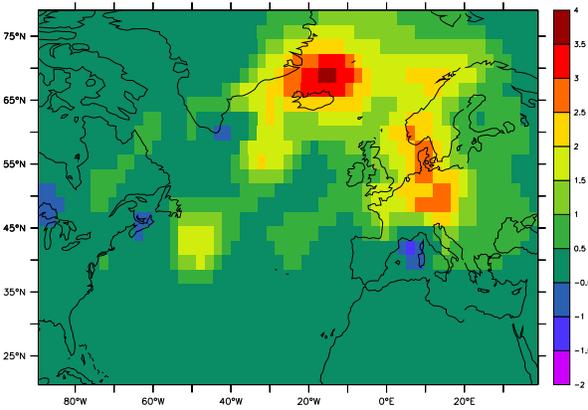
(b) $w_1=0.4, w_2=0.6$



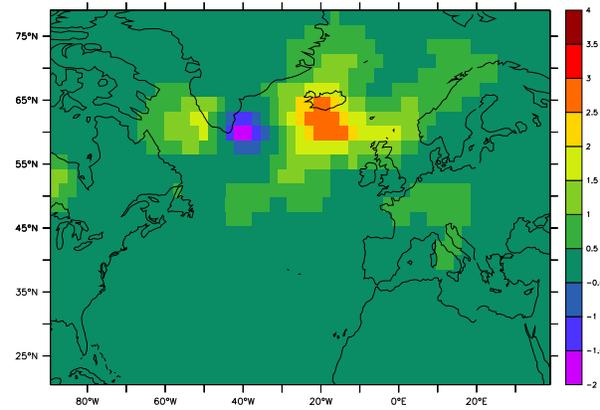
(c) $w_1=0.2, w_2=0.8$



(d) $w_1=0.8, w_2=0.2$ et niveau de contrainte réduit (cf. figure 4.14)

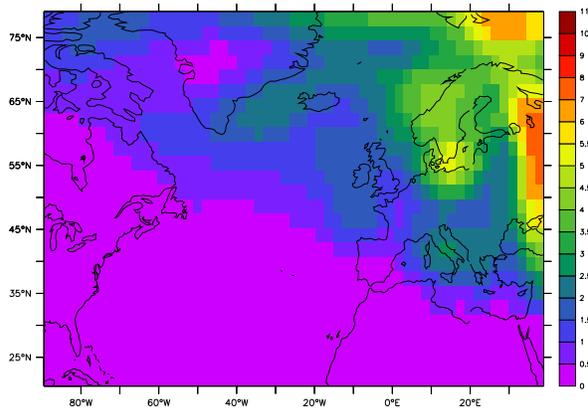


(e) Différence entre (c) et 4.18(b)

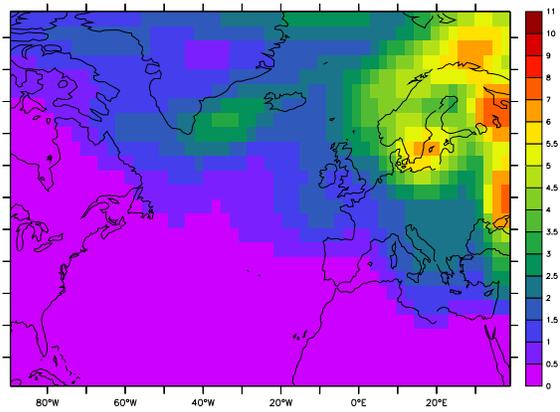


(f) Différence entre (d) et 4.18(b)

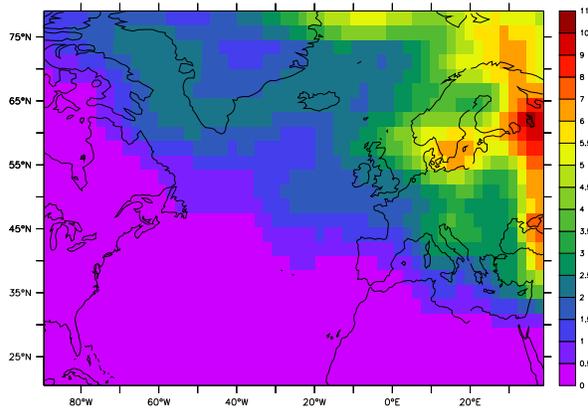
FIG. 4.22 – Lieux de naissance des trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2) calculées à partir de la vorticité à 850 hPa pour 3 hivers - 1960 à 1963 -, en fonction des poids w_1 et w_2 choisis, et du niveau de contrainte. Le seuil de détection est fixé à 310^{-5} s^{-1} .



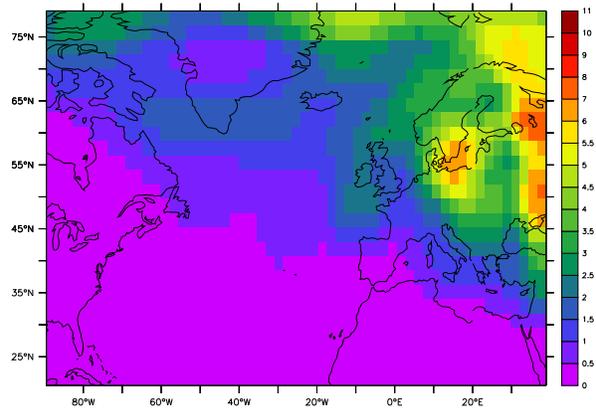
(a) $w_1=0.6, w_2=0.4$



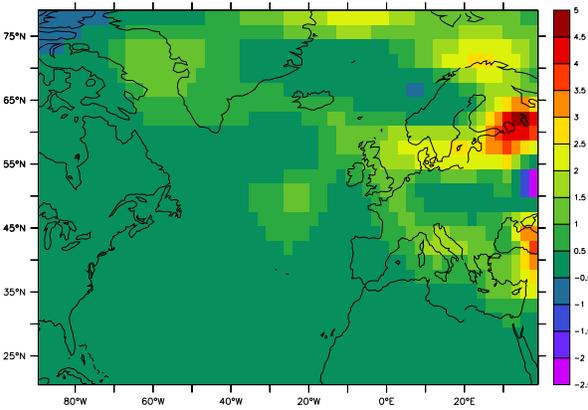
(b) $w_1=0.4, w_2=0.6$



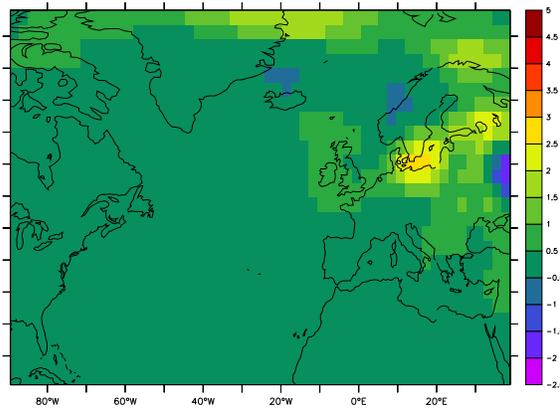
(c) $w_1=0.2, w_2=0.8$



(d) $w_1=0.8, w_2=0.2$ et niveau de contrainte réduit (cf. figure 4.14)

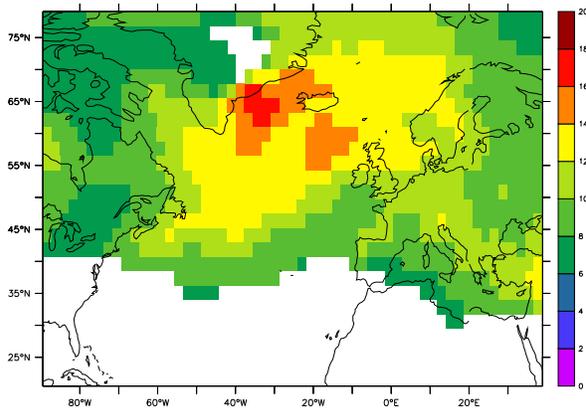


(e) Différence entre (c) et 4.19(b)

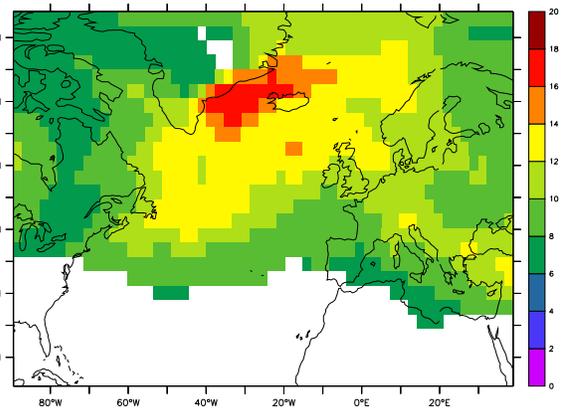


(f) Différence entre (d) et 4.19(b)

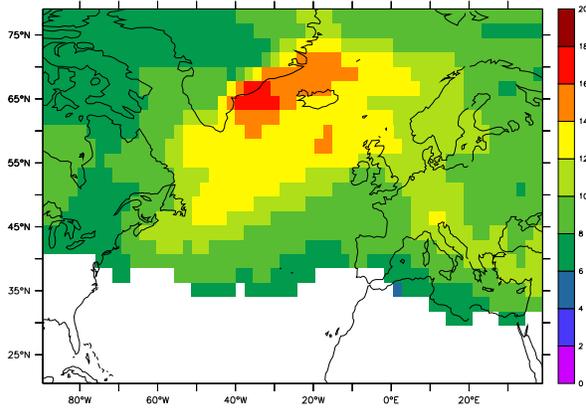
FIG. 4.23 – Lieux de disparition des trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2) calculées à partir de la vorticité à 850 hPa pour 3 hivers - 1960 à 1963 -, en fonction des poids w_1 et w_2 choisis, et du niveau de contrainte. Le seuil de détection est fixé à 310^{-5} s^{-1} .



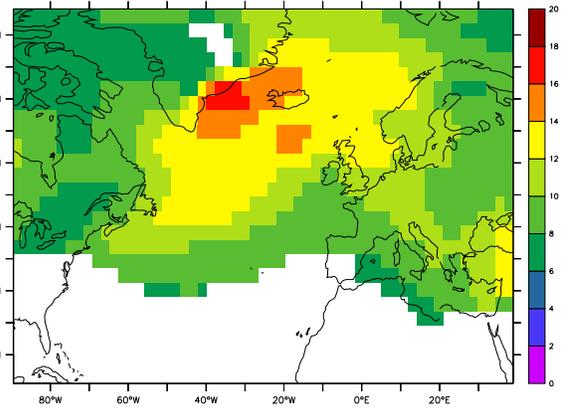
(a) $w_1=0.6, w_2=0.4$



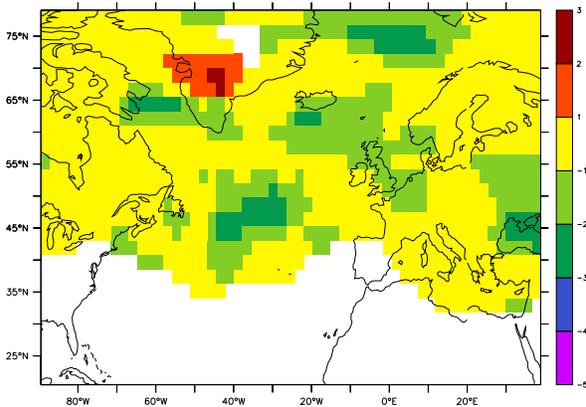
(b) $w_1=0.4, w_2=0.6$



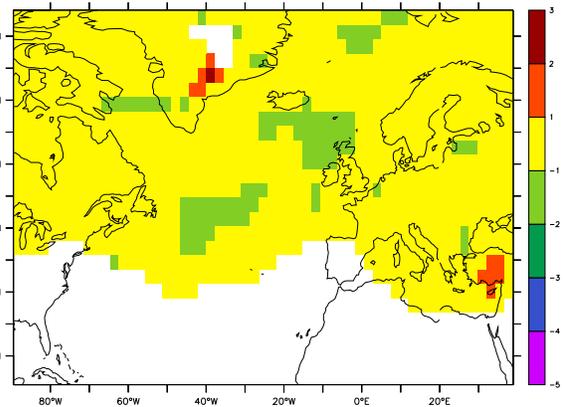
(c) $w_1=0.2, w_2=0.8$



(d) $w_1=0.8, w_2=0.2$ et niveau de contrainte réduit (cf. figure 4.14)



(e) Différence entre (c) et 4.20(b)



(f) Différence entre (d) et 4.20(b)

FIG. 4.24 – Intensité moyenne des dépressions (en $10^{-5} s^{-1}$) calculées à partir de la vorticité à 850 hPa pour 3 hivers - 1960 à 1963 -, en fonction des poids w_1 et w_2 choisis, et du niveau de contrainte. Le seuil de détection est fixé à $3 \cdot 10^{-5} s^{-1}$.

sur 4 variables statistiques (densité de trajectoires, génèse et disparition des trajectoires, intensité moyenne). Les modifications choisies se traduisent par une variation du nombre de trajectoires. La diminution du seuil de détection se traduit en particulier par une réduction de l'intensité moyenne des dépressions, alors que le basculement des poids ou la réduction du niveau de contraintes ont peu d'effet sur cette variable. Les modifications des poids ou du niveau de contrainte jouent davantage sur la forme des trajectoires. Le basculement des poids conduit à une forte augmentation de la densité des trajectoires sur toute l'Europe, l'augmentation est aussi étendue mais moins forte dans le cas de la diminution du seuil de détection. Elle se limite au contraire à l'Europe du Nord lorsque le niveau de contrainte est réduit. On peut supposer que les dépressions sur la Méditerranée sont moins intenses et se déplacent moins rapidement que celles qui atteignent le nord de l'Europe. L'effet du niveau de contraintes sera donc moins important sur cette région, car les distances parcourues plus petites.

On retient finalement des paramètres un peu moins contraignants que ceux pris comme référence dans cette deuxième étude de sensibilité, à savoir : $d_{max}=6^\circ$, $seuil=3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $w_1=0.6$, $w_2=0.4$ et niveau de contrainte de référence. Ce choix est largement subjectif, mais la robustesse relative des éléments essentiels de variabilité observés nous rassure sur la fiabilité des résultats qualitatifs que nous pourrions obtenir à partir de Track.

Après présentation des simulations de référence pour les champs de vorticité à 850 hPa et 200 hPa (section 4.4.3), nous comparerons les densités de trajectoires obtenues à des variances filtrées sur des périodes de 2 à 6 jours et aux réanalyses ERA40 (section 4.4.4). Cette deuxième étape de la comparaison nous permettra d'une part d'estimer la qualité de la simulation de la variabilité haute fréquence par le modèle et d'autre part de mesurer l'effet de la grille étirée.

4.4.3 Simulations de référence pour les deux champs étudiés

Nous présentons ici les statistiques des dépressions simulées par le logiciel Track sur la période 1960-99, à partir des champs de vorticité à 850 hPa et à 200 hPa. Les paramètres utilisés pour chaque simulation sont précisés dans le tableau 4.1. Les différentes variables représentées sont définies en annexe B.2.

	850 hPa	200 hPa
dmax	6��	6��
seuil	$3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$	$7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
adapt.dat	oui	oui
w1	0.6	0.8
w2	0.4	0.2
lissage	oui	non

TAB. 4.1 – Paramètres utilisés pour le calcul des trajectoires des dépressions, à partir des champs de vorticité à 850 hPa et à 200 hPa.

Nous n'avons présenté aucun test de sensibilité pour les simulations effectuées à partir de la vorticité à 200 hPa. Nous pouvons souligner que le champ de vorticité à 200 hPa est

moins bruité que le champ de vorticité à 850 hPa, sauf peut-être sur l’Afrique du Nord. Nous avons choisi de ne pas lisser ce champ avant de suivre les dépressions avec Track, mais un lissage pourrait peut-être modifier les résultats en particulier dans cette région d’Afrique du Nord où nous obtenons un maximum très important de variabilité. Les valeurs de la vorticité sont plus fortes à 200 hPa que dans la basse troposphère, car les vents y sont plus forts (cf. figures D.3(a) et D.3(b) en annexe). Nous avons donc choisi un seuil plus élevé dans la haute troposphère que dans la basse troposphère (cf. tableau 4.1).

Les figures 4.25 et 4.26 présentent les densités de centres de dépressions et de trajectoires, les lieux de génèse et de disparition des trajectoires, et l’intensité moyenne des dépressions pour les simulations de référence dans la basse et la haute troposphère. On peut remarquer que les résultats sont très différents sur les deux niveaux de pression. La variabilité haute fréquence dans la haute troposphère est située au sud par rapport à la variabilité haute fréquence dans la basse troposphère.   850 hPa, les maxima de densités de trajectoires sont situés entre le Groënland et l’Europe du Nord (figure 4.25(b)) alors qu’ils sont situés entre le nord de l’Afrique et les Alpes, avec un maximum secondaire au niveau du golfe du Saint-Laurent, à 200 hPa (figure 4.26(b)). On peut noter que l’intensité moyenne des dépressions est plus homogène dans la haute que dans la basse troposphère (cf. figures 4.25(e) et 4.26(e)).

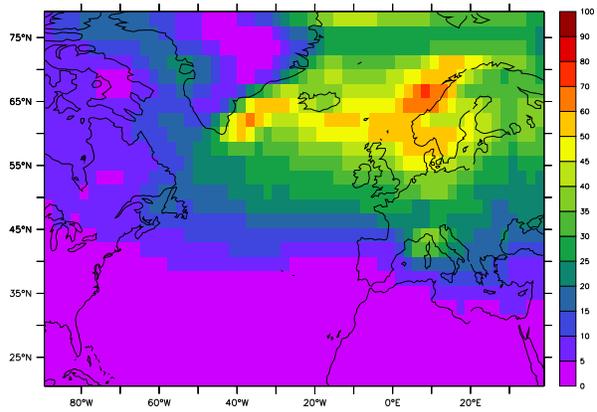
Les figures 4.27 et 4.28 présentent le taux de croissance, la vitesse et la durée de vie moyens des dépressions dans la basse et la haute troposphère. On peut remarquer que les résultats sont là encore très différents entre les deux niveaux. Ainsi, le taux de croissance des dépressions dans la basse troposphère (figure 4.27(a)) est maximum à l’est du continent américain, alors qu’il est maximum sur le continent américain, et sur la France et l’Espagne, dans la haute troposphère (figure 4.28(a)). La durée de vie des trajectoires est plus faible à 200 hPa (figure 4.27(c)) qu’à 850 hPa (figure 4.28(c)).

4.4.4 Validation et comparaisons

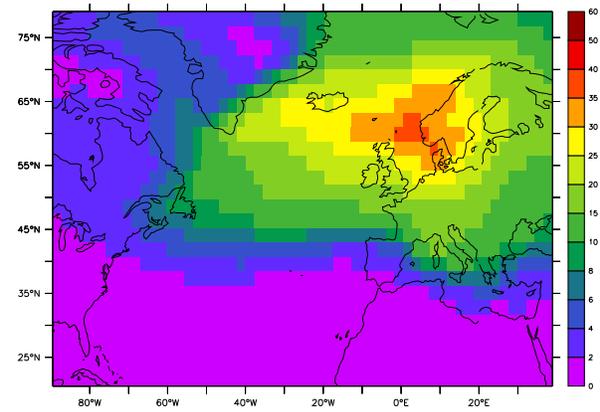
Dans cette partie, nous comparons tout d’abord les résultats obtenus par la méthode de suivi des dépressions (section 4.4.3) aux indications que peut nous donner l’étude de la variance filtrée sur des périodes de 2 à 6 jours des mêmes champs. Puis, nous nous attachons à comparer les résultats que nous avons obtenus à partir des champs de vorticité à 850 et 200 hPa de la simulation DA9 à ceux obtenus avec les réanalyses ERA40 sur des niveaux de pression voisins. Il sera intéressant de comparer ces résultats à ceux obtenus à partir d’une autre simulation effectuée avec le modèle ARPEGE, dans sa version non zoomée (simulation AMIP). Ces différents résultats sont produits par Track, avec des paramètres qui peuvent être différents. Il faut noter que les résolutions spatiales et les durées des différentes simulations ne sont pas les mêmes. Notre objectif est simplement d’obtenir des éléments qualitatifs de comparaison.

Comparaison à la variance filtrée

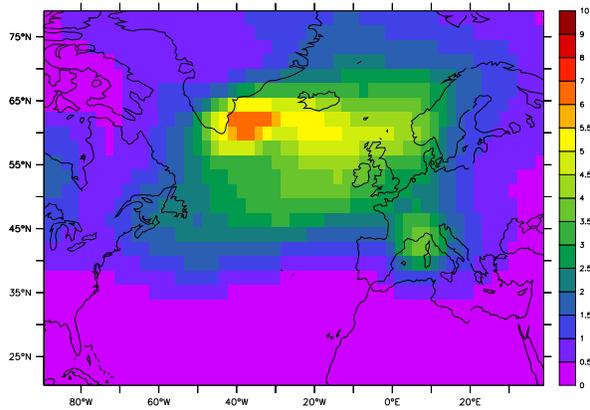
La figure 4.29 représente les champs de variance filtrée sur 2 à 6 jours (convertie en écart-type) des champs de vorticité à 850 et 200 hPa. Nous les comparons tout d’abord aux densités de centres de dépressions obtenues avec Track sur les mêmes champs. Nous les comparerons ensuite aux variances filtrées sur 2 à 6 jours des champs de vorticité à 850 et



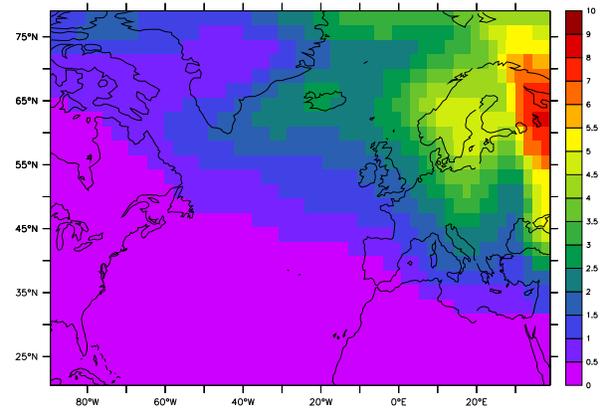
(a) Densité de centres de dépressions (nombre de centres par mois et par 10^6 km^2)



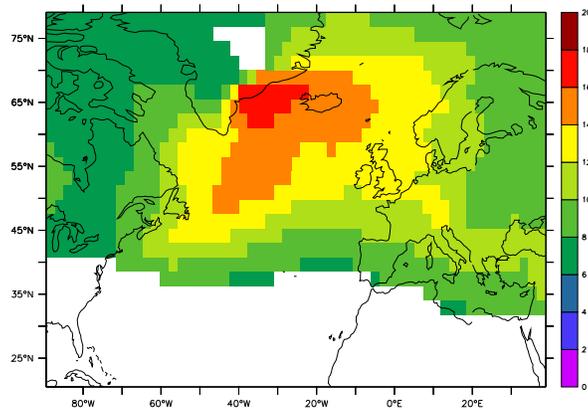
(b) Densité de trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)



(c) Naissance des trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)

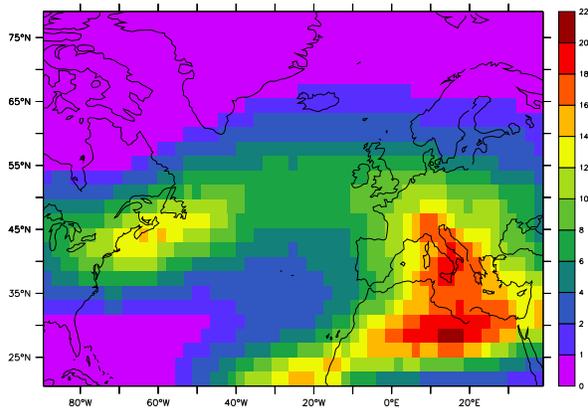


(d) Disparition des trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)

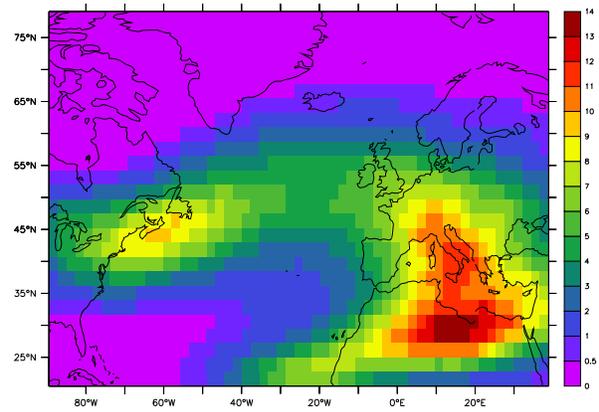


(e) Intensité moyenne (10^{-5} s^{-1})

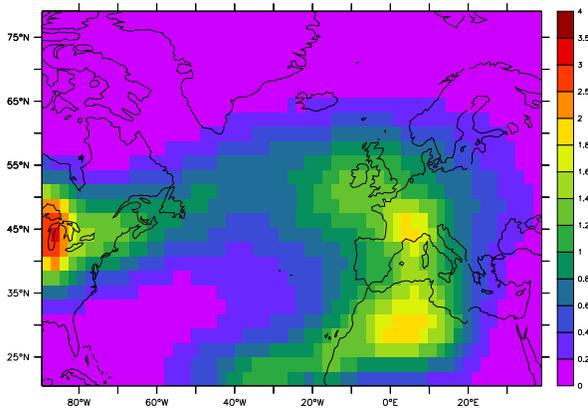
FIG. 4.25 – Vorticité à 850 hPa, simulation DA9 (1960-99) : première partie. L'intensité n'est pas représentée pour une densité de centres de dépressions inférieure à 3.



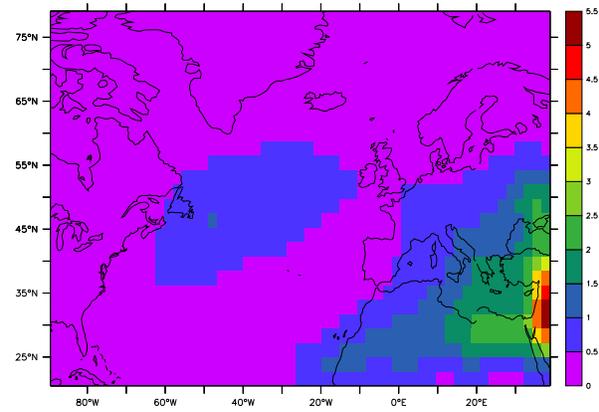
(a) Densité de centres de dépressions (nombre de centres de dépressions par mois et par 10^6 km^2)



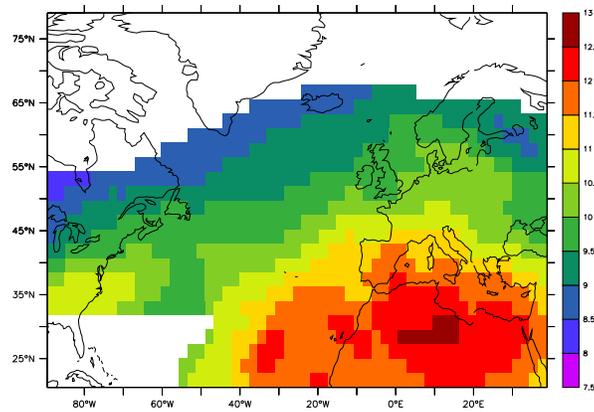
(b) Densité de trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)



(c) Naissance des trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)

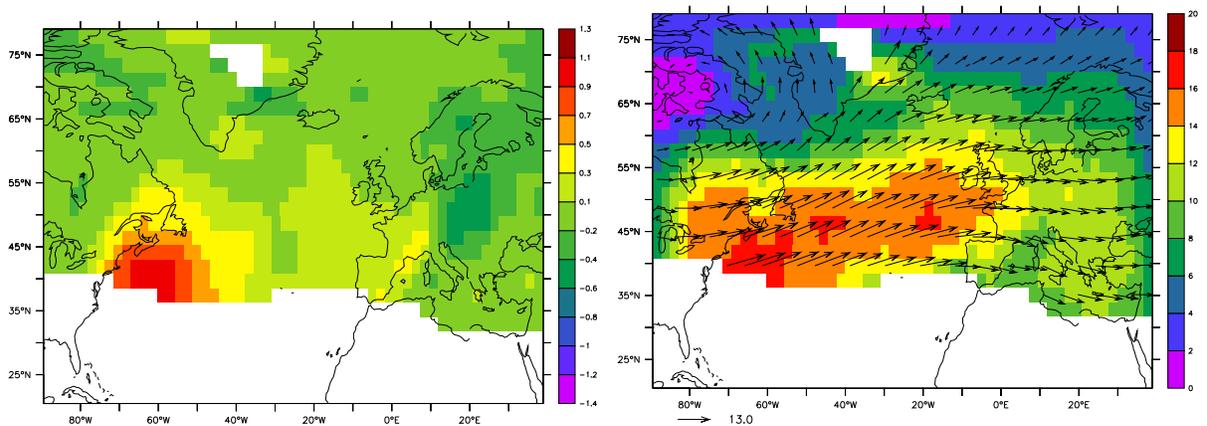


(d) Disparition des trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)



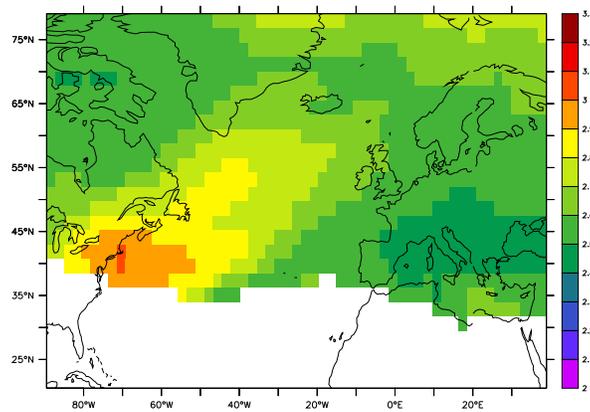
(e) Intensité moyenne (10^{-5} s^{-1})

FIG. 4.26 – Vorticité à 200 hPa, simulation DA9 (1960-99) : première partie. L'intensité n'est pas représentée pour une densité de centres inférieure à 1.



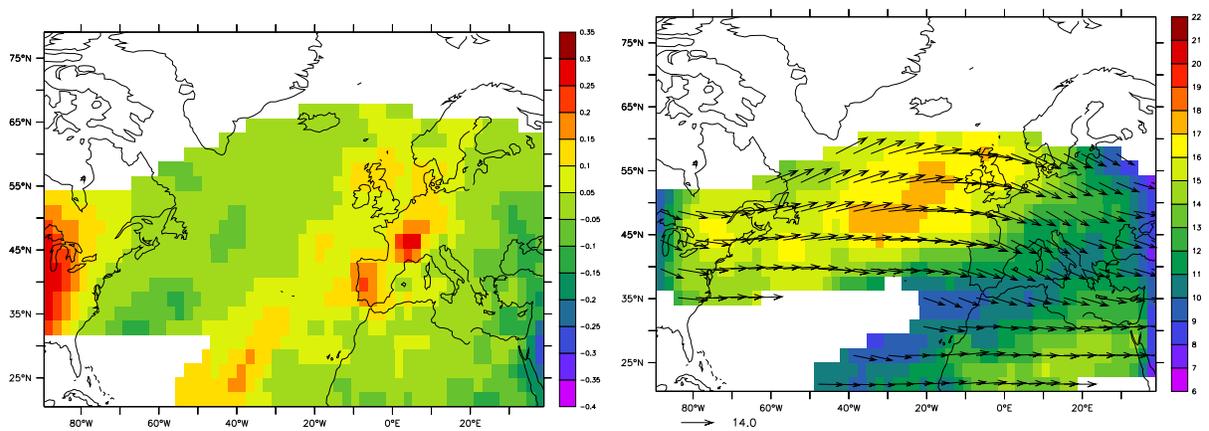
(a) Taux de croissance (jour^{-1})

(b) Vitesse (m/s)



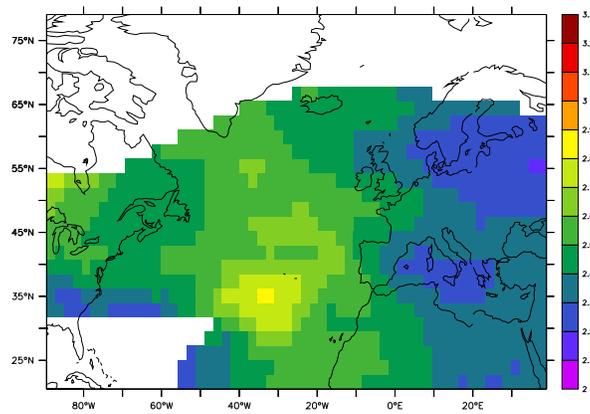
(c) Durée de vie (jours)

FIG. 4.27 – Vorticité à 850 hPa, simulation DA9 (1960-99) : deuxième partie. Les variables vitesse et taux de croissance ne sont pas représentés pour une densité de centres de dépressions inférieure à 3 et la durée de vie des trajectoires n'est pas représentée pour une densité de trajectoires inférieure à 1.



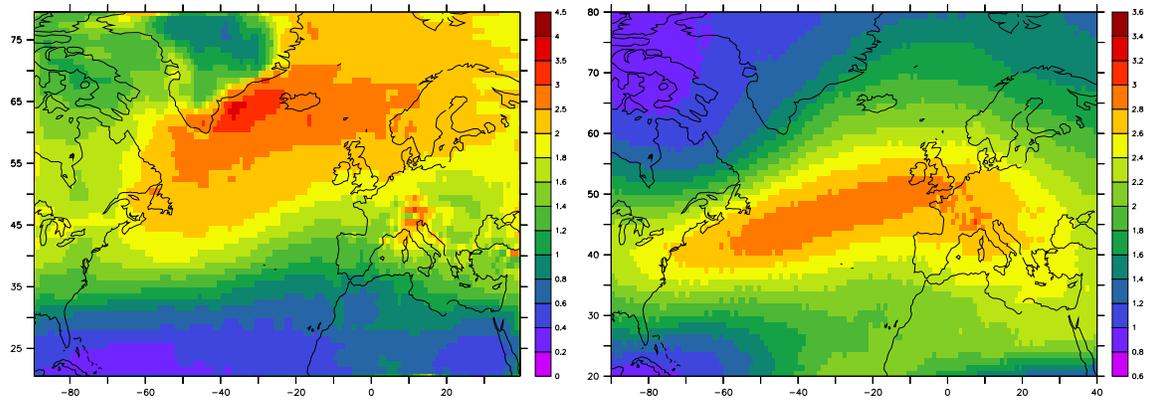
(a) Taux de croissance (jour^{-1})

(b) Vitesse (m/s)



(c) Durée de vie (jours)

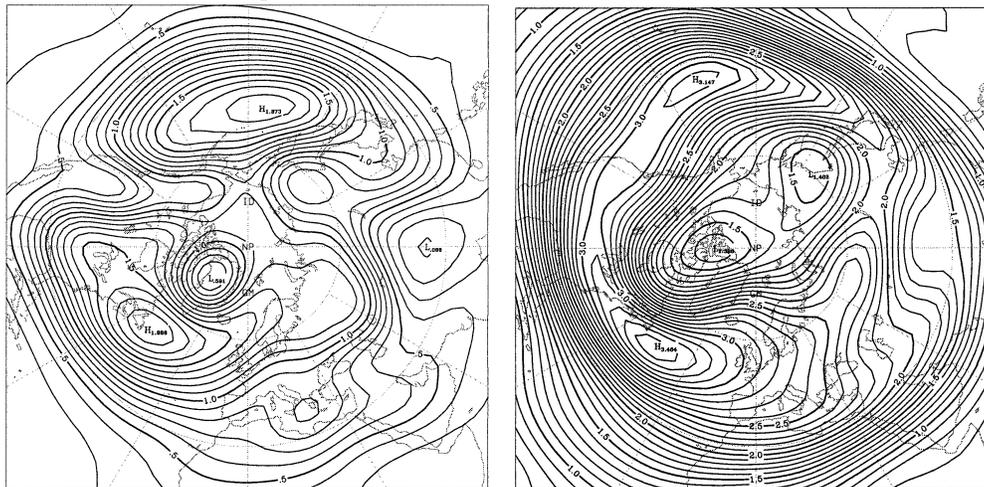
FIG. 4.28 – Vorticité à 200 hPa, simulation DA9 (1960-99) : deuxième partie. La vitesse et le taux de croissance ne sont pas représentés pour une densité de centres inférieure à 1 et la durée de vie des trajectoires n'est pas représentée pour une densité de trajectoires inférieure à 0.5.



(a) Vorticité à 850 hPa

(b) Vorticité à 200 hPa

FIG. 4.29 – Variance filtrée sur des périodes de 2 à 6 jours de la vorticité, convertie en écart-type (10^5 s^{-1}).



(a) Vorticité à 850 hPa

(b) Vorticité à 250 hPa

FIG. 4.30 – Variance filtrée sur des périodes de 2 à 6 jours de la vorticité, convertie en écart-type (10^5 s^{-1}), reproduite d'après Hoskins and Hodges (2002).

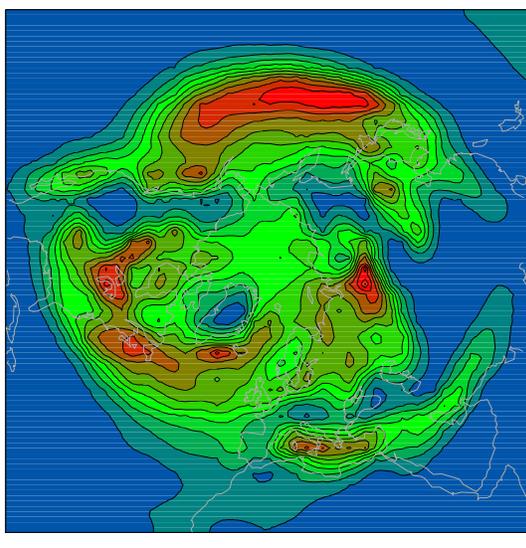
250 hPa obtenues à partir des réanalyses du Centre Européen (ECMWF) et présentées sur la figure 4.30 (Hoskins and Hodges 2002).

La technique utilisée pour le calcul de la variance filtrée est la méthode dite du périodogramme (Hoskins and Hodges 2002). Les données subissent une transformation de Fourier et sont ensuite filtrées en fréquence.

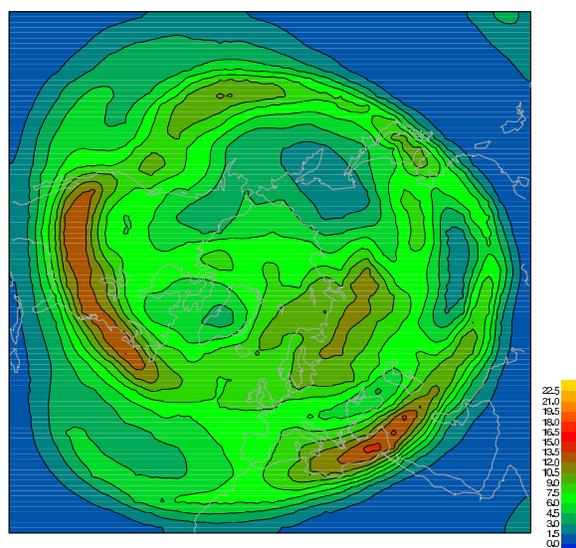
A 850 hPa, la variance filtrée sur 2-6 jours de la vorticité à 850 hPa (figure 4.29(a)) indique une région de variabilité haute fréquence importante entre le golfe du Saint-Laurent et la Norvège, maximum à l'est du Groënland. La région des Alpes est également visible comme région de variabilité importante. La comparaison à cette figure de la densité de centres de dépressions (figure 4.25(a)) indique que la région de densité importante de centres de dépressions correspond à la région de maximum de variance filtrée. On retrouve en particulier le maximum à l'est du Groënland et le maximum secondaire sur le golfe de Gènes. Cependant, la forte densité de centres dépressionnaires visible sur le nord de la Norvège n'apparaît pas dans la variance filtrée. Il faut rappeler que la variance filtrée nous donne une représentation de la variabilité moins triée que le suivi des dépressions. En effet, par exemple, les maximas et minimas ne sont pas distingués par le filtrage de la variance alors que le logiciel Track suit, dans le cas de notre expérience, uniquement les maximas des champs de vorticité à chaque niveau de pression. Cette différence peut expliquer une partie de l'écart entre les champs de densité de centres de dépressions et de variance filtrée.

La figure 4.29(b) présente la variance filtrée sur 2 à 6 jours de la vorticité à 200 hPa. La région de variabilité importante est située plus au sud que pour la vorticité à 850 hPa. Son orientation (SO-NE) est la même. Elle se prolonge, au-delà du sud de la Grande-Bretagne, vers l'Italie et la Méditerranée (avec une orientation NO-SE). La comparaison avec le champ de densité de centres de dépressions à 200 hPa (cf. figure 4.26(a)) est moins immédiate qu'à 850 hPa. On retrouve bien la zone de maximum qui traverse l'Atlantique entre l'Amérique et le nord de la France, mais les centres dépressionnaires se concentrent plutôt à proximité des continents que sur l'océan. Et surtout, l'autre zone (NO-SE vers la Méditerranée sur l'Europe) est beaucoup plus accentuée par Track. En particulier, on observe un maximum très fort sur l'Afrique du nord dans les statistiques de Track, qui ne figure pas dans le champ de variance filtrée.

Comparons maintenant ces deux champs de variance filtrée aux champs obtenus à partir des réanalyses ECMWF sur des niveaux de pression un peu différents (cf. figure 4.30). Le décalage vers l'  quateur de la région de maximum de variance entre 850 et 200 hPa se retrouve bien dans les réanalyses ECMWF entre 850 et 250 hPa. A 850 hPa, la région de forte variabilité obtenue par le modèle est proche de celle obtenue à partir du champ ECMWF. Cependant, le maximum est localisé non pas à l'est du Groënland mais à l'est du continent américain dans les réanalyses ECMWF. Par ailleurs, le maximum présent dans les données sur la Méditerranée n'apparaît pas dans le cadre de la simulation DA9 (maximum sur les Alpes uniquement). A 200 hPa, dans la simulation DA9, la région de maximum de variance sur l'Atlantique correspond bien aux données qui sont présentées sur un niveau de pression légèrement plus bas (250 hPa). Cependant, la branche de maximum de variance vers la Norvège que l'on observe dans les données ECMWF n'est pas présente dans notre simulation.

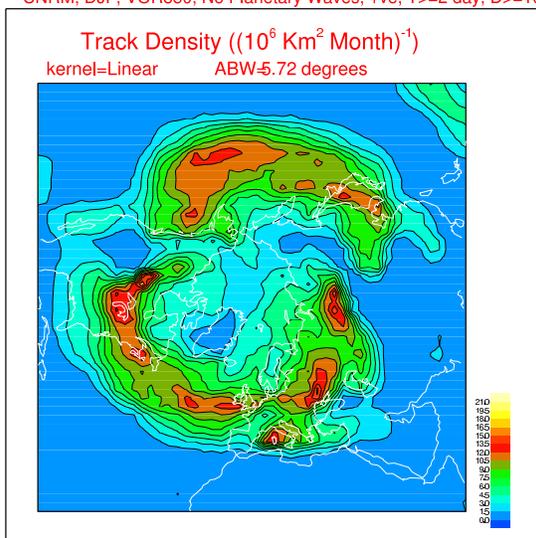


(a) ERA40, 850 hPa



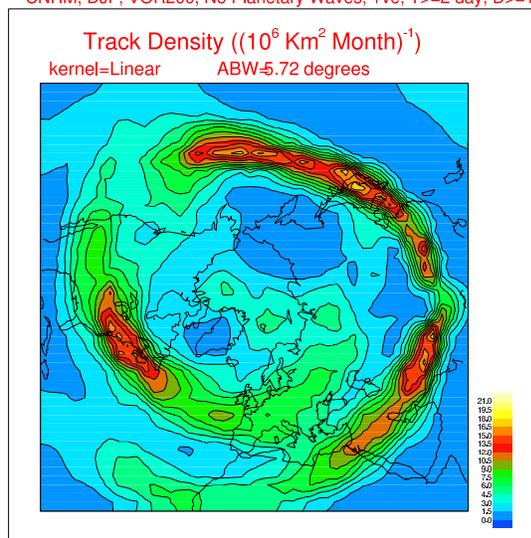
(b) ERA40, 250 hPa

CNRM, DJF, VOR850, No Planetary Waves, +ve, T>=2 day, D>=10 deg.



(c) CNRM AMIP, 850 hPa

CNRM, DJF, VOR200, No Planetary Waves, +ve, T>=2 day, D>=10 deg.



(d) CNRM AMIP, 200 hPa

FIG. 4.31 – Densité de trajectoires des dépressions (en nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2) calculées à partir des observations ERA40 et d'une simulation AMIP du CNRM de la vorticité, dans la basse et dans la haute troposphère, en hiver (figures réalisées par K. Hodges).

Comparaison aux réanalyses ERA40

On compare tout d'abord la densité de trajectoires calculées à partir du champ de vorticité à 850 hPa issu des réanalyses ERA40 (figure 4.31(a)) à la même grandeur issue de la simulation zoomée DA9 (figure 4.25(b)), en se limitant largement à notre secteur d'étude (Atlantique N et Europe). Dans la simulation ERA40, les maxima de trajectoires sont situés d'une part sur une région s'étendant entre le Nord-Est du continent américain et l'est du Groënland, au-delà de l'Irlande, et d'autre part sur la mer Méditerranée. Nous constatons tout d'abord que les trajectoires sont trop peu nombreuses au NE du continent américain dans la simulation zoomée, mais que le maximum à l'est du Groënland est bien reproduit.

Ceci constitue un changement par rapport à la simulation AMIP basse résolution du CNRM (figure 4.31(c)) dans laquelle le maximum sur l'Atlantique est d'orientation plus zonale et s'étend entre le Nord-Est du continent américain et l'Europe centrale via la Grande-Bretagne.

Par contre le maximum que nous obtenons sur la Norvège dans la simulation DA9 ne correspond ni aux réanalyses, ni à un effet observé dans la simulation basse résolution. Le maximum sur la Méditerranée n'est pas aussi marqué dans la simulation que dans les réanalyses. Il est au contraire bien reproduit dans la simulation AMIP du CNRM, même si son extension en longitude est plus limitée.

On peut expliquer le manque de dépressions sur le NE du continent américain dans la simulation zoomée par le fait que nous avons étudié les dépressions sur une région limitée. La zone de genèse au centre du continent américain n'est donc pas prise en compte. Cependant, le maximum de variabilité dans cette zone n'apparaît pas non plus dans le champ de variance filtrée, ce qui tendrait à conforter son absence dans le champ de densité de trajectoires et à souligner une faiblesse de la simulation DA9 sur ce point.

A 200 hPa, les données ERA40 indiquent une première bande de maximum zonale qui s'étend sur les Etats-Unis et bifurque, sur l'Atlantique, en direction de l'est de la Norvège. Une deuxième bande zonale démarre sur l'est du bassin méditerranéen et s'étend vers l'est (figure 4.31(b)). Dans notre simulation à 200 hPa (figure 4.26(b)), on retrouve le maximum à l'est du continent américain et un deuxième maximum très important (déplacé vers SE par rapport aux réanalyses) sur le nord de l'Afrique et qui s'étend au nord jusqu'à l'Italie. Le minimum entre les deux bandes de fortes densités, localisé sur la France dans les réanalyses, n'est pas visible dans la simulation, et le maximum secondaire à l'est de la Suède n'est pas présent.

Dans la simulation AMIP du CNRM, de basse résolution, on retrouve ces défauts (figure 4.31(d)). La première bande de maximum est moins étendue en longitude (elle existe avec une intensité plus faible sur la moitié Ouest des Etats-Unis), l'orientation reste plus zonale, et le maximum secondaire à l'est de la Suède n'est pas présent. La deuxième bande est quant à elle déplacée au SE. Mais on ne retrouve pas, dans la simulation DA9, la zone de maximum de faible extension à l'ouest de la Bretagne, présente dans la simulation AMIP.

Synthèse de la validation des simulations de référence

La comparaison des champs de variance filtrée sur 2-6 jours aux densités de centres de dépressions simulées dans la haute et la basse troposphère montre une concordance rai-

sonnable entre ces deux modes de repérage des dépressions. On peut cependant souligner certaines différences. Dans la basse troposphère, nous obtenons une densité importante de centres de dépressions sur le nord de la Norvège ; elle n'est pas visible sur la variance filtrée. Dans la haute troposphère, le maximum très marqué sur le nord de l'Afrique obtenu par Track n'est pas présent dans le champ de variance filtrée. Ces différences s'expliquent sans doute au moins en partie par le fait même que le mode de repérage est différent.

La comparaison de la variance filtrée et des trajectoires de dépressions, que nous obtenons à partir de la simulation DA9, avec les réanalyses du Centre Européen soulignent des éléments concordants et divergents. On observe bien dans les réanalyses le décalage vers le sud de la région de forte variabilité que nous obtenons entre la basse et la haute troposphère. Dans la basse troposphère, la localisation des trajectoires dans notre simulation correspond aux réanalyses, même si certains maxima sont décalés. Ainsi, les trajectoires sont trop peu nombreuses sur le NE du continent américain dans notre simulation. Dans la haute troposphère, la localisation des régions de forte variabilité dans notre simulation correspond grossièrement aux réanalyses. Deux différences importantes avec les réanalyses sont le maximum très marqué et étendu sur l'Afrique du Nord, et l'absence de branche de forte variabilité vers le nord de l'Europe.

On peut formuler un certain nombre d'hypothèses pour expliquer ces différences. Il faut tout d'abord souligner que les simulations doivent être comparées avec prudence compte tenu des différences de résolutions, de choix de paramètres, de durée. Le choix des paramètres de Track n'est peut-être pas optimal, un filtrage des données dans la haute troposphère permettrait peut-être de réduire en particulier le maximum sur l'Afrique du Nord. Par ailleurs, la simulation de la variabilité haute fréquence est difficile et la simulation du climat DA9 comporte sans doute des défauts sur ce point. La comparaison rapide avec une autre simulation effectuée avec ARPEGE a permis de le souligner.

La variabilité dans la basse et dans la haute troposphère, et la pluie

Les localisations géographiques de la variabilité haute fréquence sont différentes à haute et basse altitude, tant dans les réanalyses ERA40 que dans les simulations étudiées, et ceci quel que soit le mode de représentation de la variabilité haute fréquence (densité de trajectoires ou variance filtrée). Dans notre région d'étude, les positions en longitude et en latitude des maxima sont décalées plutôt vers l'amont et vers l'équateur dans la haute troposphère par rapport à la basse troposphère. Ceci met en évidence la complexité des mécanismes liés au développement des perturbations baroclines et à leurs interactions avec le courant moyen.

Le développement d'une perturbation (telle qu'on les connaît à nos latitudes) est un processus complexe que l'on approche avec un certain réalisme dans le cadre de théories comme celle de l'instabilité barocline. L'interaction de ces structures avec les mécanismes mettant en jeu les phénomènes de condensation, et les précipitations associées, a donné lieu à de nombreuses études. Ces études ne font cependant pas encore l'objet d'un consensus comparable à celui accordé à la théorie de l'instabilité barocline (Joly 1991). Le développement d'une perturbation est souvent le résultat de l'interaction entre une anomalie au sol et une autre en altitude. Regarder la variabilité haute fréquence d'une part dans la haute troposphère et d'autre part dans la basse troposphère nous donne des indications sur ces dépressions des latitudes moyennes sans nous en donner une représentation exacte. En effet, des perturbations

peuvent par exemple rester à basse ou à haute altitude, sans se développer sur la hauteur de la troposphère.

Les pluies reliées aux perturbations des latitudes moyennes proviennent de mouvements ascendants d'air chaud et humide, qui se refroidit et condense. Des gouttelettes ou des cristaux de glace, matérialisés par les nuages, se forment et persistent sous un certain nombre de conditions telles que la présence de noyaux de condensation en nombre suffisant. L'essentiel des pluies provient de cristaux de glace qui tombent à l'intérieur des nuages (B. Legras, communication personnelle). Les dépressions source de pluies seront donc plutôt celles qui se développent sur toute la hauteur de la troposphère. Tous ces éléments illustrent que les mécanismes de formation des dépressions et les interactions avec les pluies qu'elles engendrent sont très complexes et justifient les études et développements consacrés à ce domaine actuellement.

4.4.5 Etude NAO en climat actuel

Dans cette partie, nous revenons à l'étude des interactions entre Oscillation Nord Atlantique (NAO), précipitations et dépressions. Nous avons introduit un indice mesurant cette oscillation dans la section 4.2.3 (p.103). Nous nous plaçons dans le cadre de la simulation DA9 pour étudier les relations existant entre l'indice NAO d'une part, et les précipitations ou les dépressions d'autre part. Au préalable, nous présentons notre mode de calcul de l'indice NAO.

Calcul de l'indice NAO

Dans cette étude, l'indice NAO (Indice_{NAO}) est calculé à partir de valeurs mensuelles de la pression à la surface pour les mois d'hiver uniquement (décembre à février). Il est défini comme la différence normalisée de pressions à la surface (slp) entre deux régions, une région de haute pression proche de Gibraltar (8.5-3.5°W, 35.5-40.5°N) et une région de minimum de pression proche de l'Islande (8.5-3.5°W, 63.5-68.5°N). La figure 4.32(a) indique la localisation de ces deux régions.

Pour un mois d'hiver donné, on a donc :

$$\text{Indice}_{NAO} = \frac{(slp_A - slp_I) - \overline{(slp_A - slp_I)}}{\sigma_{A-I}}$$

où \overline{X} représente la moyenne mensuelle de la variable X , σ l'écart-type de la pression à la surface, A un indice repérant la région de haute pression et I un indice repérant la région de basse pression.

Le choix des deux régions de basse et haute pressions utilisées dans les définitions traditionnelles de l'indice NAO repose sur l'existence de séries longues de mesures de pression sur différentes périodes et à différentes stations en Islande (Akureyri, Stykkisholmur ou Reykjavik) et à Ponta Delgada (Açores), Lisbonne ou Gibraltar (Jones et al. 1997). Nous avons décidé de décaler vers l'est la région correspondant à la dépression d'Islande (65°N, 20°W), car cette dépression est décalée vers l'est dans la simulation ARPEGE par rapport aux observations (Gibelin and Déqué 2003).

L'indice NAO est souvent calculé comme différence de pressions à la surface normalisées et non comme différence normalisée de pressions à la surface (Jones et al. 1997), soit :

$$\text{Indice}_{NAO}^* = \left(\frac{slp_A - \overline{slp_A}}{\sigma_A} \right) - \left(\frac{slp_I - \overline{slp_I}}{\sigma_I} \right)$$

Nous avons préféré effectuer la normalisation après la différence de pression pour plusieurs raisons. Nous recherchons un lien entre la NAO et les perturbations : ces dernières dépendent a priori du gradient de pression entre les deux régions qui est une mesure de l'intensité des vents d'Ouest. Nous souhaitons aussi éviter d'aplanir les différences de variabilité temporelle entre ces deux régions. La région ayant la variabilité temporelle la plus importante pour la pression à la surface est la région de l'Islande : dans la simulation DA9, l'écart-type de la pression à la surface vaut $\sigma_A = 3.6$ hPa sur la région de haute pression et $\sigma_I = 7.6$ hPa sur l'Islande. La normalisation des deux pressions – Islande et Gibraltar – avant de faire la différence entre les deux valeurs normalisées aurait eu pour effet d'accentuer

l'importance de la variabilité de l'anticyclone de Gibraltar par rapport à celle de la dépression d'Islande. Enfin, un tel choix nous permet de comparer les deux simulations DA9 et DE9B facilement. Nous avons cependant testé la sensibilité des résultats au mode de calcul de l'indice – différence normalisée des pressions ou différence de pressions normalisées – et nous avons constaté qu'elle était faible.

La corrélation entre les anomalies de pression mensuelles sur l'Islande et sur Gibraltar s'élève à $r_{IA} = -0.46$ en hiver dans la simulation DA9. On peut estimer l'importance du bruit par rapport au signal NAO, le bruit étant défini comme l'ensemble des fluctuations lorsque les deux centres varient en phase et ne font donc pas partie du signal (Hurrell and Loon 1997) :

$$\frac{Signal}{Bruit} = \left[\frac{1 + r_{IA}}{1 - r_{IA}} \right]^{0.5}$$

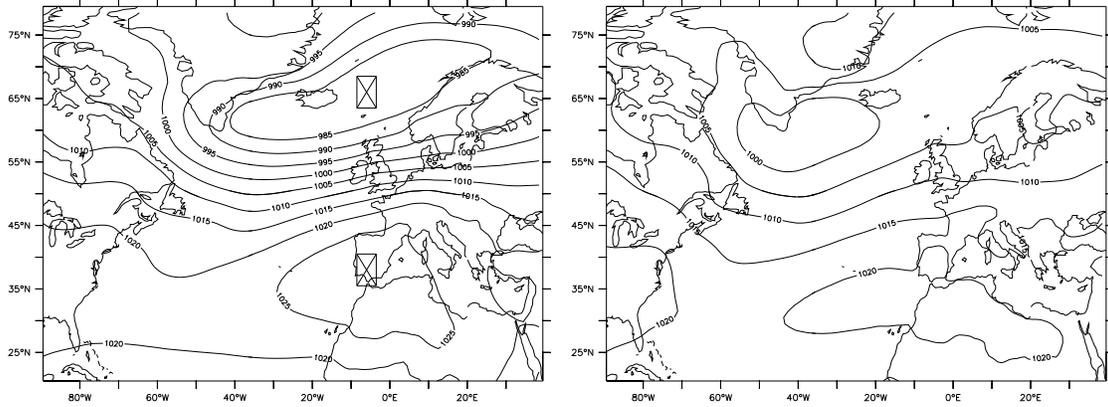
On obtient : $\frac{Signal}{Bruit} = 1.6$. Cette valeur est plus faible que les valeurs obtenues par Hurrell and van Loon (1997) dans leur étude, mais elle ne leur est pas directement comparable. Ce sont des moyennes saisonnières de mesures ponctuelles en deux stations qui sont comparées dans cette étude, alors que nous comparons des pressions à la surface moyennées sur des régions. Nous ferons dans la suite l'hypothèse que cet indice permet de repérer l'Oscillation Nord Atlantique.

La figure 4.32(c) représente l'indice NAO calculé, comme indiqué au début de ce paragraphe, sur l'ensemble des mois d'hiver (décembre à février) de la simulation DA9. D'après le mode de calcul de l'indice, sa moyenne est nulle et son écart-type vaut 1. Nous repérons sur cette figure les mois où l'indice NAO dépasse 1 (mois NAO+) et les mois où l'indice NAO est en-dessous de (-1) (mois NAO-). Les figures 4.32(a) et 4.32(b) présentent les structures spatiales moyennes du champ de pression à la surface pour les mois d'hiver d'indice NAO fort et ceux d'indice NAO faible. Comme attendu, le gradient de pression entre la région des Açores et l'Islande est beaucoup plus fort dans les situations NAO+.

Liens entre indice NAO et précipitations

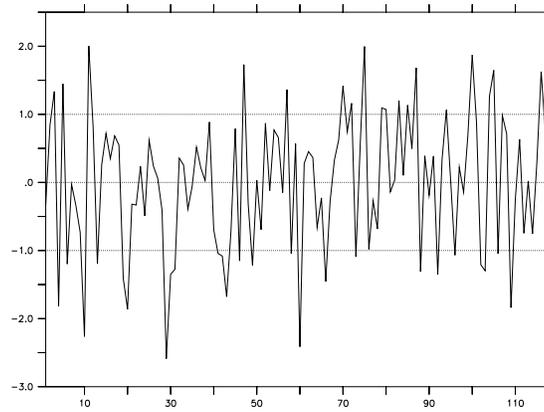
Les figures 4.33(a) et 4.33(b) représentent les précipitations moyennées respectivement sur les mois NAO+ et sur les mois NAO-. La figure 4.33(e) représente la différence entre ces deux précipitations moyennes, soit l'écart entre les mois NAO+ et les mois NAO-. Et les figures 4.33(c) et 4.33(d) indiquent les écarts de précipitations entre les mois d'indice NAO fort ou faible et la moyenne, sur l'ensemble des mois d'hiver de la simulation DA9.

On constate que la différence entre les précipitations des mois NAO+ et NAO- est un dipôle d'axe Nord-Sud centré entre 45 et 50°N (cf. figure 4.33(e)). Pendant les mois NAO-, il pleut davantage sur l'Europe du Sud, la Méditerranée et l'Atlantique Sud et moins sur l'Europe du Nord. Au contraire, pendant les mois NAO+, les précipitations sont plus fortes sur l'Europe du Nord et la moitié Nord de l'Atlantique. Ces résultats sont en bon accord avec les résultats présentés par Hurrell and van Loon (1997) et décrits dans la section 4.2.3. Un indice NAO fort accroît les pluies sur le nord de l'Europe alors qu'un indice NAO faible oriente davantage les pluies sur le sud de l'Europe.



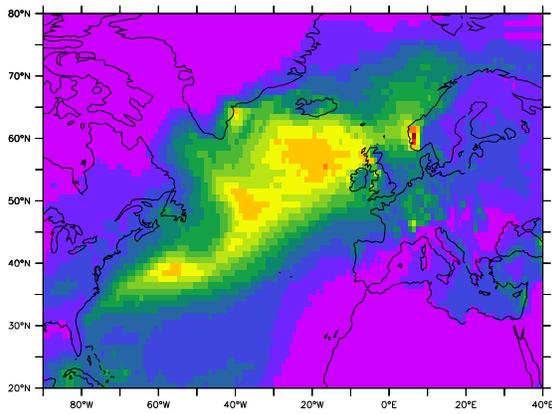
(a) mois d'indice > 1 (18 mois NAO+)

(b) mois d'indice $< (-1)$ (25 mois NAO-)

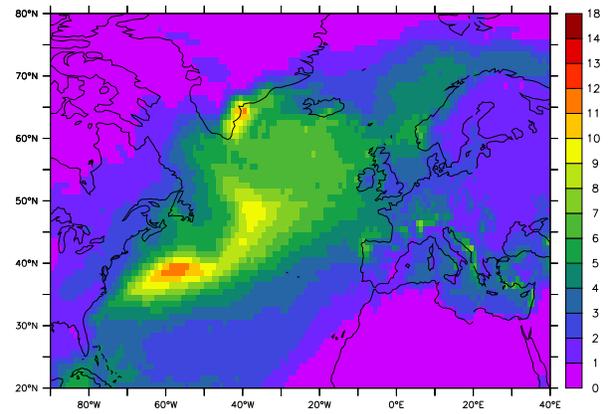


(c) Indice NAO pour l'ensemble des mois d'hiver (117 mois au total)

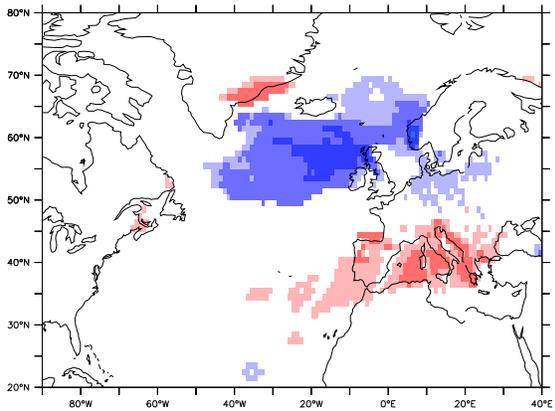
FIG. 4.32 – Indice NAO sur l'ensemble des mois d'hiver de la simulation DA9 et pression à la surface moyenne pour les mois NAO+ et NAO-. Les rectangles barrés sur la figure (b) repèrent les deux régions choisies pour le calcul de l'indice NAO.



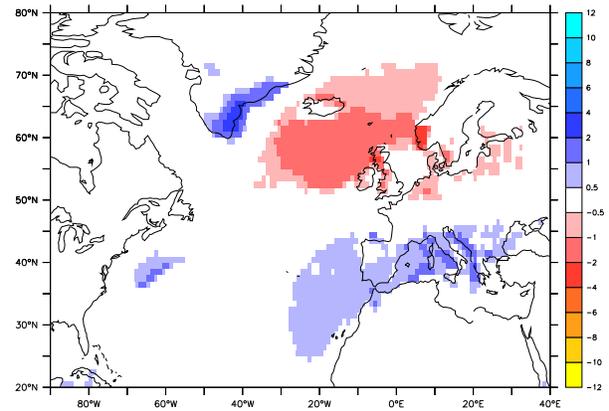
(a) Pluie moyenne pour les mois d'indice > 1 (18 mois NAO+)



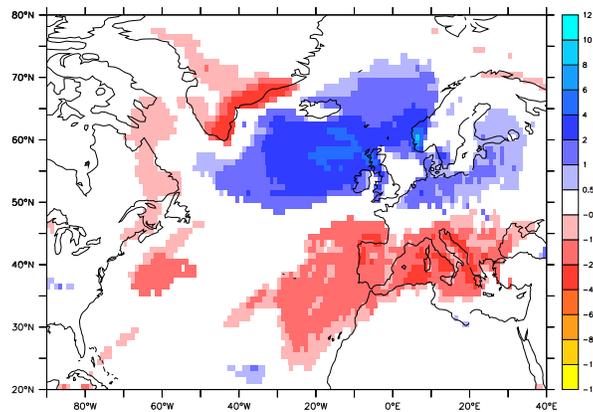
(b) Pluie moyenne pour les mois d'indice < -1 (25 mois NAO-)



(c) Différence de pluie entre les mois NAO+ et la valeur moyenne, (NAO+)-(REF)



(d) Différence de pluie entre les mois NAO- et la valeur moyenne, (NAO-)-(REF)



(e) Différence de pluie entre les mois NAO+ et les mois NAO-, (NAO+)-(NAO-)

FIG. 4.33 – Lien entre l'indice NAO et les précipitations (mm/j) sur la région étudiée, pour les mois d'hiver de la simulation DA9. Pour les cartes de différences, seules les valeurs significativement différentes de 0 selon un test de Student au niveau $\alpha = 0.05$ sont indiquées.

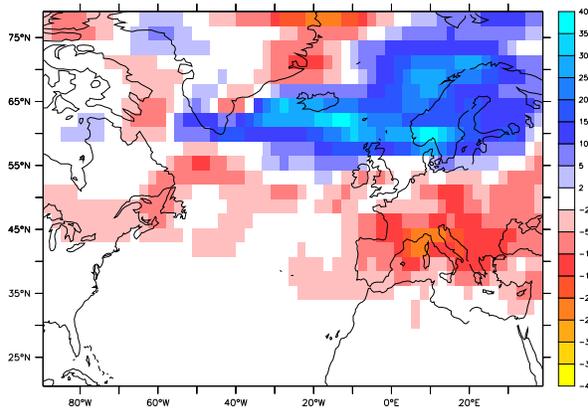
Liens entre indice NAO et dépressions

1 – Suivi des dépressions par Track

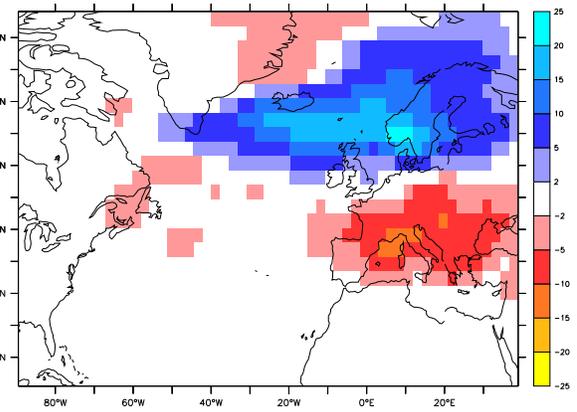
Les liens entre NAO et dépressions ont déjà été analysés dans plusieurs études utilisant des observations (Hurrell and Loon 1997; Sickmüller et al. 2000; Knippertz et al. 2003). Nous utilisons ici tout d'abord le logiciel Track pour déterminer le nombre, la localisation et les caractéristiques des dépressions à la fois pour les mois d'indice NAO fort (NAO+) et d'indice NAO faible (NAO-), dans la simulation DA9, à partir de la vorticité à 850 hPa. On se reportera à l'annexe C pour une présentation de l'ensemble des statistiques dans les situations NAO+ et NAO-. La figure 4.34 présente la différence entre les situations NAO+ et NAO- pour un certain nombre de variables (densités de centres de dépressions et de trajectoires, lieux de génèse, de disparition, intensité et vitesse moyennes des trajectoires). La figure 4.35 présente en complément la différence entre les situations NAO+ ou NAO- et une situation moyenne de référence, pour quelques variables (densités de centres de dépressions, intensité et vitesse moyennes).

On retrouve, sur la figure 4.34(a) par exemple, le dipôle NS de la section précédente obtenu pour la différence de précipitations entre les mois NAO+ et NAO-. Comme pour les précipitations, les augmentations liées aux situations NAO+ sont plus marquées que celles liées aux situations NAO- (comparaison des figures 4.35(a) et 4.35(b)). La figure 4.35(a) montre une augmentation de la densité de centres de dépressions au nord de 55  N et une légère réduction sur le golfe de Gènes dans les situations NAO+. Les mois NAO- se caractérisent par une augmentation de la densité des dépressions sur l'Europe, centrée sur le golfe de Gènes (figure 4.35(b)), et une réduction comparable de la densité des dépressions entre l'Islande et la Norvège. Davantage de dépressions naissent à l'est du Groënland dans les situations NAO+ alors que l'augmentation se situe au niveau du golfe de Gènes dans les situations NAO- (cf. figure 4.34(c)). En ce qui concerne la modification de l'intensité des dépressions, la différence entre les mois NAO+ et NAO- (figure 4.34(e)) indique essentiellement une augmentation de l'intensité des dépressions sur l'Atlantique Nord. La réduction de l'intensité des dépressions sur le sud de l'Europe est moins marquée. La comparaison des figures 4.35(c) et 4.35(d) permet de préciser ce point. Quand on passe d'une situation moyenne à une situation NAO+, l'intensité moyenne des dépressions varie peu ; au contraire, elle se réduit sur la moitié Nord du domaine quand on passe d'une situation moyenne à une situation NAO-. On peut supposer que ce sont les dépressions intenses qui sont réduites en nombre quand le gradient de pression s'affaiblit. Concernant la vitesse moyenne, elle se réduit nettement en intensité sur l'Atlantique et l'Europe du Nord quand on passe d'une situation moyenne à une situation NAO- (figure 4.35(f)). En comparaison, elle varie peu entre la moyenne et une situation NAO+ (figure 4.35(e)). On peut relier cette réduction de la vitesse à l'affaiblissement du gradient de pression qui a pour conséquence un affaiblissement du vent.

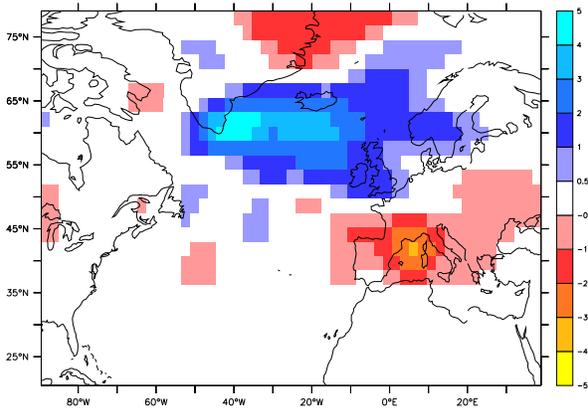
Nous comparons ces résultats sur les liens entre indice NAO et dépressions dans la basse troposphère à ceux que l'on obtient en utilisant le champ de vorticité à 200 hPa pour déterminer les trajectoires des dépressions dans la haute troposphère. Nous obtenons des résultats très différents. Le passage d'une situation moyenne à une situation d'indice NAO fort se traduit par une légère augmentation des dépressions sur la Grande Bretagne et la Norvège, et une forte augmentation sur le NE de l'Afrique (figure 4.36(c)). Le passage à une



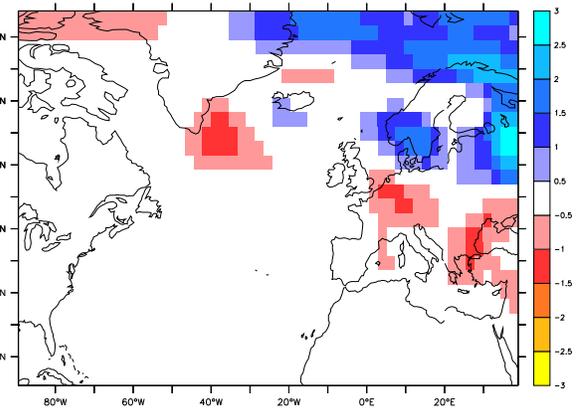
(a) Densité de centres de dépressions



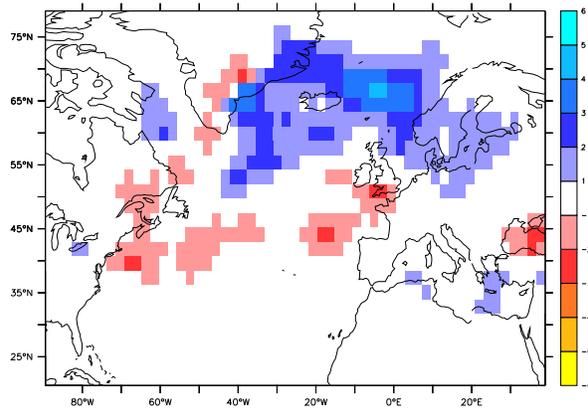
(b) Densité de trajectoires



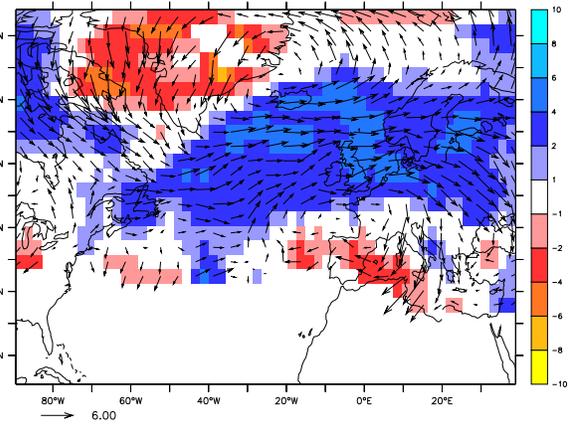
(c) Naissance des trajectoires



(d) Disparition des trajectoires

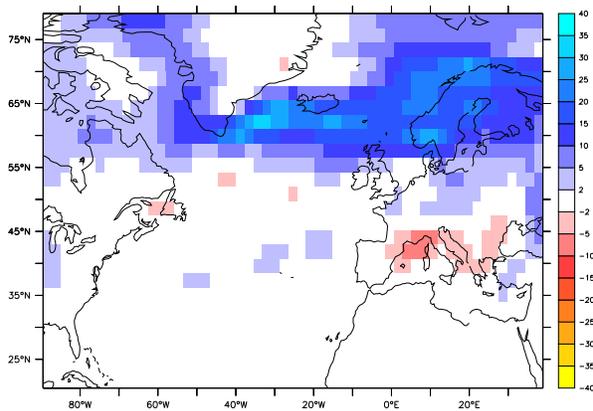


(e) Intensité moyenne

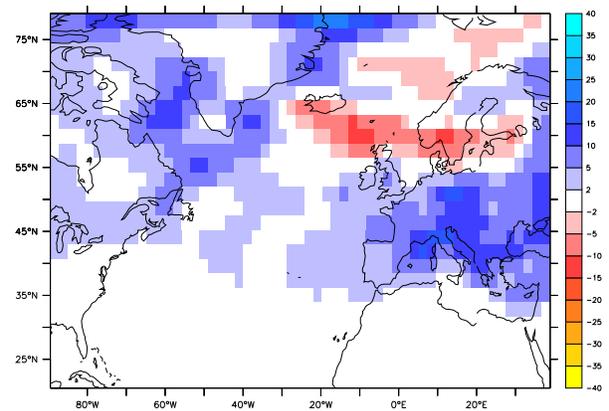


(f) Vitesse moyenne, différence de norme (m/s) et différence entre les deux vecteurs vitesse

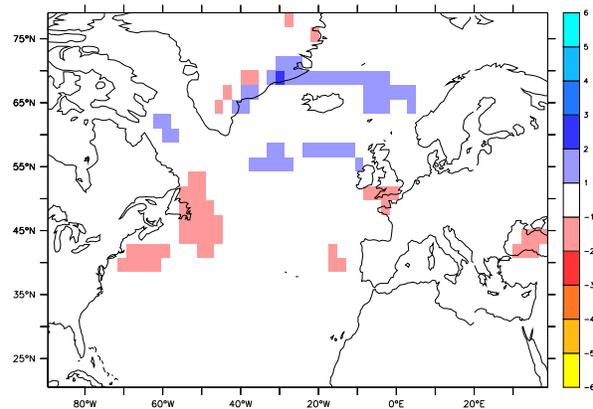
FIG. 4.34 – Différence entre les mois NAO+ et NAO- de la densité des centres de dépressions et de la densité des trajectoires, de leurs lieux de naissance et de disparition, de leur intensité et de leur vitesse. Les trajectoires sont calculées à partir de la vorticité à 850 hPa de la simulation DA9 (1960-99). L'intensité n'est pas représentée pour une densité de centres de dépressions NAO+ ou NAO- inférieure à 3.



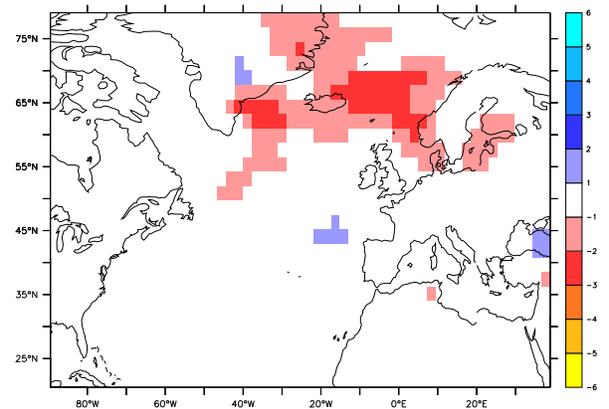
(a) Densité de centres de dépressions (différence entre NAO+ et REF)



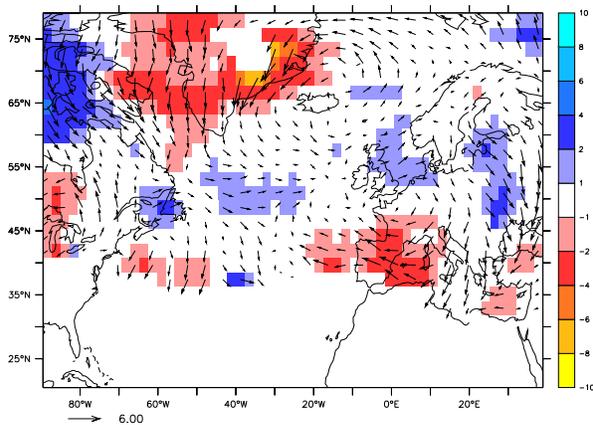
(b) Densité de centres de dépressions (différence entre NAO- et REF)



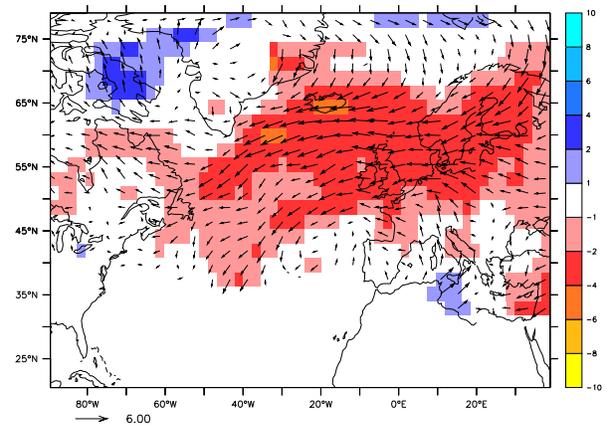
(c) Intensité moyenne (différence entre NAO+ et REF)



(d) Intensité moyenne (différence entre NAO- et REF)

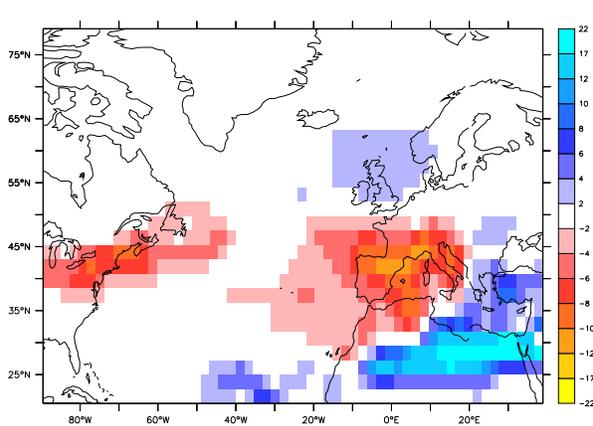


(e) Vitesse moyenne, norme (m/s) et changement de direction (différence entre NAO+ et REF)

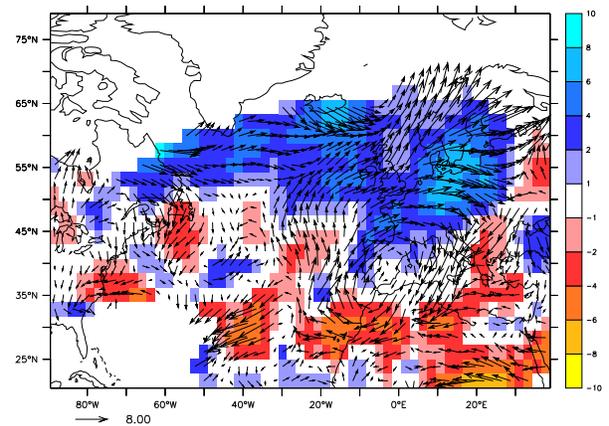


(f) Vitesse moyenne, changement de norme (m/s) et différence entre NAO- et REF des vecteurs vitesse

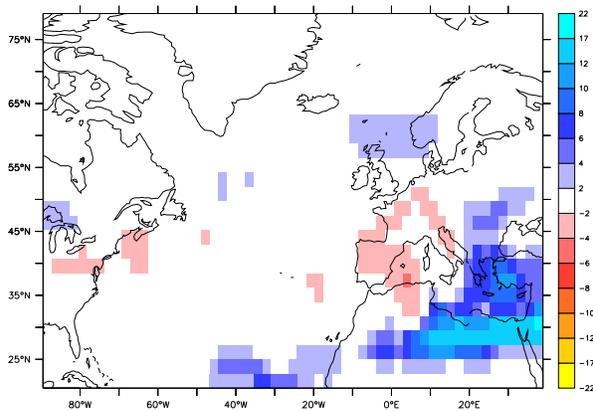
FIG. 4.35 – Différence entre les mois NAO- ou NAO+ et la moyenne sur la simulation DA9 de la densité des centres de dépressions, de leur intensité et de leur vitesse. Les trajectoires sont calculées à partir de la vorticité à 850 hPa de la simulation DA9 (1960-99). L'intensité n'est pas représentée pour une densité de centres de dépressions inférieure à 3 dans une des simulations.



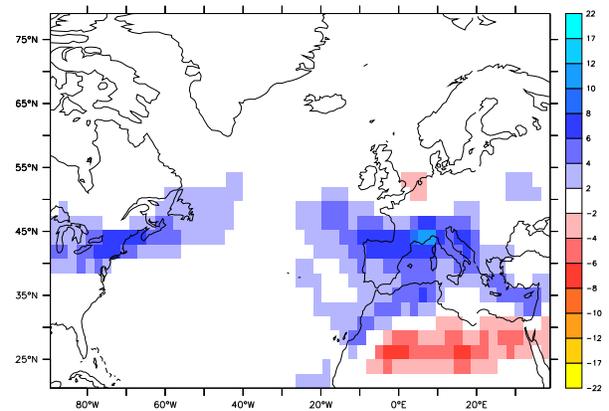
(a) Densité de centres de dépressions (différence entre NAO+ et NAO-)



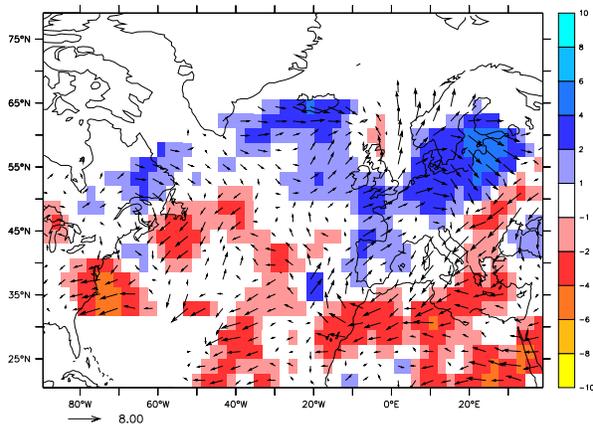
(b) Vitesse moyenne, différence de norme (m/s) et différence entre les deux vecteurs vitesse (comparaison de NAO+ et NAO-)



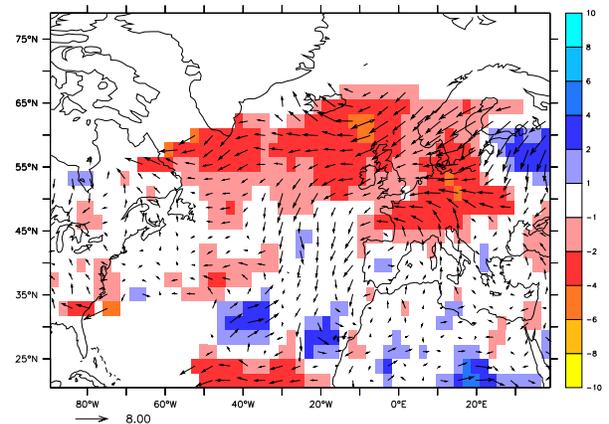
(c) Densité de centres de dépressions (différence entre NAO+ et REF)



(d) Densité de centres de dépressions (différence entre NAO- et REF)



(e) Vitesse moyenne, norme (m/s) et changement de direction (différence entre NAO+ et REF)



(f) Vitesse moyenne, changement de norme (m/s) et différence entre NAO- et REF des vecteurs vitesse

FIG. 4.36 – Différence entre les mois NAO+ ou NAO- et la moyenne sur la simulation DA9, et différence entre NAO+ et NAO- de la densité des centres de dépressions et de leur vitesse. Les trajectoires des dépressions sont calculées à partir de la vorticité à 200 hPa de la simulation DA9 (1960-99). L'intensité n'est pas représentée pour une densité de centres de dépressions NAO- ou NAO+ inférieure à 1.

situation d'indice NAO faible se traduit au contraire par une réduction des dépressions sur le NE de l'Afrique et par une augmentation sur une région qui recouvre la France, l'Espagne et l'Italie (figure 4.36(d)). Il est surprenant de constater qu'au contraire, les modifications de la vitesse entre les situations NAO- et NAO+ ont la même structure dans la basse et la haute troposphère (cf. figures 4.34(f) et 4.36(b)). Nous ne retrouvons donc pas dans la haute troposphère le dipôle obtenu dans la basse troposphère.

2 – Utilisation de la variance filtrée pour la détermination des storm tracks

Les résultats obtenus dans la haute et la basse troposphère sur les liens entre NAO et dépressions sont différents. Nous souhaitons les comparer aux résultats obtenus à partir de la variance filtrée sur 2-6 jours des mêmes champs.

Les figures 4.37 et 4.38 présentent les valeurs moyennes de la variance filtrée sur 2-6 jours de la vorticité à 850 et à 200 hPa pour les situations d'indice NAO fort ou faible. Ces valeurs sont comparées aux valeurs de référence, et entre elles. Notre objectif est de mesurer la cohérence des différences observées sur la variance filtrée sur 2-6 jours entre les situations NAO+ ou NAO- et les différences observées sur la densité de centres de dépressions.

À 850 hPa, les figures 4.37(e) et 4.34(a) représentant la différence entre les mois d'indice NAO fort et ceux d'indice NAO faible de la variance filtrée sur 2-6 jours et de la densité de centres de dépressions ont des structures très proches. On retrouve bien avec la variance filtrée le dipôle NS. On retrouve également le rôle dominant de la partie nord de ce dipôle. La variance filtrée augmente entre le Groënland et la Norvège quand on passe d'une situation moyenne à une situation NAO+ (figure 4.37(c)), et elle diminue dans cette même région quand on passe à une situation NAO- (figure 4.37(d)). La variation sur le sud de l'Europe est moins marquée.

À 200 hPa, l'image présentée par la variance filtrée (figure 4.38(e)) est différente de celle obtenue avec la densités de centres de dépressions calculée par Track (figure 4.36(a)), mais elle est proche de celle obtenue par Hurrell et van Loon (1997) dans leur étude avec le géopotentiel à 300 hPa (cf. figure 4.10). Quand on passe d'une situation NAO- à une situation NAO+, la variance filtrée augmente entre 45 et 60  N sur la Grande Bretagne et l'Europe, jusqu'à la mer noire. Elle diminue à la fois entre 30 et 40  N sur l'Atlantique Est, et sur l'est du Groënland et l'Islande. Le dipôle NS visible à 850 hPa est décalé vers le sud, tout comme l'est le champ de variance filtrée à 200 hPa si on le compare au champ de variance filtré à 850 hPa. L'augmentation sur le Groënland et l'Islande est visible, même si d'extension spatiale plus réduite, sur la figure 4.10.

Synthèse des liens existants entre l'Oscillation Nord Atlantique et les précipitations ou les dépressions dans la simulation DA9

Nous retenons tout d'abord que les situations d'indice NAO fort ou faible conduisent à des structures de champs de précipitations bien différenciées. Un indice NAO fort correspond à des précipitations accrues sur le nord de l'Atlantique et de l'Europe. Un indice NAO faible correspond à des précipitations plus abondantes sur le sud de l'Atlantique et de l'Europe, et réduites sur le nord.

Nous obtenons des effets cohérents sur les dépressions dans la basse troposphère, quel que soit leur mode de détection. Un indice NAO fort y correspond à des dépressions plus

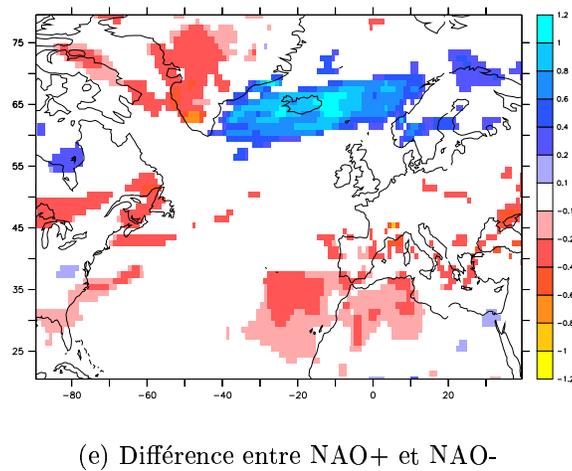
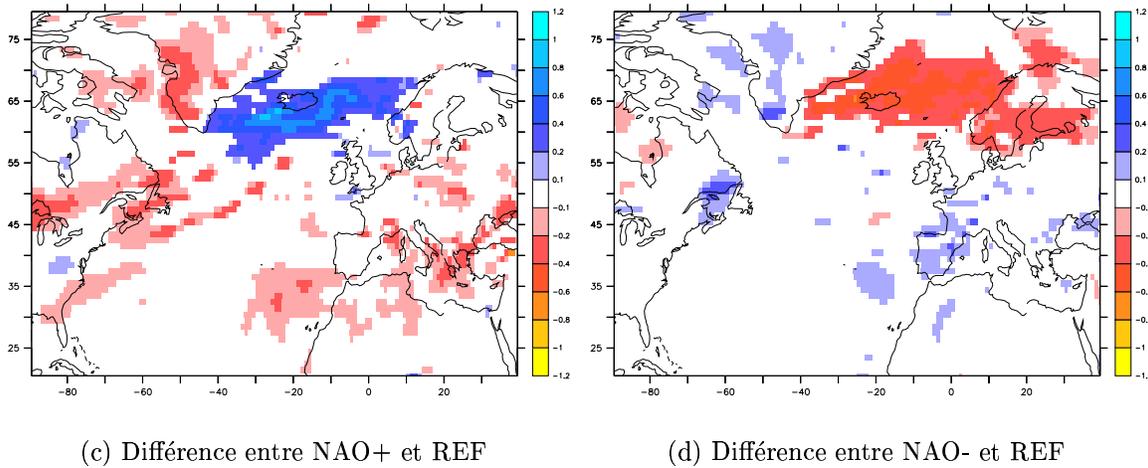
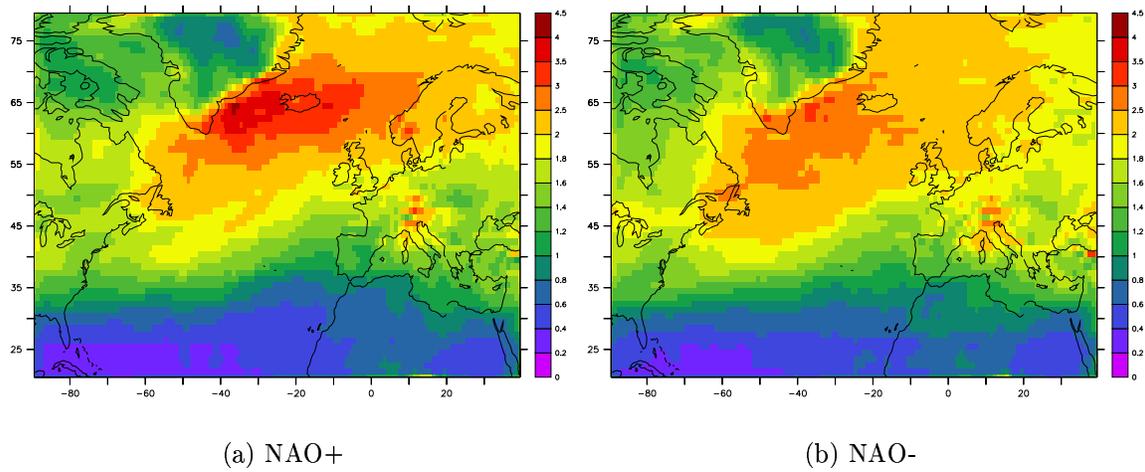
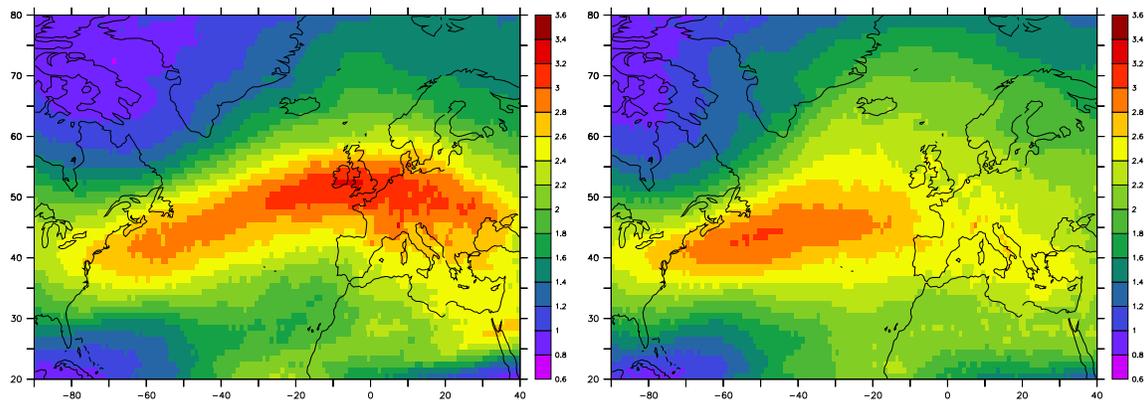
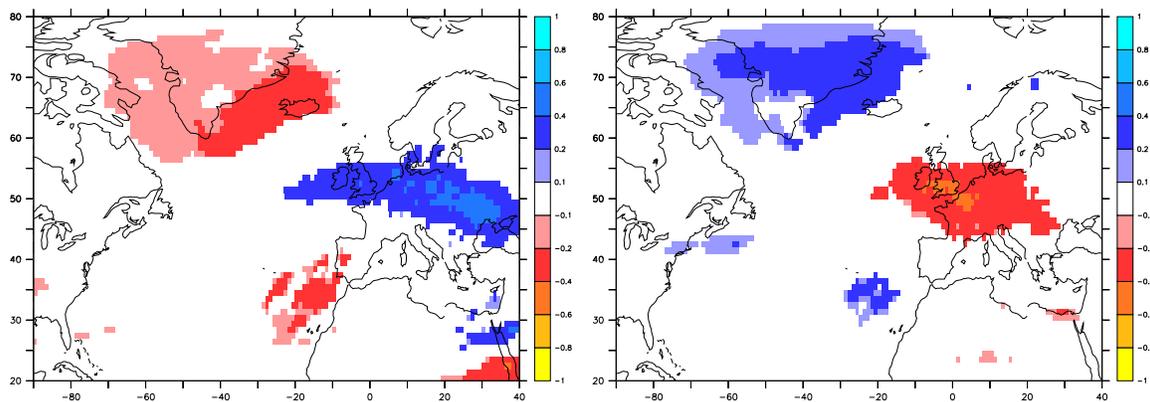


FIG. 4.37 – Variance filtrée sur des périodes de 2 à 6 jours de la vorticité à 850 hPa, convertie en écart-type (10^5 /s), pour les mois NAO+ et NAO-; comparaison des mois NAO+ ou NAO- à la valeur moyenne; différence entre les mois NAO+ et NAO-. Pour les cartes de différences, seules les valeurs significativement différentes de 0 selon un test de Student au niveau $\alpha = 0.05$ sont indiquées.



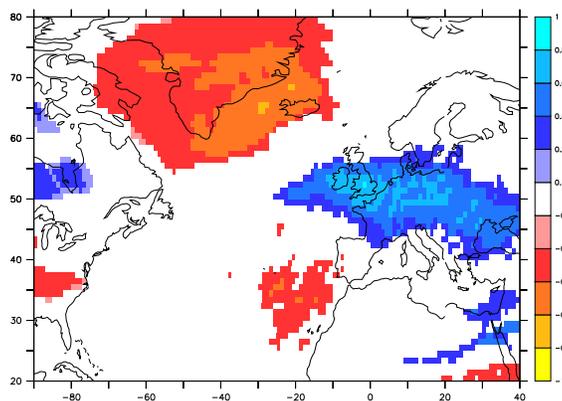
(a) NAO+

(b) NAO-



(c) Différence entre NAO+ et REF

(d) Différence entre NAO- et REF



(e) Différence entre NAO+ et NAO-

FIG. 4.38 – Variance filtrée sur des périodes de 2 à 6 jours de la vorticité à 200 hPa, convertie en écart-type (10^5 /s), pour les mois NAO+ et NAO-; comparaison des mois NAO+ ou NAO- à la valeur moyenne; différence entre les mois NAO+ et NAO-. Pour les cartes de différences, seules les valeurs significativement différentes de 0 selon un test de Student au niveau $\alpha = 0.05$ sont indiquées.

nombreuses et plus intenses sur le nord de l'Atlantique et de l'Europe. Un indice NAO faible correspond à des dépressions plus nombreuses sur le sud et réduites au nord.

Dans la haute troposphère, les résultats obtenus à partir de Track ou de la variance filtrée sont différents. Nous avons vu que la structure des différences obtenues à partir de la variance filtrée sur 2-6 jours est proche de celle obtenue par Hurrell et van Loon (1997). Le suivi des dépressions de haute latitude donne des résultats différents. Ces différences peuvent peut-être s'expliquer en partie par le fait que ces deux méthodes ne représentent pas exactement la même chose. Ainsi, Track isole les maximas de vorticité et filtre les trajectoires (une durée de vie minimum et une distance parcourue minimum sont fixées). Il est aussi envisageable que l'Oscillation Nord Atlantique, qui correspond à une modification de l'intensité du gradient de pression à la surface, ait des effets plus limités dans la haute troposphère.

Utilisation des liens entre l'Oscillation Nord Atlantique et les précipitations ou les dépressions pour l'étude des impacts du changement climatique

Nous pouvons à ce stade nous demander si ces résultats seront utilisables dans le cadre de l'étude des effets du doublement du CO₂. On peut imaginer l'apparition de phases positives ou négatives longues de l'indice NAO qui pourraient alors être reliées à des structures de précipitations particulières telles que celles observées à la fin du XX^esi cle (cf. section 4.2.3). Nous pouvons aussi envisager de regarder comment évoluent les précipitations et les dépressions dans les situations d'indice NAO fort ou faible : dans ce cas, l'indice NAO nous permettra de classer les mois en plusieurs familles et ainsi d'obtenir peut-être des impacts plus clairs et différenciés du changement climatique (cf. Annexe D.3).

4.5 Effets du doublement de la concentration en CO₂

Dans cette dernière partie du chapitre, nous nous intéressons aux effets du doublement de la concentration en gaz à effet de serre sur le climat de l'Atlantique Nord et de l'Europe, et plus particulièrement sur les dépressions et les précipitations. Nous utilisons pour cela une deuxième simulation du modèle ARPEGE zoomé sur l'Europe (simulation DE9B, cf. section 4.3.1).

Nous allons tout d'abord brièvement analyser les effets moyens du changement climatique sur la température et les précipitations, sur la région étudiée, en comparant les simulations en climat actuel – DA9 – et en climat perturbé – DE9B – (**section 4.5.1**). Nous étudierons ensuite les effets du changement climatique sur la baroclinicité du courant moyen, mesurée par le taux de croissance d'instabilité d'Eady (**section 4.5.2**), comme introduction de l'étude des impacts du changement climatique sur les dépressions à différents niveaux de pression (**section 4.5.3**).

4.5.1 Effets moyens du changement climatique

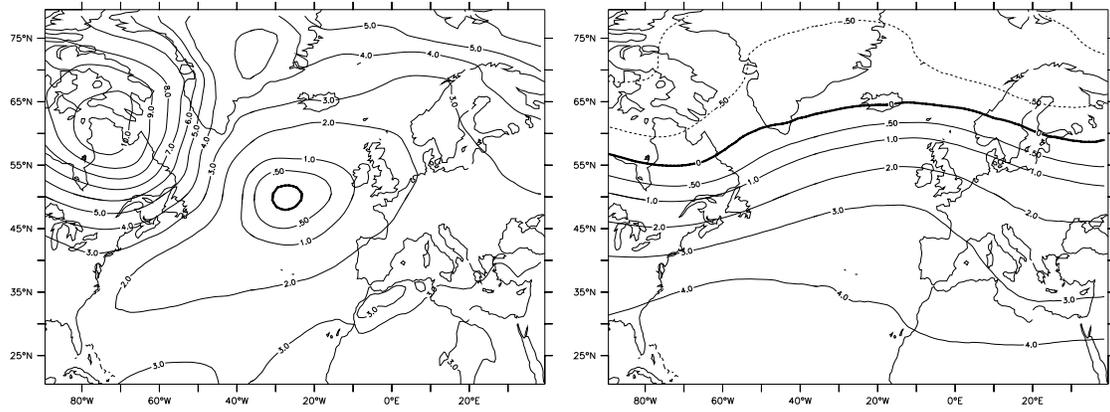
Nous présentons dans cette partie les impacts moyens du changement climatique sur la température, les précipitations et les flux d'humidité liés à la circulation moyenne. Les deux périodes comparées sont 1960-89 et 2070-99.

Sur la température

La figure 4.39 montre les changements de température en hiver, liés au changement climatique (différence entre les simulations DE9B et DA9), d'une part en moyenne zonale – on obtient alors les variations de la température en fonction de la latitude et de l'altitude –, et d'autre part aux deux niveaux de pression étudiés, 850 hPa et 200 hPa.

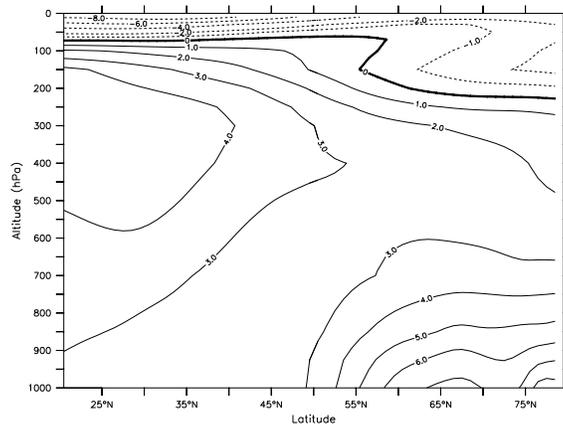
On retrouve les impacts classiques du changement climatique sur les températures (Carnell and Senior 1998; Gibelin and Déqué 2003). En moyenne zonale, la température augmente dans la troposphère et diminue dans la stratosphère. A l'aide de la figure 4.39(c), regardons les variations du réchauffement en fonction de la latitude dans la troposphère. Dans la basse troposphère (entre 1000 et 700 hPa), l'augmentation de température est plus forte dans les hautes latitudes (au-delà de 60°N) que dans les latitudes sub-tropicales, ce qui conduit à une réduction du gradient méridien de température aux latitudes moyennes. Cette forte augmentation de température dans les hautes latitudes s'explique par une rétroaction positive : la glace fond sous l'effet du réchauffement, l'albédo est donc réduit dans ces régions ce qui augmente la part du rayonnement solaire absorbé et donc le réchauffement.

Dans la haute troposphère (entre 500 et 200 hPa), l'effet est en quelque sorte inversé. L'augmentation de température est cette fois plus importante dans les régions subtropicales ce qui provoque une augmentation du gradient S-N de température. Cette plus forte augmentation de température aux basses latitudes s'explique par une augmentation du dégagement de chaleur latente (par précipitation) dans la moyenne/haute troposphère subtropicale due à une convection et une humidité accrues. Nous observons en effet une augmentation du contenu en eau de l'atmosphère en particulier dans la région subtropicale (cf. figure D.1 p.209).



(a) à 850 hPa

(b) à 200 hPa



(c) en moyenne zonale

FIG. 4.39 – Différence de température (en degrés) entre DA9 et DE9B, pour les mois d'hiver.

Comparons maintenant les niveaux 850 hPa et 200 hPa (figures 4.39(a) et 4.39(b)). A 200 hPa, l'augmentation de température est plus homogène en longitude qu'à 850 hPa car l'influence des contrastes de la surface est limitée. A 850 hPa, aux latitudes moyennes, on peut observer une augmentation de température plus importante sur les continents que sur l'océan Atlantique, avec même une légère réduction de la température au centre de l'océan Atlantique vers 50°N. Cette réduction est liée au comportement de l'océan dans cette zone. L'augmentation de la température de l'océan est réduite à cet endroit du fait de l'existence d'une couche de mélange importante qui mélange les eaux sur une grande profondeur.

En condition de changement climatique, dans le cadre de ces simulations, nous observons donc une augmentation du gradient de température méridional dans la haute troposphère, une réduction de ce même gradient dans la basse troposphère et une réduction des contrastes océan-continents aux latitudes moyennes.

Sur les précipitations

La figure 4.40 présente les champs de précipitations moyens en hiver pour les simulations DA9 et DE9B, et la variation moyenne de ces précipitations hivernales entre les simulations DA9 et DE9B (en différences relative et absolue). On constate une réduction des précipitations sur l'Atlantique central (30-50°W, 45-60°N) et sur la Méditerranée. Les précipitations augmentent sur l'Atlantique au niveau de l'Espagne et sur une bande SO-NE, au bord Ouest de l'Europe, qui atteint la Grande-Bretagne et la Norvège. Ces variations sont de l'ordre de 0.5 – 1 mm/j. La réduction sur l'Atlantique central est la plus forte en valeur absolue, son maximum dépasse 2.5 mm/j. Ces variations absolues correspondent à des variations relatives de 20 à 30%. On peut ajouter que, sur la France par exemple, les précipitations varient peu. Elles augmentent légèrement sur la Bretagne et au sud des Alpes, et sont réduites sur le nord des Alpes et des Pyrénées. Ces variations sont inférieures à 20%.

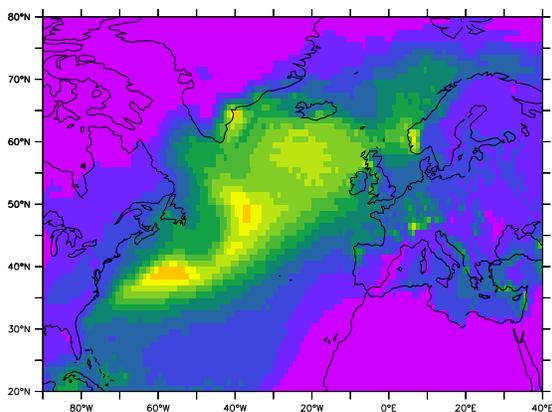
Nous cherchons à expliquer les variations des précipitations en hiver sous l'effet du changement climatique. Nous pouvons tout d'abord supposer que la réduction des précipitations sur l'Atlantique central est liée à la réduction de la température sur cette même région (cf. figure 4.39(a)). En conséquence, les mouvements verticaux ascendants sont réduits, et également les précipitations.

Dans un premier temps, nous allons tenter de relier une partie des autres modifications des précipitations aux effets moyens du doublement de la concentration en CO₂ sur la température et les flux d'humidité. Dans un deuxième temps, nous nous intéresserons à l'évolution de la variabilité haute fréquence du climat (sections 4.5.2 et 4.5.3), et à sa mise en relation avec les modifications du champ de précipitations.

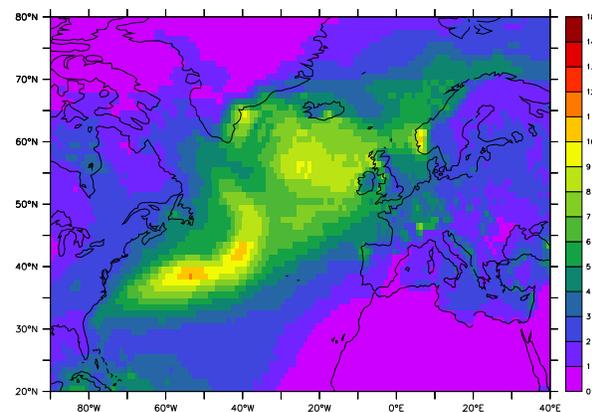
Sur les flux d'humidité liés au courant moyen

La figure 4.41 présente la variation moyenne du champ de pression à la surface et les variations moyennes des flux d'humidité liés au courant moyen dans la basse et la moyenne troposphère, entre les deux simulations DA9 et DE9B. On pourra se reporter à l'annexe D.1 pour une représentation des variations moyennes de l'humidité spécifique (p. 209) et du vent (p. 212) à différents niveaux de pression.

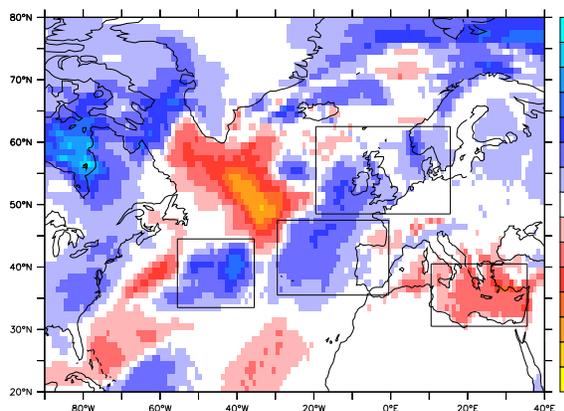
La pression à la surface augmente sur l'Europe et le Groënland (figure 4.41(a)). Elle



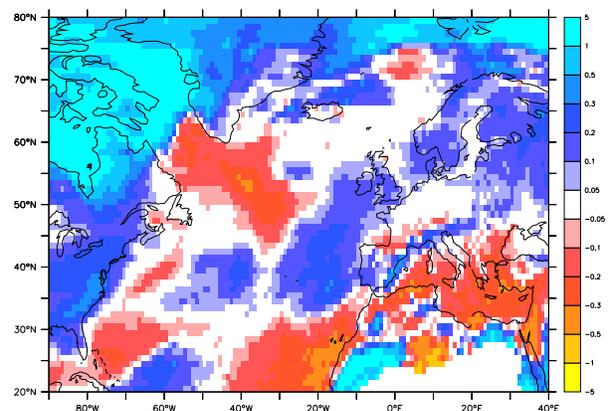
(a) Précipitations moyennes (DA9)



(b) Précipitations moyennes (DE9B)



(c) Différence absolue de précipitations DE9B-DA9 (mm/j)



(d) Différence relative de précipitations DE9B-DA9 (-)

FIG. 4.40 – Précipitations moyennes hivernales (en mm/j) pour les simulations DA9 et DE9B, et comparaison de ces deux simulations, en valeur absolue ou relative.

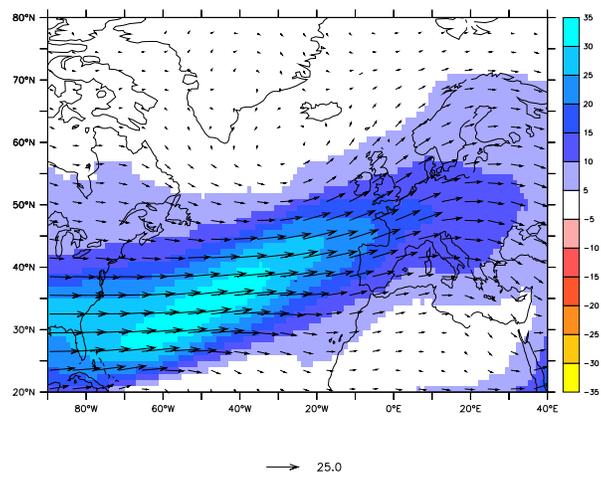
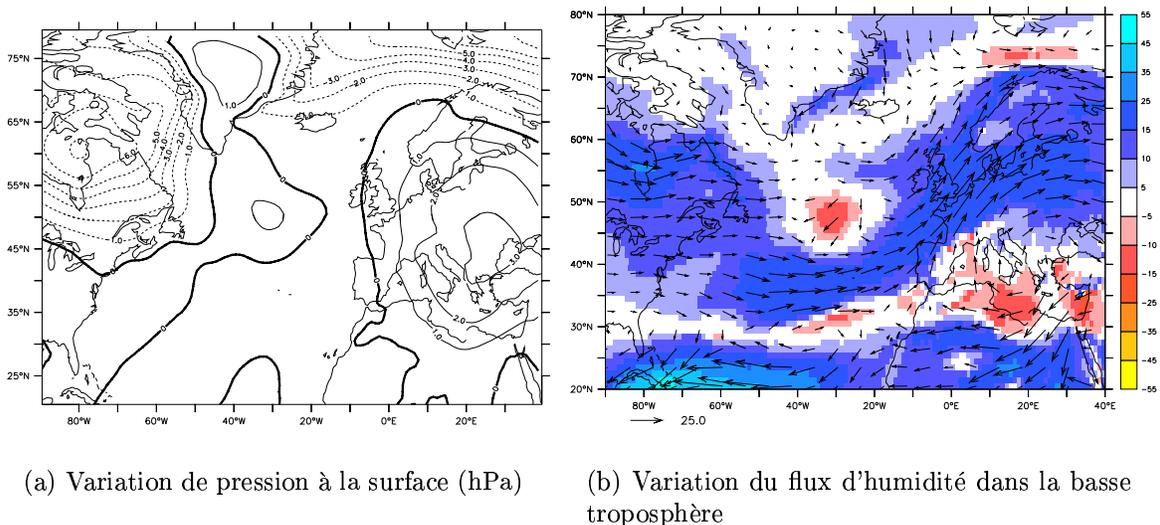


FIG. 4.41 – Effets sur la pression à la surface (hPa) et sur le flux d'humidité (kg/m/s) dans la basse (1000 à 700 hPa) et dans la moyenne (700 à 300 hPa) troposphère du changement climatique (comparaison des simulations DA9 et DE9B).

diminue au-delà de 65°N à l'est du Groënland, et au-delà de 50°N à l'ouest du Groënland. Sur l'océan Atlantique, la pression à la surface varie peu. On s'attend donc en particulier à l'ajout d'une composante anticyclonique au vent moyen dans les basses couches, autour de l'augmentation de pression sur l'Europe. La variation du champ de vent observée à 850 hPa (figure D.3(e) p.212) présente bien cette modification.

La variation du flux d'humidité dans les basses couches est représentée sur la figure 4.41(b). On constate une réduction du flux d'humidité sur la mer Méditerranée et une augmentation de ce même flux sur le nord de l'Europe, cohérente avec les modifications du champ de pression. L'intensité du flux d'humidité qui traverse l'Atlantique augmente également (sauf au niveau du léger refroidissement qui correspond à une légère augmentation de pression à la surface). Cette augmentation se retrouve également dans la variation du flux d'humidité dans la moyenne troposphère (figure 4.41(c)). Elle peut peut-être être reliée à l'augmentation de l'humidité spécifique et à l'intensification du courant jet. On constate en effet une augmentation du vent dans la haute troposphère (figure D.3(f) p.212).

Comment relier ces modifications des flux d'humidité aux modifications de précipitations ?

L'équation de la conservation de la masse d'eau, intégrée sur une colonne d'air unitaire et simplifiée dans le cas d'une moyenne sur une échelle de temps supérieure à un mois, s'écrit :

$$\overline{E} - \overline{P} \simeq \overline{\text{div} \vec{Q}}$$

où le flux d'humidité \vec{Q} s'exprime comme suit :

$$\vec{Q} = \int_{z_0}^{z_{max}} \rho_{air} q \vec{v} dz$$

E et P représentent l'évaporation et les précipitations. ρ_{air} est la masse volumique de l'air, q l'humidité spécifique – rapport des masses de vapeur d'eau et d'air dans un volume donné – et \vec{v} la vitesse horizontale du vent. \overline{X} désigne la moyenne temporelle de la grandeur X .

Le flux d'humidité \vec{Q} peut se décomposer en un terme lié au courant moyen (\overline{Q}) et un terme lié aux perturbations (Q'). On a :

$$\Delta \overline{P} = \Delta \overline{E} - \Delta \overline{\text{div} \overline{Q}} - \Delta \overline{\text{div} Q'}$$

Nous n'avons pas à notre disposition les flux d'humidité liés aux mouvements turbulents (non disponibles dans les délais impartis), et nous ne disposons pas non plus des flux d'évaporation. Nous allons donc dans un premier temps comparer les variations des précipitations moyennes (\overline{P}) sur les quatre régions définies sur la figure 4.40(c) aux variations de la composante liée au courant moyen de $\text{div} \vec{Q}$, soit $\Delta \overline{\text{div} \overline{Q}}$. Nous distinguerons ces régions par leurs localisations respectives : Europe du Nord, Atlantique SE, Atlantique SO et Méditerranée.

Le tableau 4.2 permet la comparaison des variations de précipitations moyennes et de divergence d'humidité liée au courant moyen sur les 4 régions présentées. Pour les régions Europe du Nord, Atlantique SE et Atlantique SO, l'augmentation de précipitations correspond à une augmentation de la convergence du flux d'humidité lié au courant moyen.

	\bar{P} (DA9)	$\Delta\bar{P}$ (DE9B – DA9)	$\Delta\overline{divQ}$ (DE9B – DA9)
Europe du Nord	5	0.38 (+7.5%)	-0.04
Atlantique SE	3.1	0.47 (+15%)	-0.28
Atlantique SO	6.5	0.71 (+11%)	-0.14
Méditerranée	2.5	-0.56 (-23%)	+0.73

TAB. 4.2 – Comparaison des variations de précipitations moyennes et de divergences de flux d’humidité issus du courant moyen pour 4 régions (Europe du Nord, Atlantique SE, Atlantique SO et Méditerranée, cf. figure 4.40(c)). Les variations de précipitations sont indiquées en mm/j, et entre parenthèse en % des précipitations moyennes dans la simulation de référence (DA9). Les variations de divergence de flux d’humidité sont indiquées en mm/j.

L’augmentation de cette convergence représente 10 (Europe du N), 20 (Atlantique SO) ou 60% (Atlantique SE) de la variation de précipitations.

On constate que les variations de précipitations vont dans le même sens que les variations de divergences de flux d’humidité liés au courant moyen, mais qu’elles ne se compensent pas, en particulier sur l’Europe du Nord et l’Atlantique SO. Nous cherchons donc à estimer l’importance des variations de divergences de flux d’humidité liés aux perturbations sur ces régions. Nous devons faire pour cela des hypothèses sur les variations d’évaporation. Nous n’avons pas pu évaluer ces variations d’évaporation sur les régions considérées dans les simulations DA9 et DE9B. Cependant, une estimation approchée peut être obtenue avec la moyenne des variations d’évaporation en hiver simulées par les différents modèles participant à l’expérience de changement climatique LSPCR (Crossley et al. 2000). On constate que l’évaporation augmente sur les régions Europe du Nord et Atlantique SE mais qu’elle est réduite sur l’Atlantique SO (cf. tableau 4.3). Les variations d’évaporation sont de l’ordre de 0.1 – 0.2 mm/j, elles ne peuvent pas compenser les variations de précipitations et de divergences de flux d’humidité liés au courant moyen sur l’Europe du Nord et l’Atlantique SO.

	$\Delta\bar{E}$ (LSPCR)	$\Delta\overline{divQ}'$
Europe du Nord	0.1	-0.24
Atlantique SE	0.2	0.01
Atlantique SO	-0.1	-0.67
Méditerranée	0.3	0.13

TAB. 4.3 – Estimation des variations d’évaporation à partir des simulations LSPCR pour 4 régions (Europe du Nord, Atlantique SE, Atlantique SO et Méditerranée, cf. figure 4.40(c)), et des flux d’humidité liés aux perturbations (en mm/j)

Reprenons la même analyse sur la Méditerranée. Sur cette région, la réduction des précipitations correspond à une divergence accrue du flux d’humidité lié au courant moyen. Cette augmentation de la divergence est plus importante que la réduction des précipitations.

L'estimation des variations d'évaporation à partir des simulations LSPCR indique une augmentation de l'ordre de 0.3 mm/j de l'évaporation sur la Méditerranée. Dans cette région, les variations de flux d'humidité liés aux perturbations jouent donc un rôle dans l'équilibre.

Sous cet ensemble d'hypothèse, on peut finalement résumer l'importance attendue des variations de flux d'humidité liés aux perturbations dans les modifications des précipitations dans les différentes régions :

- dans la région Europe du Nord, on s'attend à une augmentation de la convergence de flux d'humidité lié aux perturbations, importante si on la compare à l'augmentation de la convergence de flux d'humidité lié au courant moyen. Le rôle des perturbations devrait être important dans cette région ;
- dans la région Atlantique SO, on s'attend à une augmentation importante de la convergence du flux d'humidité lié aux perturbations qui joueraient donc un rôle prépondérant ;
- dans la région Atlantique SE, on s'attend à un rôle limité des perturbations dans les modifications des précipitations ;
- dans la région Méditerranée, du fait de l'augmentation importante de l'évaporation, la divergence du flux d'humidité lié aux perturbations devrait augmenter, tout comme augmente la divergence du flux d'humidité lié à la circulation moyenne. Le rôle des perturbations serait donc significatif, mais l'impact de la variation du courant moyen devrait rester prédominant.

A travers ces comparaisons, les perturbations, à travers les variations de flux d'humidité associés, semblent jouer un rôle important dans les modifications des précipitations, en particulier sur l'Europe du Nord, l'Atlantique SO, et en Méditerranée dans une moindre mesure, sous réserve que les hypothèses faites pour le calcul des variations d'évaporation soient réalistes. Les variations moyennes du flux d'humidité lié au courant moyen et les variations d'évaporation ne suffisent pas à expliquer à elles seules les variations de précipitations.

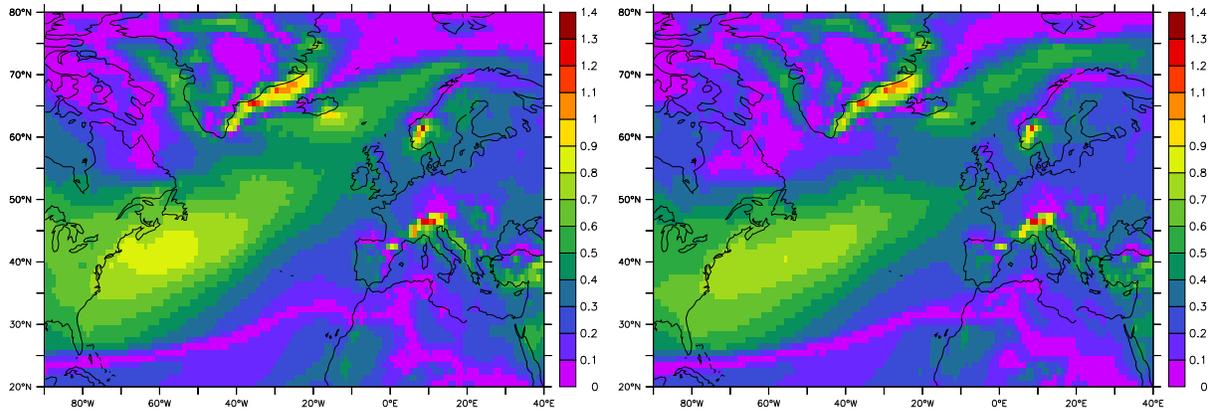
Nous allons maintenant analyser les variations des dépressions et de leurs caractéristiques quand le climat change pour tenter de conforter et de compléter cette analyse.

4.5.2 Effets sur la baroclinicité du courant moyen

Avant d'aborder l'étude des impacts du changement climatique sur les dépressions, nous revenons rapidement sur un paramètre lié au gradient de température méridional, le taux maximum de croissance d'instabilité d'Eady, qui mesure la baroclinicité du courant moyen, c'est-à-dire sa capacité à développer des perturbations. Ce paramètre est présenté dans la section 4.2.2 (p.99). Les figures 4.42 et 4.43 présentent ce taux maximum de croissance d'instabilité d'Eady, estimé pour les deux simulations DA9 et DE9B, dans la basse et la haute troposphère.

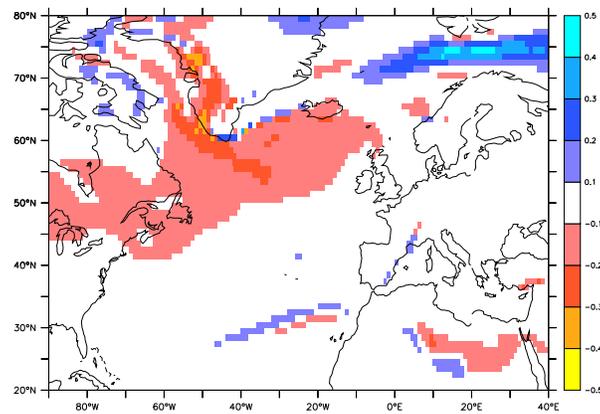
On estime ce taux maximum de croissance d'instabilité d'Eady en utilisant les champs moyens de pression à la surface (P) et de température (T), vent horizontal (V) et hauteur de géopotentiel (ϕ) à différents niveaux de pression. On rappelle que le taux maximum de croissance d'instabilité d'Eady (en jour⁻¹) est défini comme suit :

$$\sigma_{BI} = 0.31 f \left| \frac{\partial V}{\partial z} \right| N^{-1}$$



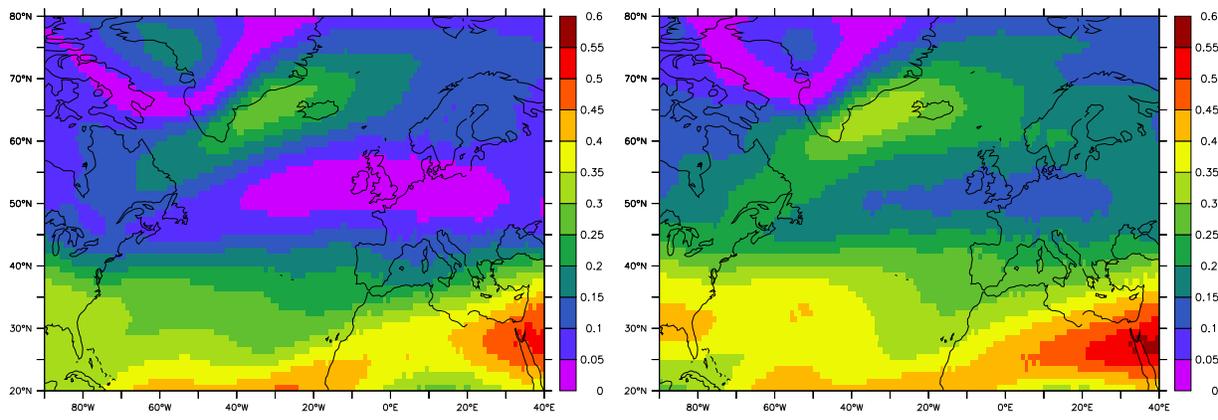
(a) DA9

(b) DE9B



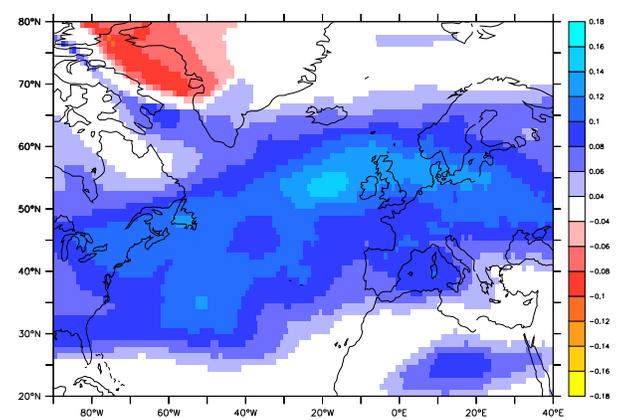
(c) Différence entre DA9 et DE9B

FIG. 4.42 – Taux maximum de croissance d'instabilité d'Eady (en jour^{-1}) dans la basse troposphère (700-850 hPa).



(a) DA9

(b) DE9B



(c) Différence entre DA9 et DE9B

FIG. 4.43 – Taux maximum de croissance d'instabilité d'Eady (en jour^{-1}) dans la haute troposphère (200-300 hPa).

où f est le paramètre de Coriolis, V la norme de la vitesse horizontale, N la fréquence de Brünt-Vaisala.

Sur une bande repérée par deux niveaux de pression, on écrit de manière approchée :

$$\sigma_{BI} \simeq 0.31 f N^{-1} \left| \frac{\Delta V}{\Delta \phi} \right|$$

$$N^2 \simeq g \frac{\Delta \ln \theta}{\Delta \phi}$$

$$\theta \simeq T \left(\frac{1000}{P} \right)^{\frac{2}{7}}$$

où ϕ est la hauteur de géopotential, θ la température potentielle, g l'accélération de la pesanteur.

Dans les basses couches (figure 4.42), la baroclinicité est maximum au bord est du continent américain. Elle est importante également sur l'Atlantique entre le continent américain et la Norvège. Cette localisation des régions de forte baroclinicité est cohérente par rapport à celle donnée sur la figure 4.8(b). Deux maxima importants sur l'est du Groënland et sur les Alpes semblent reliés au relief. Quand le climat change, on constate une réduction de la baroclinicité sur l'Atlantique, entre le golfe du Saint-Laurent et l'Islande. Cette réduction est cohérente avec la réduction observée du gradient de température méridional aux latitudes moyennes dans la basse troposphère.

Dans les hautes couches (figure 4.43), la baroclinicité est maximum entre 20 et 30°N. Une autre bande de baroclinicité importante est localisée sur l'Atlantique entre le Canada et l'Islande. La baroclinicité est au contraire minimum entre 45 et 55°N sur l'Atlantique Est et l'Europe du Nord. On retrouve ici de façon approchée la structure de la densité de trajectoires de dépressions obtenue à partir des observations ERA40 dans la haute troposphère (cf. figure 4.31(b) p. 131), qu'on ne retrouve cependant pas dans les résultats de nos simulations des dépressions (variance filtrée ou suivi des dépressions) à partir de la simulation DA9. Quand le climat change, la baroclinicité augmente dans les hautes couches, sur l'Atlantique et l'Europe. Là encore, cette augmentation est cohérente avec l'augmentation du gradient de température méridional dans la haute troposphère aux latitudes moyennes. On peut ajouter que sur une bande orientée SO-NE (30°W-35°N, 10°E-60°N) à l'est de la réduction de baroclinicité dans les basses couches, l'influence de l'augmentation de la baroclinicité dans la haute troposphère n'est pas atténuée par une modification de la baroclinicité dans les basses couches. Cette augmentation de la baroclinicité dans les hautes couches pourrait donc contribuer à rendre plus favorable le développement de perturbations (et de pluies?) dans cette région (Knippertz et al. 2000).

On constate donc que la baroclinicité varie lorsque le climat change, et que ses variations sont de sens opposés dans la haute et la basse troposphère. Elles sont cohérentes avec les changements de gradients méridionaux de température dans la basse et la haute troposphère. Les changements dans les dépressions des latitudes moyennes sont cependant difficiles à prévoir à partir de ces modifications en particulier dans les zones où ces modifications sont de signes opposés. De plus, les modifications de baroclinicité ne sont pas la seule source de modifications des dépressions (Lunkeit et al. 1998). Ainsi, des modifications locales des propriétés de l'atmosphère peuvent jouer un rôle important.

Nous allons maintenant utiliser le logiciel Track pour simuler les trajectoires des dépressions à partir des champs de vorticité à 200 et 850 hPa, dans la simulation de changement climatique DE9B. Nous pourrions ainsi évaluer les modifications des caractéristiques de ces dépressions lorsque le climat évolue, en comparant les simulations DA9 et DE9B. Nous étudierons également les modifications de la variance filtrée sur 2-6 jours des deux champs de vorticité et du géopotential à 500 hPa pour les comparer aux modifications de densités de centres de dépressions fournies par Track – pour les champs de vorticité uniquement –, et estimer la cohérence des résultats.

4.5.3 Effets sur les dépressions

Les changements dans la variabilité du climat aux latitudes moyennes dus au changement climatique sont difficiles à prévoir à partir des changements moyens. Ces derniers peuvent avoir des effets qui se compensent et leur impact sur les dépressions pourrait alors être faible (Beersma et al. 1997; Carnell and Senior 1998). Les résultats obtenus par les différents modèles sont loin d'être en accord global (Zhang and Wang 1997; Carnell and Senior 1998; Schubert et al. 1998; Ulbrich and Christoph 1999). Les simulations en climat perturbé prévoient une réduction du gradient de température méridional aux latitudes moyennes près de la surface et une augmentation plus haut dans la troposphère. Cette réduction du gradient de température à la surface aux latitudes moyennes affaiblit la baroclinicité du courant moyen, alors que l'augmentation en altitude peut la renforcer. Par ailleurs, le contenu en vapeur d'eau augmente ce qui peut renforcer l'activité turbulente. En effet, cette augmentation accroît les dégagements de chaleur latente et renforce le transfert de l'énergie potentielle disponible en énergie cinétique quand l'air chaud monte et se déplace vers les pôles, et l'air froid plonge et se déplace vers l'équateur. L'humidité accrue installe un environnement plus favorable pour la génération d'énergie cinétique qui augmente et ainsi intensifie l'activité turbulente. Les augmentations du contenu en vapeur d'eau et de dégagement de chaleur latente pourraient donc renforcer les dépressions et augmenter leur intensité. Enfin, les océans se réchauffent moins que les continents. Une réduction possible du contraste océans-continents pourrait avoir un effet de réduction des dépressions en nombre ou en intensité.

Finalement, les dépressions vont-elles diminuer ou augmenter, en nombre et/ou en intensité, et sous l'effet de quelle(s) modification(s) ? Certaines études montrent par exemple que l'activité turbulente serait plus sensible aux changements de la baroclinicité dans la basse troposphère qu'aux changements dans la haute troposphère (Zhang and Wang 1997; Lunkeit et al. 1998). Les dépressions vont-elles se déplacer ? Les résultats que nous allons obtenir en utilisant d'une part le logiciel Track de suivi des dépressions et d'autre part la variance filtrée 2-6 jours ne seront d'ailleurs pas forcément identiques car ils ne représentent pas exactement la même chose (Schubert et al. 1998).

Simulations de changement climatique pour les deux champs étudiés

Nous comparons ici les statistiques de dépressions simulées par le logiciel Track sur les périodes 2070-2099 et 1960-99, à partir des champs de vorticité à 850 et 200 hPa. Les paramètres utilisés pour chaque simulation effectuée sur la période 2070-99 sont les mêmes que ceux utilisés pour les simulations de référence en climat actuel (section 4.4.3). Ils ont été

précisés dans le tableau 4.1 (p.123). Les différentes variables représentées sont décrites en annexe B.2.

On pourra se reporter à l'annexe D.2 (p.214) pour la présentation des simulations des dépressions, effectuées à partir des champs de vorticité à 850 et 200 hPa, sur la période 2070-99. Les figures D.5 et D.7 présentent les densités de centres de dépressions et de trajectoires, les lieux de génèse et de disparition des trajectoires, et l'intensité moyenne des dépressions pour les simulations effectuées avec Track, à partir de la simulation DE9B, dans la basse et la haute troposphère. Les figures D.6 et D.8 présentent le taux de croissance, la vitesse et la durée de vie moyens des dépressions dans la basse et la haute troposphère pour ces mêmes simulations.

La figure 4.44 présente les modifications de la densité de centres de dépressions et de trajectoires, des lieux de génèse et de disparition des trajectoires, et de l'intensité moyenne des dépressions, à 850 hPa, quand le climat évolue – différence entre DE9B et DA9 –. La densité de trajectoires est réduite significativement sur l'Atlantique et l'Europe (figure 4.44(b)). Les maximas de réduction sont visible sur la Norvège et sur le golfe de Gènes. On constate également une réduction générale du nombre de naissances et de disparitions de trajectoires (figure 4.44(c)). La variation de l'intensité moyenne des dépressions (figure 4.44(e)) est moins uniforme sur le domaine. L'intensité moyenne diminue au nord de 50  N et sur l'est de la Méditerranée. Elle augmente entre 40 et 50  N à l'est du continent américain et à l'ouest de l'Europe.

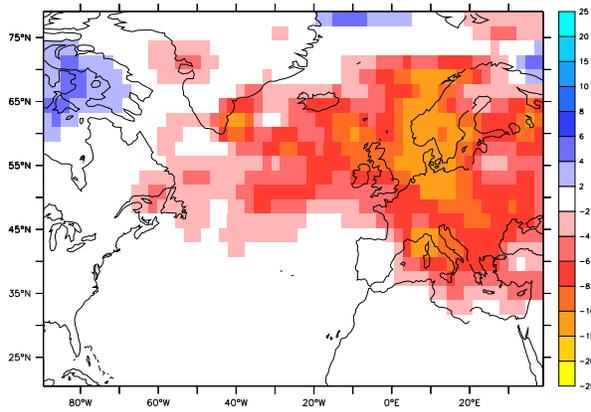
La figure 4.45 présente les modifications de l'ensemble de ces mêmes variables statistiques, à 200 hPa, quand le climat évolue – différence entre DE9B et DA9 –. La réponse est très différente de la réponse obtenue dans la basse troposphère. On observe, à 200 hPa, une augmentation de la densité de trajectoires de dépressions entre l'est des Etats-Unis et l'Europe du Nord, et une réduction sur la Méditerranée et le nord de l'Afrique (figure 4.45(b)), ce qui correspond à un déplacement vers le nord des trajectoires sur la moitié Est du domaine étudié et à une augmentation de leur densité sur la moitié Ouest. Les modifications des densités de naissance et disparition sont cohérentes avec ces modifications. On observe une augmentation de la densité de naissances sur l'Atlantique, et une réduction sur le nord de l'Afrique (figure 4.45(c)). L'intensité des dépressions est peu modifiée (figure 4.45(e)). On peut peut-être relier l'augmentation de l'intensité des dépressions dans la basse troposphère, à l'est du continent américain et à l'ouest de l'Europe, à des interactions avec la haute troposphère. Les dépressions diminuent en nombre mais deviennent plus intenses car les interactions avec le haut de la troposphère sont accrues.

Nous allons dans le paragraphe qui suit comparer ces modifications aux modifications de la variance filtrée sur 2-6 jours.

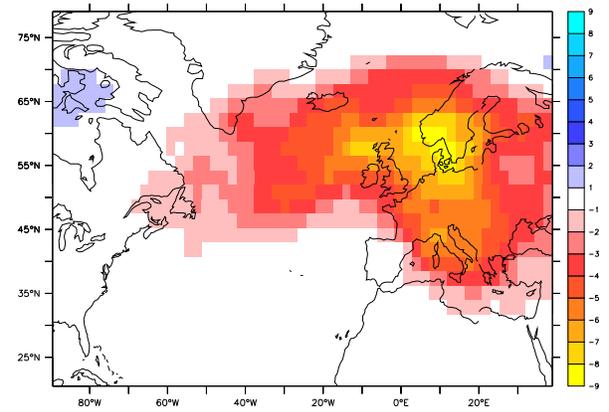
Modification de la variance filtrée

La figure 4.46 présente les modifications de la variance filtrée sur des périodes de 2 à 6 jours de la vorticité à 850 hPa et à 200 hPa, quand le climat change. Ces modifications sont relativement cohérentes avec les modifications des densités de centres de dépressions simulées par Track à partir de chaque champ de vorticité (figures 4.44(a) et 4.45(a)).

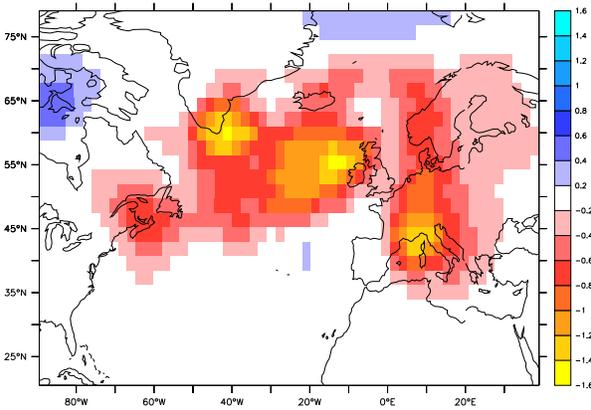
  850 hPa, la variance filtrée diminue sur l'Atlantique NO et sur toute l'Europe. Cette diminution correspond à la réduction de la densité des centres de dépressions (figure 4.44(a)).



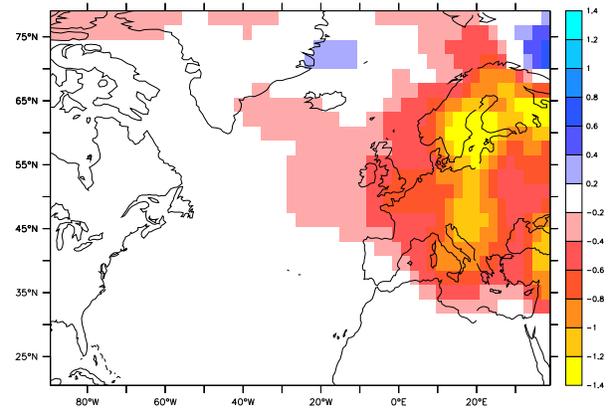
(a) Densité de centres de dépressions (nombre de centres par mois et par 10^6 km^2)



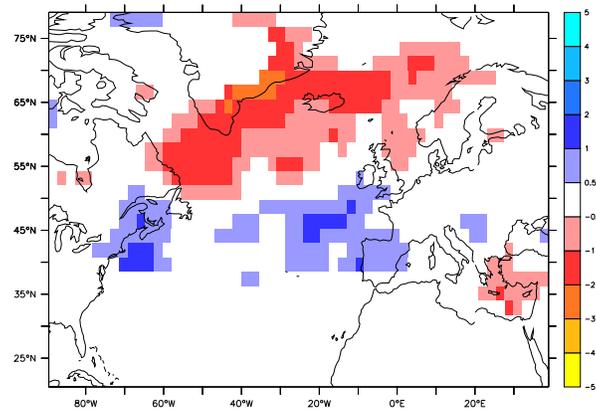
(b) Densité de trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)



(c) Naissance des trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)

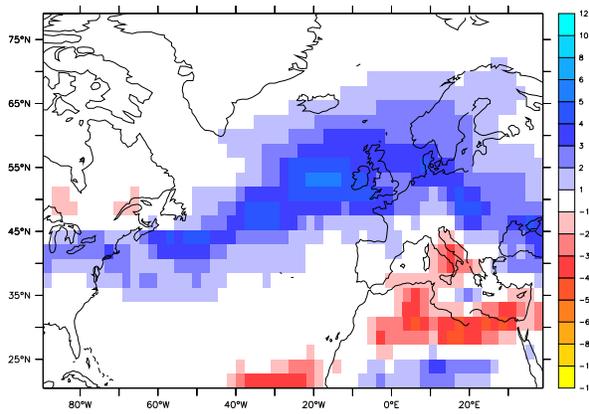


(d) Disparition des trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)

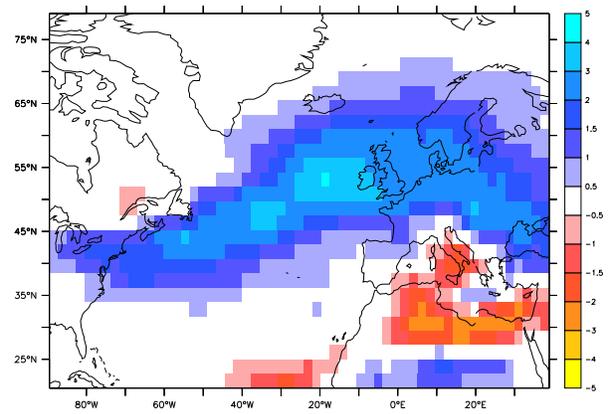


(e) Intensité moyenne (10^{-5} s^{-1})

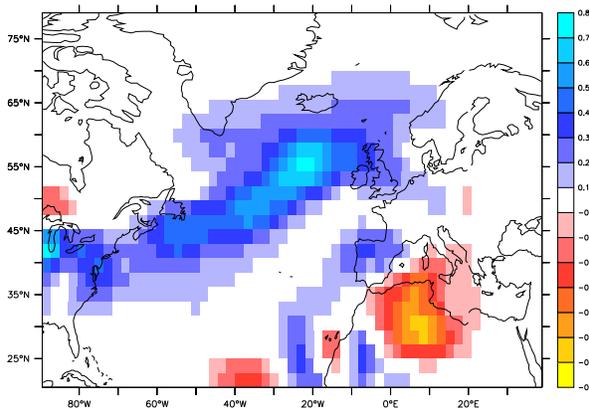
FIG. 4.44 – Vorticité à 850 hPa, différence entre les simulations DA9 et DE9B : première partie. L'intensité n'est pas représentée pour une densité de centres de dépressions inférieure à 3 pour l'une ou l'autre des simulations (DA9 ou DE9B).



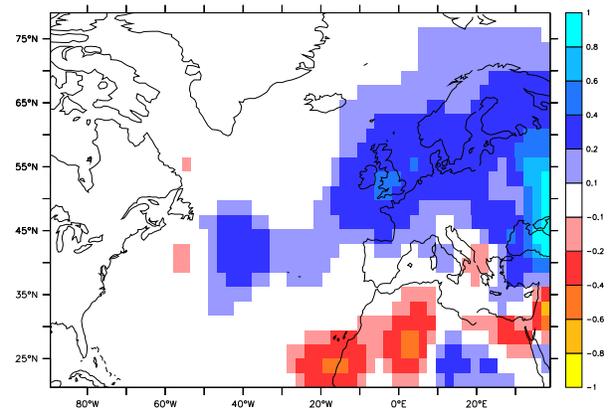
(a) Densité de centres de dépressions (nombre de centres par mois et par 10^6 km^2)



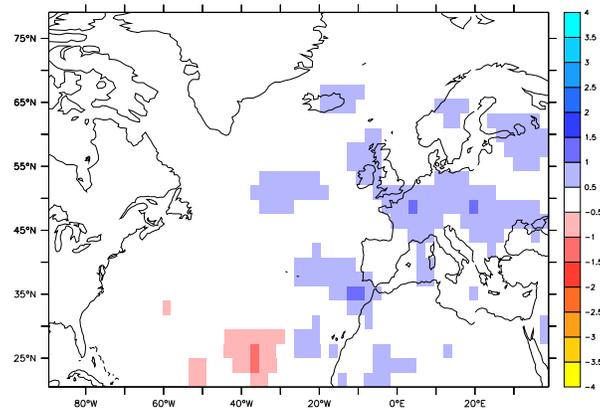
(b) Densité de trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)



(c) Naissance des trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)

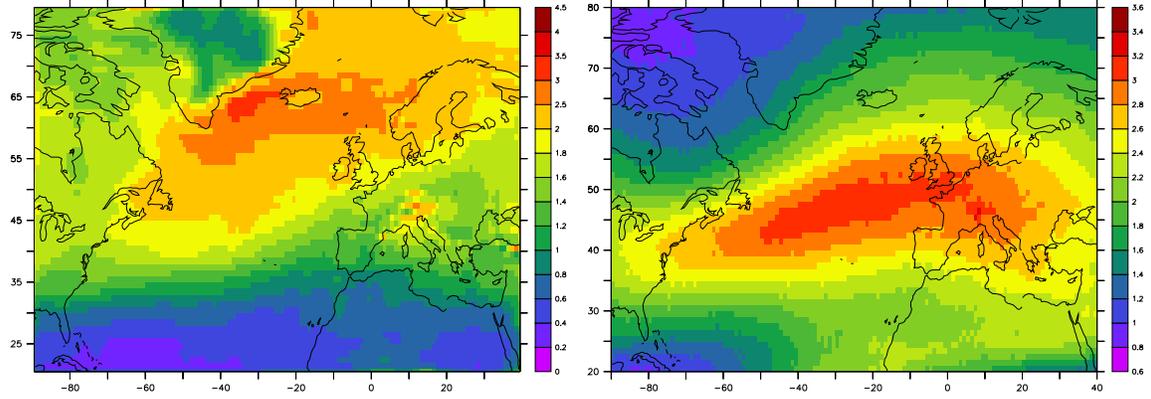


(d) Disparition des trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)



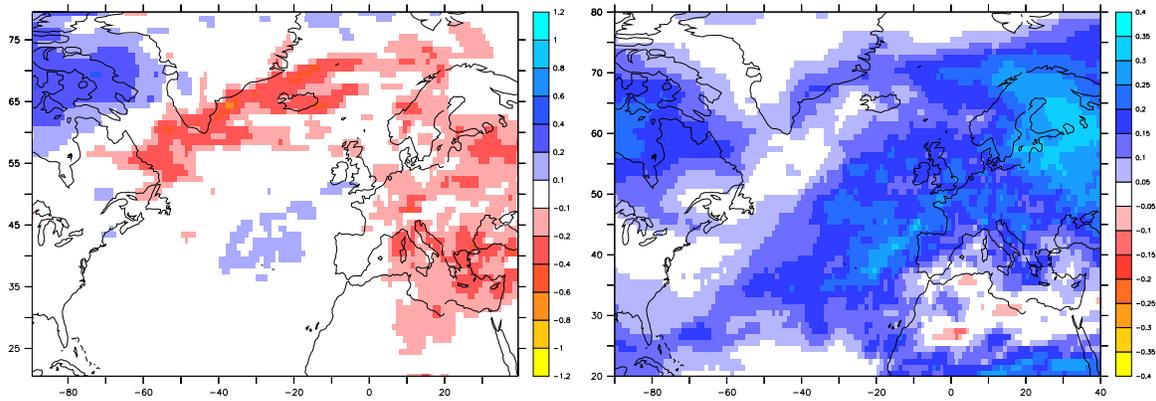
(e) Intensité moyenne (10^{-5} s^{-1})

FIG. 4.45 – Vorticité à 200 hPa, différence entre les simulations DA9 et DE9B : première partie. L'intensité n'est pas représentée pour une densité de centres de dépressions inférieure à 1 pour l'une ou l'autre des simulations (DA9 ou DE9B).



(a) Vorticité à 850 hPa, simulation DE9B

(b) Vorticité à 200 hPa, simulation DE9B



(c) Vorticité à 850 hPa, DE9B-DA9

(d) Vorticité à 200 hPa, DE9B-DA9

FIG. 4.46 – Variance filtrée sur des périodes de 2 à 6 jours de la vorticité à 200 et à 850 hPa, convertie en écart-type (10^5 /s). Comparaison des simulations DA9 et DE9B.

Vers 30°W – 50°N, sur l’océan Atlantique, une petite zone d’augmentation de la variance filtrée apparaît. Cette augmentation n’est pas visible sur la densité des centres de dépressions. On peut supposer soit qu’elle est liée à des minimas de vorticité non considérés par Track, soit qu’elle n’est pas assez marquée pour se traduire par une augmentation des trajectoires retenues par Track dans la région.

A 200 hPa, la variance filtrée augmente sur une part importante du domaine, sauf sur le nord de l’Afrique et sur le bord est du continent américain jusqu’à l’Islande où elle varie peu. Les maximas d’augmentation sont situés au NE du domaine et au large de l’Espagne. Ces variations semblent relativement cohérentes avec les variations de densités de centres de dépressions (figure 4.45(a)) : dans les deux cas, on observe une augmentation presque générale. La translation des trajectoires observée sur la densité des centres de dépressions n’est pas visible sur le champ de variance filtrée.

Que peut-on en déduire concernant les modifications des précipitations ?

La comparaison des variations de précipitations aux variations de flux d’humidité liés au courant moyen sur différentes régions nous a permis de souligner le rôle prévisible des flux d’humidité liés aux perturbations du courant moyen dans les variations des précipitations en particulier sur les régions Europe du Nord, Atlantique SO et Méditerranée. Sur ces régions, les variations de flux d’humidité liés au courant moyen et d’évaporation ne suffisent pas à expliquer les variations de précipitations.

L’utilisation d’une part du logiciel Track pour suivre les dépressions et d’autre part de la variance filtrée sur des périodes de 2-6 jours nous indique des résultats très différents dans la haute et la basse troposphère. Dans la basse troposphère, le nombre de dépressions diminue alors qu’il augmente dans la haute troposphère. Ces variations sont cohérentes avec les modifications des gradients de température méridionaux et de la baroclinicité dans la haute et la basse troposphère. Une observation plus attentive indique cependant que sur les régions Europe du Nord et Atlantique SO la variabilité augmente dans la haute troposphère sans varier dans la basse troposphère. On peut dans ce cas faire l’hypothèse d’interactions accrues et d’augmentation des pluies, sachant qu’on constate une légère augmentation de l’intensité des dépressions dans la basse troposphère.

Sur la Méditerranée, les précipitations sont réduites. Nous avons vu que l’importance de la modification des dépressions dans cette région devrait être significative, à travers une accroissement de la divergence de flux d’humidité. Ces dépressions n’ont sans doute pas les mêmes caractéristiques que les dépressions qui traversent l’Atlantique en direction de l’Europe. Elles sont probablement de plus petite échelle et moins bien suivies par Track en particulier. On peut faire l’hypothèse qu’elles sont davantage reliées à la variabilité haute fréquence de la basse troposphère. On observe une réduction de la variabilité haute fréquence sur la Méditerranée qui pourrait être cohérente avec une réduction des précipitations sur cette région.

4.6 Conclusion sur l'étude des dépressions

Ce chapitre a été consacré à l'étude de certains aspects atmosphériques du changement climatique qui ont une influence importante sur l'état hydrique des surfaces continentales. Nous avons utilisé deux simulations du climat effectuées avec le modèle ARPEGE du CNRM dans sa version zoomée sur l'Europe – avec centre du zoom sur la mer Méditerranée –, une simulation de 40 ans en climat actuel (1960-99, DA9) et une simulation de 30 ans en climat perturbé selon le scénario IPCC-B2 (2070-99, DE9B). L'objectif était d'étudier un phénomène atmosphérique important pour le cycle de l'eau, à savoir les dépressions qui traversent l'Atlantique en direction de l'Europe. Les précipitations sur l'Europe de l'Ouest sont en effet reliées d'une part à l'advection moyenne d'humidité de l'océan vers les continents et d'autre part à ces perturbations qui traversent l'Atlantique.

Nous avons utilisé deux modes de repérage de ces dépressions :

- l'identification et le suivi des dépressions au cours du temps, par le logiciel Track, qui détermine les trajectoires des dépressions et leurs caractéristiques,
- le calcul de la variance filtrée sur des périodes de 2 à 6 jours qui fournit une autre représentation de la localisation des dépressions, moins triée que le suivi des dépressions.

Les variables utilisées ont été les champs de vorticité dans la basse (850 hPa) et la haute (200 hPa) troposphère. Track utilise les maximas de ces champs pour repérer les dépressions et les suivre au cours du temps, et ne conserve que les trajectoires assez longues du point de vue de la durée de vie et de la distance parcourue. Le calcul de la variance filtrée ne distingue pas les maximas et les minimas des champs, les résultats obtenus sont donc un peu différents. Dans notre étude, nous avons effectué un certain nombre de tests de sensibilité avec Track et choisi des paramètres à chaque niveau de pression considéré plutôt adaptés au repérage des dépressions qui traversent l'Atlantique vers l'Europe du Nord. On a noté que les dépressions sur la Méditerranée, de caractéristiques différentes, auraient sans doute nécessité l'usage de paramètres un peu différents pour être parfaitement suivies. Les simulations des trajectoires des dépressions ont été comparées à des réanalyses et aux champs de variance filtrée sur 2-6 jours, à la fois dans la haute et la basse troposphère. Nous avons constaté un certain nombre de différences entre nos simulations et les réanalyses du Centre Européen, mais cependant une cohérence entre les différents modes de représentation des dépressions et de nombreux traits communs avec les réanalyses existantes.

Avant d'aborder les impacts du changement climatique sur ces dépressions, nous avons analysé dans la simulation en climat actuel la représentation d'un mode de variabilité important de l'atmosphère, l'Oscillation Nord Atlantique. Ce mode correspond à une oscillation méridionale de la pression à la surface entre deux centres, l'un proche de la dépression d'Islande et l'autre proche de l'anticyclone des Açores. Nous avons mis en évidence, dans la simulation que nous utilisons, les interactions entre NAO d'une part, et précipitations et dépressions d'autre part, et obtenu des résultats cohérents avec les résultats de Hurrell et van Loon (1997). Ainsi, un indice NAO fort correspond à des précipitations accrues et des dépressions plus nombreuses et plus intenses sur le nord de l'Europe. Au contraire, un indice NAO faible correspond à des précipitations plus abondantes sur le sud de l'Europe et à des dépressions réduites au nord.

Nous avons enfin abordé l'étude des impacts du changement climatique, en nous intéressant en particulier aux liens entre la modification des dépressions et les variations de précipitations.

Les impacts du changement climatique sur les dépressions ont déjà été largement étudiés à partir de différentes variables et dans des conditions variées, mais les résultats ne sont pas tellement robustes d'une étude à l'autre. Nous avons constaté tout d'abord des impacts cohérents du changement climatique sur les températures et sur la baroclinicité du courant moyen. Quand le climat change, dans le cadre des simulations étudiées, le gradient de température méridional aux latitudes moyennes augmente dans la haute troposphère ainsi que la baroclinicité. Dans la basse troposphère, ce gradient diminue ainsi que la baroclinicité. On constate cependant que la réduction de la baroclinicité dans la basse troposphère se limite à l'Atlantique Ouest. Les précipitations augmentent sur l'Atlantique au niveau de l'Espagne et sur une bande SO-NE, au bord Ouest de l'Europe, jusqu'à la Grande Bretagne et la Norvège. Elles diminuent sur la Méditerranée et sur l'Atlantique central. Nous avons cherché à relier ces variations de précipitations aux variations des flux d'humidité liés au courant moyen. Ces variations de flux, ainsi que les variations d'évaporation peuvent expliquer une part de ces modifications, mais le rôle nécessaire et significatif de la modification des dépressions est souligné.

Dans nos simulations, nous avons constaté des modifications de la variabilité haute fréquence dans la basse et la haute troposphère cohérentes avec ces modifications opposées des gradients méridionaux de température : une réduction sur l'Atlantique NO et l'Europe dans la basse troposphère et une augmentation quasi-générale dans la haute troposphère. Il semble a priori difficile d'en déduire des impacts sur les précipitations. Nous pouvons cependant faire l'hypothèse que les dépressions à l'origine de précipitations, qui se développent sur toute la hauteur de la troposphère, sont plus intenses, sur l'Atlantique SO et le nord de l'Europe, sous l'effet de l'augmentation de la variabilité dans la haute troposphère. En conséquence, les précipitations augmentent. La Méditerranée pourrait être plus sensible à la réduction de la variabilité haute fréquence dans la basse troposphère, ce qui provoquerait une réduction des précipitations sur cette région.

Chapitre 5

Conclusions et perspectives

Ce travail de thèse a eu pour objet de contribuer aux études d'impacts du changement climatique sur le bilan d'eau en Europe. Nous avons travaillé avec les outils de la modélisation du climat, modèle de circulation générale et schéma de surface, orientés vers la grande échelle et les simulations globales, et nous nous sommes placés à l'interface entre la surface et l'atmosphère. Les interactions entre la surface et l'atmosphère sont significatives et importantes : ainsi, l'évapotranspiration des surfaces continentales a une influence marquée sur la circulation de l'atmosphère, et à l'inverse, des variables atmosphériques telles que les précipitations, la température ou l'humidité de l'air conditionnent le comportement hydrologique des surfaces continentales. Dans un premier temps, nous reviendrons sur ce travail de thèse du point de vue des surfaces continentales, des schémas de surface. Ensuite, nous nous attacherons à définir des éléments de perspective du travail effectué dans la deuxième partie de thèse sur les dépressions atmosphériques et leurs liens avec le cycle de l'eau, en prenant cette fois un point de vue plus atmosphérique.

5.1 Perspectives concernant le schéma de surface

Dans les chapitres 2 et 3, nous avons étudié divers aspects de la sensibilité du bilan d'eau simulé par le schéma de surface du laboratoire – ORCHIDEE – à la résolution des forçages atmosphériques utilisés, sur deux régions différentes et contrastées d'Europe, l'Espagne et le bassin versant du Rhône. Ces deux études étaient fondées avant tout sur la disponibilité de forçages climatiques à hautes résolutions spatiales et temporelles. Nous ne reprendrons pas dans ce chapitre en détail les conclusions présentées à la fin de chaque chapitre (cf. section 2.8 p.58 et section 3.4 p.90). Nous pouvons simplement rappeler que ces études ont d'abord permis de valider le modèle par comparaison à d'autres modèles et à des observations. Elles ont ensuite souligné la grande importance de la variabilité sous-maille non seulement des précipitations mais aussi des variables thermodynamiques (température et humidité de l'air, pression à la surface), de la végétation et du relief (à travers les résultats obtenus sur le bassin versant du Rhône en particulier) dans la simulation réaliste du bilan d'eau – des différentes composantes de l'évapotranspiration, du ruissellement, de l'humidité du sol, de la masse de neige – à l'échelle régionale sur ces régions. Nous allons simplement tenter de définir quelques éléments de réflexion sur (1) le développement des schémas de surface et la prise en compte

de la variabilité sous-maille dans les schémas de surface et (2) l'utilisation des schémas de surface dans l'étude des impacts du changement climatique sur le bilan d'eau.

(1) Développement des schémas de surface

Les schémas de surface sont d'abord destinés à être couplés aux modèles de circulation générale, dans le cadre de simulations globales du climat. Ces schémas se sont cependant développés en tant qu'entités indépendantes depuis une quinzaine d'années, modélisant chacune des composantes de l'évapotranspiration, l'état hydrique du sol et l'écoulement de l'eau dans le sol, et prenant en compte un nombre croissant de processus et d'éléments de variabilité sous-maille importants. On peut donner comme exemples la modélisation plus réaliste de l'humidité du sol dans ORCHIDEE (de Rosnay et al. 2002), la prise en compte nouvelle de l'irrigation (de Rosnay et al. 2003), ou l'introduction plus ancienne de la variabilité sous-maille de la végétation et des processus reliés, comme les différentes composantes de l'évapotranspiration (Ducoudré et al. 1993). D'autres schémas de surface ont introduit des éléments cruciaux de variabilité sous-maille pour les précipitations, l'humidité du sol ou le relief (Arola and Lettenmaier 1996; Koster et al. 2000).

Cependant, bien que les schémas de surface se raffinent progressivement et prennent en compte de plus en plus de processus cruciaux relevant des domaines de l'hydrologie ou de l'agriculture, ils ne semblent destinés ni aux mêmes usages, ni au remplacement des modèles hydrologiques ou agricoles de petite échelle. Ces deux familles de modèles ont des utilisations et des capacités complémentaires. Les interactions mises en place entre ces différentes disciplines – climatologie, agriculture, hydrologie – peuvent apporter des enrichissements mutuels. Les schémas de surface ne devraient pas atteindre des niveaux de détails comparables à ceux de modèles hydrologiques ou agricoles. On peut les considérer comme plutôt destinés à donner des ordres de grandeur, à l'échelle régionale, des différentes composantes du bilan d'eau et de leurs évolutions. Prenons pour exemple la modélisation de la neige dans les schémas de surface, dont l'importance a été soulignée lors de l'expérience d'intercomparaison Rhône-AGG. Dans ORCHIDEE, cette modélisation s'est montrée grossière et insuffisante. Doit-on cependant s'orienter vers une modélisation raffinée du type de celle de CROCUS, développé dans les régions alpines pour la prévision des avalanches (Essery et al. 1999), ou se contenter d'une paramétrisation des processus essentiels et des éléments cruciaux de variabilité, et ce en faisant volontairement l'impasse sur un certain nombre de processus? Dans le cas d'ORCHIDEE, il semble qu'une première étape sans doute cruciale serait d'introduire la prise en compte de la variabilité sous-maille du relief et d'estimer en conséquence l'amélioration probable de la simulation de la neige. Nous avons vu en effet, dans le cadre du projet Rhône-AGG, son importance pour une simulation correcte du bilan d'eau régional (Boone et al. 2004). Ducharne et al (2000) ont également souligné l'influence significative de la topographie dans la simulation de l'évaporation et du ruissellement, à l'échelle d'un bassin versant. Dans un deuxième temps, on pourra envisager la mise en place d'une modélisation un peu plus élaborée des processus liés à la neige, comme par exemple l'introduction de couches de neige explicites (Slater et al. 2001).

Nous avons également constaté l'importance cruciale de la variabilité sous-maille de la pluie pour la simulation réaliste du bilan d'eau, en particulier sur la péninsule ibérique. Il faut tout d'abord souligner que cette variabilité sous-maille de la pluie est sans doute elle

aussi liée à la variabilité sous-maille du relief. Il existe différentes méthodes de désagrégation de complexité variable permettant de reconstruire une partie de la variabilité sous-maille de la pluie (Giorgi and Mearns 1991; Hewitson and Crane 1996; Mearns et al. 1999). Après avoir pris en compte la variabilité sous-maille du relief, on peut imaginer d'introduire une méthode simple et robuste de désagrégation qui permettra de corriger certains défauts comme par exemple la fréquence trop élevée des petites pluies ou une intensité trop homogène des pluies.

Les priorités de développement à venir du schéma de surface pourraient être définies comme suit : (1) introduction de la variabilité sous-maille du relief, (2) étude et amélioration éventuelle de la modélisation de la neige, (3) introduction d'éléments simples de variabilité sous-maille de la pluie. Tous ces développements sont avant tout destinés à améliorer la simulation du bilan d'eau à l'échelle régionale. Ils nécessitent la poursuite des comparaisons entre modèles, et avec des observations, dans le cadre de projets tels que Rhône-AGG, GSWP ou PILPS.

(2) Etudes des impacts du changement climatique

On peut revenir ensuite sur les aptitudes des schémas de surface pour l'études des impacts du changement climatique sur les processus de surface, dans le cadre de scénarios de changement climatiques pré-définis. Quels impacts permettent-ils de définir ? Les impacts déterminés en utilisant des schémas de surface, couplés ou non à des MCG, ne sont a priori valables qu'à l'échelle régionale, et ils s'expriment plutôt en termes d'effets moyens, de tendances. Le couplage d'un schéma de surface avec un MCG pour simuler des impacts potentiels du changement climatique présente des avantages importants qui sont en particulier le couplage direct de l'atmosphère avec les surfaces continentales (ce qui limite le nombre d'interfaces et ainsi les incertitudes) et la prise en compte des rétroactions entre surface et atmosphère, comme par exemple les modifications de la circulation atmosphérique reliées à l'évolution de la végétation, du contenu en eau du sol ou de l'irrigation. L'utilisation d'un MCG éventuellement zoomé et couplé à un schéma de surface, capable de simuler de façon réaliste les éléments importants du bilan d'eau (de calculer par exemple les débits des rivières) et l'évolution des caractéristiques de la surface, nous semble donc pertinente pour étudier les impacts du changement climatique dans le cadre d'un scénario. Là encore, les résultats devront être considérés régionalement, à des échelles de temps plutôt mensuelle ou saisonnière, et bien sûr dans le cadre du scénario choisi. Leur intérêt réside dans la prévision de tendances et d'orientations moyennes.

On peut imaginer ensuite l'utilisation d'un modèle hydrologique ou agronomique, plus détaillé et adapté à une région spécifique, pour définir des impacts potentiels d'une modification du climat (à travers les précipitations, la température, le rayonnement) sur les ressources en eau ou le calendrier d'une culture, et ce bien sûr dans le cadre d'un scénario et des modifications du climat prévues par un ou plusieurs MCG. L'analyse préalable des résultats fournis directement par le schéma de surface permettrait par exemple, en donnant des ordres de grandeur, de mettre l'accent sur des régions sur lesquelles les impacts pourraient être significatifs (régions semi-arides, régions montagneuses, etc.), et sur des processus simples qui semblent significativement perturbés. Les modèles locaux permettraient ensuite une étude plus détaillée des impacts dans un contexte particulier.

Nous revenons, dans le paragraphe suivant, sur la deuxième partie de la thèse, qui concerne l'étude des dépressions sur l'Atlantique et l'Europe de l'Ouest, et des liens entre ces dépressions et les précipitations, en climats actuel et perturbé. Nous avons souligné, dans cette première partie, l'importance cruciale des précipitations pour les processus de surface. L'étude des dépressions, auxquelles les précipitations hivernales en particulier sont liées, pourra apporter des précisions sur la nature des modifications de précipitations lorsque le climat est perturbé, et donc aider à la compréhension des changements à la surface.

5.2 Perspectives concernant l'étude des dépressions et leurs liens avec le cycle de l'eau

Dans le chapitre 4 de cette thèse, nous avons donc choisi de rester à l'interface entre l'atmosphère et la surface mais d'adopter un point de vue plus atmosphérique. Nous avons travaillé sur les dépressions qui traversent l'Atlantique en direction de l'Europe, aux latitudes moyennes, à partir de simulations du climat effectuées avec le modèle ARPEGE du CNRM, zoomé sur l'Europe (Gibelin and Déqué 2003). Nous avons utilisé par ailleurs un outil élaboré permettant de repérer, de suivre et de caractériser les dépressions, le logiciel Track (Hoskins and Hodges 2002).

Les objectifs de cette étude étaient d'analyser :

- les dépressions et leurs liens avec les précipitations, élément crucial du cycle de l'eau, dans le modèle ARPEGE ;
- l'évolution des perturbations et des précipitations, lorsque le climat est modifié selon un scénario de changement climatique.

Les récentes situations climatiques et hydrologiques difficiles que l'Europe a connues – inondations, tempêtes, canicule – nous ont incité à aborder la question de cette façon. Ici encore, nous n'allons pas reprendre dans le détail les conclusions de cette étude (cf. section 4.6 p.164), qui se situe à la charnière entre plusieurs domaines de recherche, l'étude théorique de la dynamique de l'atmosphère et la modélisation du climat et du cycle de l'eau. Nous pouvons cependant souligner la grande complexité des processus qui interviennent dans le développement des perturbations et des précipitations que nous observons sur l'Europe, la compréhension délicate des interactions entre instabilités baroclines et courant moyen, les difficultés liées au repérage systématique de ces perturbations. L'étude d'un mode important de variabilité basse fréquence de l'atmosphère, l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), nous a apporté des éléments de validation des simulations climatiques que nous avons utilisées. Ainsi, nous avons mis en évidence des interactions entre NAO d'une part, et précipitations et dépressions d'autre part, en accord avec les résultats obtenus par Hurrell et van Loon (1997). Nous avons finalement obtenu des résultats relativement cohérents entre eux concernant les impacts du changement climatique sur la baroclinicité, les dépressions et les précipitations. Il convient cependant de rester très prudent quant à leur validité vu le peu d'accord entre les différents MCG sur le sujet. Nous allons proposer quelques éléments de discussion concernant (1) les outils utilisés pour le suivi des dépressions, (2) l'utilisation et la pertinence de ce type d'études dans l'étude des impacts du changement climatique sur le bilan d'eau.

(1) Outils de suivi des dépressions

Le logiciel de suivi des dépressions (Track) que nous avons utilisé est un outil relativement complexe, possédant un certain nombre de paramètres à ajuster, et d'une grande flexibilité (il peut s'adapter à de nombreux usages). Dans le cas d'une utilisation bien maîtrisée, il donne un grand nombre d'informations détaillées sur les caractéristiques (intensité, lieux de genèse et de disparition, vitesse de déplacement, durée de vie) des dépressions repérées par les extrémas du champ choisi (vorticité, géopotentiel, pression à la surface, ...). Son développement n'est pas terminé. Divers aspects sont en cours d'élaboration ou en projet. Ainsi, les possibilités de suivre simultanément plusieurs variables (suivi des maxima de la vorticité et simultanément, des précipitations ou de l'humidité du sol sur la trajectoire) ou d'utiliser des paramètres qui changent en fonction de l'endroit où on se trouve (en prenant ainsi en compte les caractéristiques géographiquement variables des dépressions) sont étudiées actuellement. Nous avons délibérément choisi d'étudier plus particulièrement les dépressions d'intensité moyenne qui traversent l'Atlantique en direction de l'Europe. Les paramètres ont été sélectionnés en conséquence. On peut souligner ici que Track permettrait par exemple, par un choix différent de paramètres, l'étude des dépressions extrêmes (ce qui nécessiterait en particulier des simulations climatiques de 200 ans plutôt que de 40 ans).

Cette méthode (Track) est une alternative à l'utilisation de la variance filtrée des mêmes champs sur des périodes de 2 à 6 jours. Cette dernière méthode permet de localiser simplement les régions de variabilité haute fréquence importante, mais elle donne une représentation moins triée que celle fournie par le suivi des dépressions. Ainsi, les maxima et minima ne sont pas distingués ; par ailleurs la variance filtrée ne donne aucune indication sur tous les aspects liés au déplacement de cette variabilité au cours du temps, c'est-à-dire aux trajectoires des dépressions et à leurs caractéristiques.

Plusieurs difficultés apparaissent, au-delà de l'utilisation du logiciel Track : on peut citer en particulier le choix des variables à partir desquelles les dépressions sont repérées, le choix du niveau de pression utilisé. Classiquement, la variance filtrée est étudiée sur des champs tels que le géopotentiel à 500 hPa. Le niveau de pression choisi correspond à une zone où la divergence du vent est minimum, ce qui permet de mieux repérer les dépressions en isolant davantage les mouvements tournants. Dans ce travail, nous avons choisi d'utiliser un champ sensible au démarrage d'une dépression, repérant en particulier les mouvements turbulents de petite échelle, et peu dépendant de la circulation de base comme peuvent l'être le géopotentiel ou la pression à la surface : nous avons utilisé la vorticité à deux niveaux de pression. Le choix des niveaux de pression analysés a été fait avec l'idée d'étudier la variabilité haute fréquence et son évolution en contexte de changement climatique, à la fois dans la haute et la basse troposphère. Nous avons en effet pour objectif l'étude de l'évolution du bilan d'eau, et donc des précipitations, qui dépendent a priori du comportement des dépressions sur toute la hauteur de la troposphère. Une autre motivation était l'existence connue d'impacts du changement climatique sur les gradients de température, souvent différents dans la basse et la haute troposphère. L'utilisation de deux niveaux de pression bien différenciés nous a permis de bien distinguer les deux effets.

On peut souligner ici l'importance et l'intérêt d'avoir plusieurs modes de repérage de la variabilité haute fréquence pour les comparer, les relier entre eux et se rassurer sur la robustesse des résultats obtenus.

(2) Etudes d'impacts hydrologiques du changement climatique

Nous avons déjà souligné, au cours de ce travail de thèse, la difficulté importante que constituait la simulation des précipitations dans les simulations climatiques, en raison en particulier de leurs fortes variabilités spatiale et temporelle, et les différences importantes obtenues dans les différentes prévisions des impacts du changement climatique sur les précipitations. Dans ce contexte, il nous a semblé utile de choisir comme point de départ un phénomène atmosphérique crucial si on s'intéresse aux précipitations, qui sont une des composantes essentielles du bilan d'eau : les dépressions. Etudier les impacts du changement climatique sur les dépressions nous donne en effet des informations précieuses sur l'évolution de la variabilité haute fréquence, des précipitations, du vent, et donc sur l'évolution du temps en Europe de l'Ouest. Cette étude se limite à la période où les dépressions sont importantes, l'hiver. On peut imaginer d'élargir l'étude à l'automne et au printemps, des saisons où les dépressions sont déjà ou encore bien présentes, pour en mesurer l'effet. En été, il semble que cette façon d'aborder les modifications du bilan d'eau en conséquence du changement climatique ne soit pas tellement adaptée, car les mécanismes en jeu sont différents.

Ce travail a été effectué avec des limitations en temps inhérentes à la nature de l'exercice. Nous pouvons ici envisager des suites et des développements possibles de ce travail. Tout d'abord, nous n'avons pas pu étudier de façon assez approfondie les transports turbulents d'humidité et de température, et leurs modifications avec le changement climatique. Une telle étude apporterait sans doute des compléments très utiles pour la compréhension de l'évolution du climat et du bilan d'eau lorsque le climat est perturbé. Nous pouvons imaginer par la suite un approfondissement du travail sur le cycle de l'eau continental en Europe de l'Ouest, à travers en particulier l'étude complémentaire de variables aux variations temporelles plus lentes, intégratrices dans le temps des précipitations, comme en particulier le contenu en eau du sol. Analyser les conséquences des modifications des caractéristiques des dépressions qui arrivent sur l'Europe – intensité, trajectoires, lieux de naissance, vitesse, etc. – sur le cycle annuel et la persistance de l'humidité du sol, dans le cadre d'un changement climatique, pourrait apporter un éclairage nouveau à certains aspects des changements hydrologiques. Enfin, il serait intéressant de reprendre cette étude avec d'autres simulations de changement climatique pour pouvoir comparer les résultats obtenus et voir s'ils persistent qualitativement d'une simulation à l'autre.

Références bibliographiques

- Arola, A., and D. Lettenmaier, 1996 : Effect of Subgrid Spatial Heterogeneity on GCM-Scale Land Surface Energy and Moisture Fluxes. *Journal of Climate*, **9**,1339–1349.
- Arribas, A., C. Gallardo, M. Gaertner, and M. Castro, 2002 : Sensitivity of the Iberian Peninsula Climate to a Land Degradation. *Climate Dynamics*. In press.
- Beersma, J., K. Rider, G. Komen, E. Kaas, and V. Kharin, 1997 : An analysis of extra-tropical storms in the North Atlantic region as simulated in a control and $2 \times \text{CO}_2$ time-slice experiment with a high-resolution atmospheric model. **49A**,347–361.
- H.-J. Bolle, Ed., 2002 : *Mediterranean Climate, Variability and Trends*. Springer. 320 p.
- Bony, S., H. L. Treut, J.-P. Duvel, and R. Kandel, 1992 : Satellite Validation of GCM-simulated Annual Cycle of the Earth Radiation Budget and Cloud Forcing. *Journal of Geophysical Research*, **97**,18,061–18,081.
- Boone, A., F. Habets, and J. Noilhan, 2001 : Rhône-AGG Description. SVAT scheme inter-comparison experiment.
- Boone, A., F. Habets, J. Noilhan, D. Clark, P. Dirmeyer, S. Fox, Y. Gusev, I. Haddeland, R. Koster, D. Lohmann, S. Mahanama, K. Mitchell, O. Nasonova, G.-Y. Niu, A. Pitman, J. Polcher, A. Shmakin, K. Tanaka, B. V. den Hurk, S. Vérant, D. Verseghy, P. Viterbo, and Z.-L. Yang, 2004 : The Rhone Aggregation Land Surface Scheme Intercomparison Project : An Overview. *Journal of Climate*, **17**,187–208.
- Bouraoui, F., G. Vachaud, L.Z.X.Li, and H. L. Treut, 1999 : Evaluation of the impact of climate changes on water storage and groundwater recharge at the watershed scale. *Climate Dynamics*, **15**,153–161.
- Busuioc, A., and H. von Storch, 2003 : Conditional stochastic model for generating daily precipitation time series. *Climate Research*, **24**,181–195.
- Calder, I., 1990 : *Evaporation in the uplands*. John Wiley & Sons. 148 p.
- Carnell, R., and C. Senior, 1998 : Changes in mid-latitude variability due to increasing greenhouse gases and sulphate aerosols. *Climate Dynamics*, **14**,369–383.
- Chalita, S., and H. L. Treut, 1994 : The albedo of temperate and boreal forest and the Northern Hemisphere climate : a sensitivity experiment using the LMD GCM. *Climate Dynamics*, **10**,231–240.
- Chang, E., S. Lee, and K. Swanson, 2002 : Storm Track Dynamics. *Journal of Climate*, **15**,2163–2183.
- Crossley, J., J. Polcher, P. Cox, N. Gedney, and S. Planton, 2000 : Uncertainties linked to land-surface processes in climate change simulations. *Climate Dynamics*, **16**,949–961.

- de Boor, C., 1978 : *A practical Guide to Splines*. Springer-Verlag.
- de Rosnay, P., 1999 : *Représentation de l'interaction sol-végétation-atmosphère dans le Modèle de Circulation Générale du Laboratoire de Météorologie Dynamique*. Spécialité : Physique, Thèse de doctorat de l'Université Paris 6.
- de Rosnay, P., and J. Polcher, 1998 : Modelling root water uptake in a complex land scheme coupled to a gcm. *Hydrology and Earth System Sciences*, **2**,239–255.
- de Rosnay, P., J. Polcher, M. Bruen, and K. Laval, 2002 : Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large scale land surface processes. *Journal of Geophysical Research*, **107**.
- de Rosnay, P., J. Polcher, K. Laval, and M. Sabre, 2003 : Integrated parameterization of irrigation in the land surface model orchidee. validation over indian peninsula. *Geophysical Research Letters*, **30**,1986 10.1029/2003GL018024; 07 October 2003.
- Déqué, M., P. Marquet, and R. Jones, 1998 : Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution GCM. *Climate Dynamics*, **14**,173–189.
- Dierckx, P., 1993 : *Curve and surface fitting with splines*. Oxford University Press.
- Dirmeyer, P., A. Dolman, and N. Sato, 1999 : The Pilot Phase of the Global Soil Wetness Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**,851–878.
- Dirmeyer, P., F. Zeng, A. Ducharne, J. Morrill, and R. Koster, 2000 : The Sensitivity of Surface Fluxes to Soil Water Content in Three Land Surface Schemes. *Journal of Hydrometeorology*, **1**,121–134.
- Dolman, A., and D. Gregory, 1992 : The parameterization of rainfall interception in GCMs. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **118**,455–467.
- Ducharne, A., R. Koster, M. Suarez, M. Stieglitz, and P. Kumar, 2000 : A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model. 2- parameter estimation and model demonstration. *Journal of Geophysical Research*, **105**,24823–24838.
- Ducharne, A., and K. Laval, 2000 : Influence of the Realistic Description of Soil Water-Holding Capacity on the Global Water Cycle in a GCM. *Journal of Climate*, **13**,4393–4413.
- Ducharne, A., K. Laval, and J. Polcher, 1998 : Sensitivity of the hydrological cycle to the parameterization of soil hydrology in a GCM. *Climate Dynamics*, **14**,307–327.
- Ducoudré, N., K. Laval, and A. Perrier, 1993 : A New Set of Parameterizations of the Hydrologic Exchanges et the Land-Atmosphere Interface within the LMD Atmospheric Global Circulation Model. *Journal of Climate*, **6**,248–273.
- Entekhabi, D., and P. Eagleson, 1989 : Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models including subgrid scale spatial variability. *Journal of Climate*, **2**,816–831.
- Essery, R., E. Martin, H. Douville, A. Fernández, and E. Brun, 1999 : A comparison of four snow models using observations from an alpine site. *Climate Dynamics*, **15**,583–593.
- Gaertner, M., O. Christensen, J. Prego, J. Polcher, C. Gallardo, and M. Castro, 2001 : The impact of deforestation on the hydrological cycle in the western mediterranean : an ensemble study with two regional climate models. *Climate Dynamics*, **17**,857–873.

- Gash, J., C. Lloyd, and G. Lachaud, 1995 : Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. *Journal of Hydrology*, **170**,79–86.
- Gates, W., J. Boyle, C. Covey, C. Dease, C. Doutriaux, R. Drach, M. Fiorino, P. Gleckler, J. Hnilo, S. Marlais, T. Phillips, G. Potter, B. Santer, K. Sperber, K. Taylor, and D. Williams, 1998 : An Overview of the Results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP I). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **73**,1962–1970.
- Ghan, S., J. Liljegren, W. Shaw, J. Hubbe, and J. Doran, 1997 : Influence of Subgrid Variability on Surface Hydrology. *Journal of Climate*, **10**,3157–3166.
- Gibelin, A.-L., and M. Déqué, 2003 : Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics*, **20**,327–339.
- Giorgi, F., 1990 : Simulation of Regional Climate Using a Limited Area Model Nested in a General Circulation Model. *Journal of Climate*, **3**,941–963.
- Giorgi, F., 1997 : An Approach for the Representation of Surface Heterogeneity in Land Surface Models. Part II : Validation and Sensitivity Experiments. *Monthly Weather Review*, **125**,1900–1919.
- Giorgi, F., and L. Mearns, 1999 : Introduction to special selection : regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research*, **104**,6335–6352.
- Giorgi, P., and L. Mearns, 1991 : Approaches to the simulation of regional climate change : a review. *Reviews of Geophysics*, **29**,191–216.
- Golaz-Cavazzi, C., 1999 : *Modélisation hydrologique à l'échelle régionale appliquée au bassin du Rhône*. PhD thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. Hydrologie et hydrogéologie quantitatives.
- Golaz-Cavazzi, C., P. Etchevers, F. Habets, E. Ledoux, and J. Noilhan, 2001 : Comparison of Two Hydrological Simulations of the Rhone Basin. *Phys. Chem. Earth (B)*, **26**,461–466.
- Goodess, C., and J. Palutikov, 1998 : Development of daily rainfall scenarios for southeast Spain using a circulation-type approach to downscaling. *Int. J. Climatol.*, **10**,1051–1083.
- Habets, F., P. Etchevers, C. Golaz, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, J. Noilhan, and C. Ottlé, 1999a : Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin. *Journal of Geophysical Research*, **104**,31145–31172.
- Habets, F., J. Noilhan, C. Golaz, J. Goutorbe, P. Laccarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé, and D. Vidal-Madjar, 1999b : The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to Hapex-Mobilhy area. Part I : Model and database. *Journal of Hydrology*, **217**,75–96.
- Habets, F., and G. Saulnier, 2001 : Subgrid Runoff Parameterization. *Phys. Chem. Earth (B)*, **26**,455–459.
- Haddeland, I., B. Matheussen, and D. Lettenmaier, 2002 : Influence of spatial resolution on simulated streamflow in a macroscale hydrologic model. *Water Resources Research*, **38**.
- Hall, N. M., B. Hoskins, P. Valdes, and C. Senior, 1994 : Storm tracks in a high-resolution GCM with doubled carbon dioxide. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **120**,1209–1230.
- Henderson-Sellers, A., 1996 : Soil Moisture simulation : Achievements of the RICE and PILPS intercomparison workshop and future directions. *Global and Planetary Change*, **13**,99–115.

- Henderson-Sellers, A., A. Pitman, P. Love, P. Irannejad, and T. Chen, 1995 : The Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Schemes (PILPS) : Phases 2 and 3*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **76**,489–503.
- Hewitson, B., and R. Crane, 1996 : Climate downscaling : techniques and application. *Climate Research*, **7**,85–95.
- Hodges, K., 1994 : A General Method for Tracking Analysis and Its Application to Meteorological Data. *Monthly Weather Review*, **122**,2573–2586.
- Hodges, K., 1995 : Feature Tracking on the Unit Sphere. *Monthly Weather Review*, **123**,3458–3465.
- Hodges, K., 1996 : Spherical Nonparametric Estimators Applied to the UGAMP Model Integration for AMIP. *Monthly Weather Review*, **124**,2914–2932.
- Hodges, K., 1999 : Adaptive constraints for feature tracking. *Monthly Weather Review*, **127**,1362–1373.
- Hodges, K., B. Hoskins, J. Boyla, and C. Thorncroft, 2003 : A Comparison of Recent Reanalysis Datasets Using Objective Feature Tracking : Storm Tracks and Tropical Easterly Waves. *Monthly Weather Review*, **131**,2012–2037.
- Hoskins, B., and K. Hodges, 2002 : New perspectives on the northern hemisphere winter storm tracks. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**,1041–1061.
- B. Hoskins, and R. Pearce, Eds., 1983 : *Large-scale dynamical processes in the atmosphere*. Academic Press.
- J. Houghton, Y. Ding, D. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. Johnson, Eds., 2001 : *Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Hurrell, J., and R. Dickson, 2001 : Climate Variability over the North Atlantic. *Ecological effects of climate variations in the North Atlantic*. Oxford University Press.
- Hurrell, J., and H. V. Loon, 1997 : Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, **36**,301–326.
- Joly, A., 1991 : *Cours et manuels numéro 7 : les tempêtes, les dépressions, comment elles se forment, comment elles évoluent. Idées actuelles sur les perturbations aux latitudes tempérées*. Ministère de l'équipement, du logement, des transports et de l'espace ; Direction de la météorologie nationale ; Ecole nationale de la météorologie.
- Jones, P., T. Jonsson, and D. Wheeler, 1997 : Extension of the north atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from gibraltar and south-west iceland. *Int. J. Climatol.*, **17**,1433–1450.
- Knippertz, P., M. Christoph, and P. Speth, 2003 : Long-term precipitation variability in morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **83**,67–88.
- Knippertz, P., U. Ulbrich, and P. Speth, 2000 : Changing cyclones and wind speeds over the north atlantic and europe in a transient ghg experiment. *Climate Research*, **15**,109–122.

- T. Koike, P. Dirmeyer, H. Dolman, A. Kitoh, T. Kumarkura, H. Matsuyama, T. Oki, N. Sato, and A. Sumi, Eds., 1999 : *Global Soil Wetness Project (GSWP)*. The Meteorological Society of Japan.
- König, W., R. Sausen, and F. Sielmann, 1993 : Objective identification of cyclones in GCM simulations. *Journal of Climate*, **6**,2217–2231.
- Koren, V., B. Finnerty, J. Schaake, M. Smith, D.-J. Seo, and Q.-Y. Duan, 1999 : Scale dependencies of hydrologic models to spatial variability of precipitation. *Journal of Hydrology*, **217**,285–302.
- Koster, R., M. Suarez, A. Ducharne, M. Stieglitz, and P. Kumar, 2000 : A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model. 1- model structure. *Journal of Geophysical Research*, **105**,24809–24822.
- Liang, X., D. P. Lettenmaier, and E. F. Wood, 1996 : One-dimensional statistical dynamic representation of subgrid spatial variability of precipitation in the two-layer variable infiltration capacity model. *Journal of Geophysical Research*, **101**,21403–21422.
- Liang, X., and Z. Xie, 2001 : A new surface runoff parameterization with subgrid-scale heterogeneity for land surface models. *Advances in Water Resources*, **24**,1173–1193.
- Lionello, P., F. Dalan, and E. Elvini, 2002 : Cyclones in the mediterranean region : the present and the doubled CO₂ climate scenarios. *Climate Research*, **22**,147–159.
- Lloyd, C., and A. Marques, 1988 : Spatial variability of throughfall measurements in amazonian rainforest. *Agric. Forest Meteorol.*, **43**,277–294.
- Loustau, D., P. Berbigier, and A. Granier, 1992 : Interception loss, throughfall and stemflow in a maritime pine stand. II. An application of Gash's analytical model of interception. *Journal of Hydrology*, **138**,469–485.
- Lunkeit, F., K. Fraederich, and S. Bauer, 1998 : Storm tracks in a warmer climate : sensitivity studies with a simplified global circulation model. *Climate Dynamics*, **14**,813–826.
- Martin-Vide, J., and L. Gomez, 1999 : Regionalization of peninsular Spain based on the length of dry spells. *Int. J. Climatol.*, **19**,537–555.
- Mearns, L., I. Bogardi, F. Giorgi, I. Matyasovszky, and M. Palecki, 1999 : Comparison of climate change scenarios generated from regional climate model experiments and statistical downscaling. *Journal of Geophysical Research*, **104**,6603–6621.
- Milly, P., 1992 : Potential evaporation and soil moisture in general circulation models. *Journal of Climate*, **5**,209–226.
- Milly, P., and K. Dunne, 1994 : Sensitivity of the Global Water Cycle to the Water-Holding Capacity of Land. *Journal of Climate*, **7**,506–526.
- Milly, P., and P. Eagleson, 1988 : Effects of storm scale on surface runoff volume. *Water Resources Research*, **24**,620–624.
- Nijssen, B., R. Schnur, and D. Lettenmaier, 2001 : Global Retrospective Estimation of Soil Moisture Using the Variable Infiltration Capacity Land Surface Model, 1980-93. *Journal of Climate*, **14**,1790–1808.
- Oki, T., T. Nishimura, and P. Dirmeyer, 1999 : Assessment of Annual Runoff from Land Surface Models Using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP). *J. Meteorol. Soc. Japan*, **77**,235–255.

- Peixoto, J., and A. Oort, 1992 : *Physics of climate*. American Institute of Physics.
- Pitman, A., A. Henderson-Sellers, and Z.-L. Yang, 1990 : Sensitivity of regional climates to localized precipitation in global models. *Nature*, **346**,734–737.
- Pitman, A., Z.-L. Yang, and A. Henderson-Sellers, 1993 : Subgrid-scale precipitation in AGCMs : re-assessing the land surface sensitivity using a single column model. *Journal of Climate*, **9**,33–41.
- Pitman, A., M. Zhao, and C. Desborough, 1999 : Investigating the Sensitivity of a Land Surface Scheme's Simulation of Soil Wetness and Evaporation to Spatial and Temporal Leaf Area Index Variability within the Global Soil Wetness Project. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **77**,281–290.
- Polcher, J., 1994 : *Etude de la sensibilité du climat tropical à la déforestation*. Spécialité : physique, Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie.
- Polcher, J., 2003 : *Les processus de surface à l'échelle globale et leurs interactions avec l'atmosphère*. Thèse d'habilitation à diriger des recherches de l'Université Paris 6.
- Polcher, J., B. McAvaney, P. Viterbo, M.-A. Gaertner, A. Hahmann, J.-F. Mahfouf, J. Noilhan, T. Phillips, A. Pitman, C. Schlosser, J.-P. Schultz, B. Timbal, D. Versegny, and Y. Xue, 1998 : A Proposal for a General Interface between Land-surface Schemes and General Circulation Model. *Global and Planetary Change*, **19**,261–276.
- Richardson, C., 1981 : Stochastic Simulation of Daily Precipitation, Temperature, and Solar Radiation. *Water Resources Research*, **17**,182–190.
- Robock, A., K. Vinnikov, and C. Schlosser, 1997 : Reply (Evaluation of Land-Surface Parameterization Schemes Using Observations). *Journal of Climate*, **10**,377–379.
- Robock, A., K. Vinnikov, C. Schlosser, N. Speranskaya, and Y. Xue, 1995 : Use of Midlatitude Soil Moisture and Meteorological Observations to Validate Moisture Simulations with Biosphere and Bucket Models. *Journal of Climate*, **8**,15–35.
- Robock, A., K. Vinnikov, G. Srinivasan, J. Entin, S. Hollinger, N. Speranskaya, S. Liu, and A. Namkhai, 2000 : The Global Soil Moisture Data Bank. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **81**,1281–1299.
- Rogers, J., 1997 : North Atlantic Storm Track Variability and Its Association to the North Atlantic Oscillation and Climate Variability of Northern Europe. *Journal of Climate*, **10**,1635–1647.
- Rutter, A., 1975 : The hydrological cycle in vegetation. *Vegetation and the atmosphere*, V. 1, pp. 111–154. Academic Press.
- Schubert, M., J. Perlwitz, R. Blender, K. Fraedrich, and F. Lunkeit, 1998 : North Atlantic cyclones in CO₂ -induced warm climate simulations : frequency, intensity, and tracks. *Climate Dynamics*, **14**,827–837.
- Seth, A., F. Giorgi, and R. Dickinson, 1994 : Simulating fluxes from heterogeneous land surfaces : Explicit subgrid method employing the biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS). *Journal of Geophysical Research*, **99**,18651–18667.
- Sickmüller, M., R. Blender, and K. Fraedrich, 2000 : Observed winter cyclone tracks in the northern hemisphere in re-analysed ecmwf data. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **126**,591–620.

- Sitch, S., I. Prentice, B. Smith, W. Cramer, J. Kaplan, W. Lucht, M. Sykes, K. Thonicke, and S. Venevsky, 2000 : LPJ - A coupled model of vegetation dynamics and the terrestrial carbon cycle. *S. Sitch, The role of vegetation dynamics in the control of atmospheric CO₂ content, Dissertation*. PhD thesis, Lund University, Sweden.
- Slater, A., C. Schlosser, C. Desborough, A.J.Pitman, A. Henderson-Sellers, A. Robock, K. Vinnikov, K. Mitchell, A. Boone, H. Braden, F. Chen, P. Cox, P. de Rosnay, R. Dickinson, Y.-J. Dai, Q. Duan, J. Entin, P. Etchevers, N. Gedney, Y. Gusev, F. Habets, J. Kim, V. Koren, E. Kowalczyk, O. Nasonova, J. Noilhan, J. Schaake, A. Shmakin, T. Smirnova, D. Verseghy, P. Wetzels, Y. Xue, Z.-L. Yang, and Q. Zeng, 2001 : The Representation of Snow in Land-surface Schemes; results from PILPS 2(d). *Journal of Hydrometeorology*, **2**,7–25.
- Ubarana, V., 1996 : Observation and modelling of rainfall interception loss in two experimental sites in amazonian forest. *Amazonian Deforestation and Climate*, pp. 151–162. Wiley.
- Ulbrich, U., and M. Christoph, 1999 : A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics*, **15**,551–559.
- Ulbrich, U., M. Christoph, J. Pinto, and J. Corte-Real, 1999 : Dependence of winter precipitation over Portugal on NAO and baroclinic wave activity. *Int. J. Climatol.*, **19**,379–390.
- van Dijk, A., and L. Bruijnzeel, 2001 : Modelling rainfall interception by vegetation of variable density using an adapted analytical model. Part 2. Model validation for a tropical upland mixed cropping system. *Journal of Hydrology*, **247**,239–262.
- Viovy, N., 1996 : Interannuality and CO₂ sensitivity of the SECHIBA-BG coupled SVAT-BGC Model. *Phys. Chem. Earth*, **21**,489–497.
- Vörösmarty, C., B. Fekete, B. Meybeck, and R. Lammers, 2000 : Global system of rivers : its role in organizing continental land mass and defining land-to-ocean linkages. *Global Biogeochemical Cycles*, **14**,599–621.
- A. Walden, and P. Guttorp, Eds., 1992 : *Statistics in the environmental & earth sciences*, chapter Modeling daily precipitation- progress and problems, by D.A. Woolhiser. Edward Arnold.
- Wang, G., and E. Eltahir, 2000 : Modeling the Biosphere-Atmosphere System : The Impact of the Subgrid Variability in Rainfall Interception. *Journal of Climate*, **13**,2887–2899.
- Warrach, K., M. Stieglitz, H.-T. Mengelkamp, and E. Raschke, 2002 : Advantages of a Topographically Controlled Runoff Simulation in a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Model. *Journal of Hydrometeorology*, **3**,131–148.
- Waterloo, M., L. Bruijnzeel, and H. Vugts, 1999 : Evaporation from *Pinus caribaea* plantations on former grassland soils under maritime tropical conditions. *Water Resources Research*, **35**,2133–2144.
- Wetzels, P., X. Liang, P. Irannejad, A. Boone, J. Noilhan, Y. Shao, C. Skelly, Y. Xue, and Z. L. Yang, 1996 : Modeling vados zone liquid water fluxes : infiltration, runoff, drainage, interflow. *Global and Planetary Change*, **13**,57–71.

- Wood, E., D. Lettenmaier, and V. Zartarian, 1992 : A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, **97**,2717–2728.
- Zhang, Y., and W.-C. Wang, 1997 : Model-Simulated Northern Winter Cyclone and Anticyclone Activity under a Greenhouse Warming Scenario. *Journal of Climate*, **10**,1616–1634.
- Zorita, E., V. Kharin, and H. von Storch, 1992 : The Atmospheric Circulation and Sea Surface Temperature in the North Atlantic Area in Winter : Their Interaction and Relevance for Iberian Precipitation. *Journal of Climate*, **5**,1097–1108.
- Zorita, E., and H. von Storch, 1999 : The Analog Method as a Simple Statistical Downscaling Technique : Comparison with More Complicated Methods. *Journal of Climate*, **12**,2474–2489.

Annexe A

Le schéma de surface ORCHIDEE

Le schéma de surface ORCHIDEE (*ORganising Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems*) décrit les cycles de l'eau et du carbone à l'interface entre le sol, les plantes et l'atmosphère, ainsi que l'évolution de la végétation. Ce modèle intégré de l'IPSL est le résultat du couplage de trois modèles pré-existants :

- SECHIBA, le schéma de surface du LMD, qui simule les processus physiques à l'interface entre le sol, la végétation et l'atmosphère et les flux d'eau dans le sol (Ducoudré et al. 1993),
- STOMATE, le modèle du Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), qui simule les différents processus biochimiques à la surface (Viovy 1996),
- et le modèle LPJ (Lund-Potsdam-Jena), représentant l'évolution dynamique de la végétation et le bilan de carbone (Sitch et al. 2000).

ORCHIDEE a été développé pour des études globales, soit couplé à un Modèle de Circulation Générale (MCG) soit en fonctionnement *off-line*, mais il peut aussi être utilisé pour des simulations locales. Il utilise des résolutions temporelles variables en fonction du phénomène décrit : elles sont de 30 minutes pour la photosynthèse et les processus physiques de surface, d'un jour pour le cycle du carbone dans le sol et d'un an pour la compétition entre les types de végétation. Par ailleurs, la résolution spatiale est déterminée par celle des forçages atmosphériques.

Nous allons maintenant décrire la partie cycle de l'eau du schéma de surface ORCHIDEE, autrement dit SECHIBA, en précisant comment sont calculés les différents flux de chaleur à la surface et comment est modélisée l'eau dans le sol.

La présentation du schéma de surface SECHIBA est faite à partir des références (Ducoudré et al. 1993; Polcher et al. 1998; de Rosnay 1999; de Rosnay and Polcher 1998). La version du modèle que nous présentons ici n'est pas la plus récente, mais c'est celle que nous avons utilisée. Je décrirai cependant brièvement la nouvelle version en signalant les modifications essentielles qu'elle a apportées.

En général, le schéma de surface est couplé au MCG. Il reçoit les forçages suivants :

- rayonnements solaire et infrarouge incidents,
- précipitations totales,
- température de l'air,
- humidité spécifique de l'air,
- pression à la surface,
- vent,

et détermine, pour chaque maille :

- les échanges énergétiques et hydrologiques entre la biosphère et l'atmosphère,
- les mouvements de l'eau dans le sol.

La surface du sol n'a pas de relief (il est pris en compte partiellement par la variabilité des forçages).

Type de végétation	Description	Climat
1	Sol nu	
2	Feuillus à feuillage persistant	tropical
3	Feuillus à feuillage caduque	tropical
4	Résineux à aiguilles persistantes	tempéré
5	Feuillus à feuillage persistant	tempéré
6	Feuillus à feuillage caduque	tempéré
7	Résineux à aiguilles persistantes	boréal
8	Feuillus à feuillage caduque	boréal
9	Résineux à aiguilles caduques	boréal
10	Prairie C3	
11	Prairie C4	
12	Culture C3	
13	Culture C4	

TAB. A.1 – Les 13 types de végétation

Dans chaque maille, jusqu'à 13 types de couvert végétal peuvent être représentés, chacun occupant une fraction de la maille. Le tableau A.1 présente les 13 types de végétation, auxquels il faut ajouter la possibilité d'avoir un sol recouvert de glace. Chaque type de végétation est défini par un certain nombre de paramètres identiques sur toute la surface de la Terre (indices de surface foliaire maximum et minimum, résistance architecturale , hauteur) qui sont précisés dans le tableau A.2.

		LAI		Hauteur	c	r_0	k_0
		min	max				
Type de végétation	1	0	0	0	5	0	0
	2	8	8	50	0.8	25	12.10^{-5}
	3	0	8	50	0.8	25	12.10^{-5}
	4	4	4	30	1	25	12.10^{-5}
	5	4.5	4.5	30	0.8	25	12.10^{-5}
	6	0	4.5	30	0.8	25	25.10^{-5}
	7	4	4	20	1	25	12.10^{-5}
	8	0	4.5	20	1	25	25.10^{-5}
	9	0	4	20	0.8	25	25.10^{-5}
	10	0	2	0.2	4	2,5	30.10^{-5}
	11	0	2	0.2	4	2	30.10^{-5}
	12	0	2	0.4	4	2	30.10^{-5}
	13	0	2	0.4	4	2	30.10^{-5}

TAB. A.2 – L’indice de surface foliaire, la hauteur (en m), le coefficient du profil racinaire (en m^{-1}), la valeur de la résistance architecturale (en s/m) et d’une constante (exprimée en kg/m^2s) intervenant dans le calcul de la résistance de la canopée, en fonction du type de végétation.

A.1 Le bilan d’énergie à la surface

SECHIBA ferme le bilan d’énergie à la surface du sol. C’est un des points principaux d’interaction entre le schéma de surface et le MCG.

Il utilise les rayonnements solaire et infrarouge incidents, la température et l’humidité de l’air, et détermine le flux de chaleur dans le sol et les différents flux entre l’atmosphère et la surface (chaleur sensible, chaleur latente). Il calcule aussi l’albédo et l’émissivité.

La température radiative de surface est obtenue en résolvant l’équation du bilan d’énergie

$$c_p \frac{\partial T_s}{\partial t} = R_n + E + H + G = f(T_s) \quad (\text{A.1})$$

où :

c_p	Capacité calorifique de la “couche” de surface (par unité de surface)
T_s	Température radiative de surface
R_n	Rayonnement net au sol
E	Flux de chaleur latente
H	Flux de chaleur sensible
G	Flux de chaleur dans le sol

TAB. A.3 – Définition des différentes variables du bilan d’énergie (comptées positivement vers le bas).

Nous allons préciser les expressions des différentes grandeurs intervenant dans cette équation.

NB : la capacité calorifique de la couche de surface peut devenir très petite si l'épaisseur de cette couche tend vers 0 (Polcher et al. 1998).

A.1.1 Rayonnement net au sol

Son expression est la suivante :

$$R_n = (1 - \alpha)R_{vis} + \epsilon R_{ir} - \epsilon \sigma T_s^4 \quad (\text{A.2})$$

avec α l'albédo (le calcul de l'albédo est présenté au paragraphe A.5), ϵ l'émissivité de la surface, R_{vis} et R_{ir} les rayonnements solaire et infrarouge incidents.

A.1.2 Flux de chaleur latente

Pour chaque maille, le flux de chaleur latente (ou évapotranspiration) est calculé pour chaque type de couverture, puis une moyenne pondérée par la fraction de sol recouverte par chaque type est effectuée pour obtenir finalement le flux de chaleur latente global pour la maille. On peut remarquer que cette manière de représenter la variabilité sous-maille a pour avantage d'être indépendante de la résolution.

Ce flux est contrôlé par le rayonnement solaire net quand le sol est proche de la saturation. Dès que le sol commence à sécher, la transpiration des plantes est contrôlée par la forme du profil racinaire.

Les transferts de vapeur d'eau entre la biosphère et l'atmosphère se font par

- évaporation sur le sol nu,
- transpiration de la végétation,
- sublimation de la neige,
- évaporation de l'eau stockée par le feuillage.

SECHIBA suppose que chacun de ces processus donne un flux de chaleur latente E tel que

$$E \propto \rho \frac{\delta q}{\sum_k r_k} \quad (\text{A.3})$$

avec ρ la densité de l'air, (r_k) un ensemble de résistances limitantes que l'on précisera, et

$$\delta q = q_s(T_s) - q_a$$

la différence entre l'humidité de l'air à saturation à la température du sol et l'humidité de l'air.

Le tableau A.4 donne l'expression exacte de E pour l'évaporation sur le sol nu, la transpiration, l'évaporation de l'eau stockée sur le feuillage et la sublimation de la neige.

Evaporation sur le sol nu	$U_s \rho \frac{\delta q}{r_a + r_{sol}}$
Transpiration	$(1 - I/I_{max}) U_s \rho \frac{\delta q}{r_a + r_o + r_c}$
Evaporation sur le feuillage	$I/I_{max} \rho \frac{\delta q}{r_a + r_o}$
Sublimation de la neige	$\mu \rho \frac{\delta q}{r_a}$

TAB. A.4 – Expressions du flux de chaleur latente pour l'évaporation sur le sol nu, la transpiration, l'évaporation de l'eau stockée sur le feuillage et la sublimation de la neige. (I est la quantité d'eau interceptée par le feuillage, I_{max} la capacité maximale du feuillage et U_s la capacité d'extraction de l'eau du sol par les racines. On se reportera au paragraphe suivant pour une définition précise des différents termes qui entrent dans le calcul de l'évapotranspiration.)

Le calcul des différents termes intervenant dans le calcul du flux de chaleur latente

La quantité d'eau interceptée par le feuillage

La quantité d'eau interceptée par le feuillage, I , est contrôlée par la pluie incidente et la fraction de cette pluie interceptée par le feuillage. I_{max} est la capacité maximum du feuillage définie par $I_{max} = 0.1 \text{ LAI}$.

L'indice de surface foliaire ou LAI

L'indice de surface foliaire est le rapport de la surface totale de feuilles d'une plante sur la surface projetée ou ombre au sol sous la plante. Il dépend de la température du sol à environ 50 cm de profondeur, T_s , et de deux constantes LAI_{min} et LAI_{max} qui dépendent du type de végétation. On a donc :

$$\text{LAI} = \text{LAI}_{min} + f(T_s) (\text{LAI}_{max} - \text{LAI}_{min})$$

où

$$f(T) = \begin{cases} 1 & \text{si } T > 293 \\ 0 & \text{si } T < 273 \\ 1 - \left(\frac{293-T}{293-273}\right)^2 & \text{si } 273 \leq T_s \leq 293 \end{cases}$$

Les résistances

1. La résistance aérodynamique, r_a , est égale à :

$$r_a = \frac{1}{C_d V}$$

avec C_d , coefficient de traînée et V , norme de la vitesse au point considéré.

Elle correspond à la prise en compte des effets aérodynamiques. Un vent fort augmente le flux de chaleur latente.

2. La résistance de la canopée, r_c , dépend du type de végétation et s'exprime comme suit :

$$r_c = \frac{1}{\text{LAI}} \frac{R_{sn} + R_0}{R_{sn}} \frac{a + \lambda \delta c}{k_0}$$

avec k_0 une constante qui dépend du type de végétation, $R_0 = 125 \text{ W/m}^2$, $a = 23.10^{-3} \text{ kg/m}^3$ et $\lambda = 1.5$, $R_{sn} = (1 - \alpha)R_{vis}$ le rayonnement solaire net, LAI l'indice de surface foliaire et δc le déficit en vapeur d'eau de l'air au-dessus de la canopée. On a :

$$\delta c = \rho \max(q_s(T_a) - q_a, 0)$$

où ρ est la densité de l'air, $q_s(T_a)$ l'humidité à saturation à la température de l'air, T_a et q_a l'humidité de l'air, au-dessus de la canopée.

La résistance de la canopée exprime l'influence des stomates, leur réaction à la sécheresse de l'air (a) et à la quantité de rayonnement disponible (b).

- (a) Quand le déficit de l'air en vapeur d'eau augmente, la résistance augmente.
- (b) Quand le rayonnement solaire net est fort, il n'intervient pas dans le calcul de la résistance. Au contraire quand le rayonnement net est faible, il augmente la valeur de r_c . Il devient un facteur limitant pour le flux de chaleur latente. Les deux limites suivantes traduisent cette différence.

$$\frac{R_{sn} + R_0}{R_{sn}} \equiv 1 (R_{sn} \rightarrow +\infty)$$

$$\frac{R_{sn} + R_0}{R_{sn}} \equiv \frac{R_0}{R_{sn}} (R_{sn} \rightarrow 0)$$

3. La résistance architecturale, r_0 , est une constante fixée pour chaque type de végétation. Elle prend en compte le transfert de l'eau des feuilles au dessus de la canopée.
4. La résistance du sol à l'évaporation sur sol nu, r_{sol} , traduit le contrôle de l'évaporation par le sol. Elle est définie comme le produit de la hauteur de sol sec par la résistance par mètre de sol sec, soit : $r_{sol} = h_s r_t$ où r_t est la résistance par mètre de sol sec ($r_t = 33\,000 \text{ s/m}^2$).

La capacité des racines à extraire de l'eau du sol

La capacité d'extraction de l'eau du sol par les racines, U_s , est définie pour chaque type de végétation. Elle rend compte du contrôle sur l'évaporation exercé par la végétation en représentant les propriétés des racines et de l'humidité du sol.

Pour chaque type de végétation, le profil de densité racinaire, $R(z)$ (où z est la profondeur), peut être caractérisé par un seul nombre, c . Ce profil a pour équation : $R(z) = \exp(-cz)$. Il détermine l'aptitude des plantes à extraire de l'eau à chaque profondeur. La transpiration en dépend. En effet, les plantes possédant des racines profondes sont supposées conserver des taux de transpiration plus élevés pendant les périodes sèches.

Remarque : L'utilisation d'un profil racinaire au lieu de la profondeur des racines permet de modéliser le prélèvement d'eau dans le sol par les racines à la profondeur où elle est disponible. Quand le sol s'assèche, les plantes sont capables de s'adapter et de prélever l'eau en profondeur. Ce modèle est basé sur des mesures, et identique pour tous les types de végétation. Un seul paramètre, c , permet de décrire les différents types de couvert (de Rosnay and Polcher 1998).

On peut calculer à partir du coefficient c la capacité des racines à extraire de l'eau du sol, U_s , qui est l'intégrale sur la profondeur du sol du stress exercé par les racines. On se reportera au paragraphe A.2.2 pour une expression exacte de U_s .

Le coefficient μ intervenant dans le calcul de la sublimation

On a l'expression suivante :

$$\mu = f + (1 - f) \text{MAX}\left(\min\left(\frac{m}{m_0}, 1\right), 0\right)$$

où f est la fraction de glace, m la masse de neige et m_0 la quantité de neige au-dessus de laquelle se produit la sublimation ($m_0 = 1.5 \text{ kg/m}^2$).

L'évaporation potentielle

$$E_{pot} = \frac{\rho}{r_a} \delta q$$

Dans les MCG, l'évaporation est définie comme le produit de l'évaporation potentielle, E_{pot} , par un coefficient d'aridité β . Le calcul de l'évaporation potentielle est basé sur le travail empirique de Budyko qui est en accord avec la formule de Penman (si on néglige le flux thermique dans le sol). Cependant, une paramétrisation différente réalisée dans un souci de simplification (utilisation de la température du sol et non de la température qu'aurait le sol s'il évaporait au taux potentiel) conduit à une surestimation de l'évaporation potentielle (dans les MCG). Cette surestimation est compensée par des coefficients d'aridité adaptés (de Rosnay 1999; Milly 1992).

D'où, l'évaporation potentielle et le coefficient d'aridité utilisés dans un MCG ne correspondent pas aux définitions que les hydrologues donnent à ces variables.

A.1.3 Flux de chaleur sensible

Le flux de chaleur sensible exprime les échanges de chaleur entre le sol et l'atmosphère. Il est modélisé selon la loi de Fick qui indique que le flux est proportionnel au gradient de température entre le sol et l'atmosphère. On a :

$$H = \frac{\rho}{r_a} c (T_s - T_a) \quad (\text{A.4})$$

où r_a est la résistance aérodynamique, ρ la densité de l'air, T_s la température de la surface après évaporation, T_a la température de l'air et c la capacité calorifique de l'air.

A.1.4 Flux de chaleur dans le sol

Le flux de chaleur dans le sol G est modélisé par les équations de la chaleur et de Fourier (cf. système A.5). Ce système suppose que les échanges se font sur la verticale et que l'on néglige les effets des éventuels changements de phase dans le sol et les échanges de chaleur dûs aux mouvements de l'eau (Polcher 1994).

$$\begin{aligned} G &= \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \\ \frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{\lambda}{C} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \end{aligned} \quad (\text{A.5})$$

où λ et C sont respectivement la conductivité et la capacité thermiques du sol (supposées ne dépendre que de la présence ou l'absence de neige), T et G la température et le flux de chaleur dans le sol.

Pour le calcul de G , le sol est discrétisé sur sept couches thermiques; une condition de flux nul est imposée au fond. Les couches ont des profondeurs constantes ne dépendant pas de la conductivité du sol. Elles sont déterminées afin que la première couche ait un temps caractéristique de 30 min et la dernière de 2 heures.

Le sol est isolé par la neige. SECHIBA fait partie des modèles "à couche composite" comme cela est décrit dans Slater et al. (Slater et al. 2001). Quand il y a de la neige, une ou plusieurs couches de neige ne sont pas superposées au sol existant, mais celui-ci est simplement remplacé en partie par la neige. D'où le calcul de la conductivité et de la capacité thermiques.

Un sol sans neige a pour capacité thermique $C_0 = 2.05 \cdot 10^6 \text{ J/m}^3\text{K}$ et pour conductivité $\lambda_0 = 1.53 \text{ W/mK}$.

- Si la hauteur de neige correspond à la profondeur d'une couche de sol, ses propriétés sont changées. On a alors $C_1 = 0.693 \cdot 10^6 \text{ J/m}^3\text{K}$ et $\lambda_1 = 0.3 \text{ W/mK}$.
- Si une couche de sol est en partie remplacée par de la neige, on calcule des coefficients thermiques moyens à partir de C_0 et C_1 (moyenne pondérée), et de $\frac{1}{\lambda_0}$ et $\frac{1}{\lambda_1}$ (inverse des inverses pondérés).

A.2 La modélisation de l'eau dans le sol

NB : les discrétisations du sol pour le calcul bilan hydrologique et des mouvements de l'eau dans le sol et pour le calcul du flux thermique sont complètement indépendantes.

A.2.1 Description qualitative du seau à double fond

Dans cette version de SECHIBA, le sol est d'un seul type (les différentes textures de sol ne sont pas distinguées), il a une profondeur totale de 2 mètres et comporte deux couches de profondeurs variables (une couche de surface et une couche profonde).

L'infiltration dans le sol et la diffusion verticale ne sont pas représentées dans cette version de SECHIBA.

Cependant, la présence de deux couches constitue une amélioration du modèle à par rapport à un modèle qui ne comporterait qu'un seul réservoir pour plusieurs raisons : on limite de cette façon le risque d'assèchement excessif du sol, et des variations importantes et rapides du taux d'évaporation après la pluie sont possibles.

Le contenu en eau des deux couches qui constituent le sol dépend de la pluie qui alimente le sol, de l'évaporation qui le vide et du drainage entre les deux couches. Quand il pleut, la couche de surface se remplit jusqu'à atteindre la couche profonde. A ce stade, il n'existe plus qu'une couche, la couche profonde, qui ruisselle si elle est saturée en eau. Un processus d'évaporation prélève de l'eau dans la couche de surface puis dans la couche profonde quand la couche de surface est vide. Il existe enfin un terme de drainage de l'eau entre la couche de surface et la couche profonde qui permet l'alimentation en eau de la couche profonde quand la couche de surface existe.

Le sol ruisselle lorsqu'il est saturé en eau (ruissellement de Dunne). Il s'agit de l'unique mécanisme de ruissellement du modèle. Le modèle ne prend pas en compte un autre type de ruissellement, le ruissellement de type hortonien, qui se produit lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'absorption du sol (Entekhabi and Eagleson 1989). Ce processus pourrait être important par exemple dans les zones semi-arides (Liang and Xie 2001). De plus, le ruissellement dépend bien sûr de l'hétérogénéité de la pluie et des conditions de surface comme la topographie ou l'humidité du sol. Ces hétérogénéités ne sont pas prises en compte par le modèle. La formulation du ruissellement est donc grossière (Koster et al. 2000; Warrach et al. 2002) et le ruissellement simulé doit être considéré prudemment.

A.2.2 Le fonctionnement quantitatif du seau

Le contenu maximum en eau du sol par unité de volume est ruu_{max} (il est de 30 kg/m^3 quand la fraction de sol nu dépasse 50% et de 150 kg/m^3 sinon).

Evolution des deux couches du sol

Nous allons décrire le fonctionnement du sol tel qu'il est modélisé dans Orchidée, à partir de l'état décrit sur la figure A.1. On ajoute tout d'abord aux deux couches du sol les différents flux :

$$\begin{aligned}\frac{\partial W_u}{\partial t} &= P - E - D \\ \frac{\partial W_l}{\partial t} &= D\end{aligned}$$

(A.6)

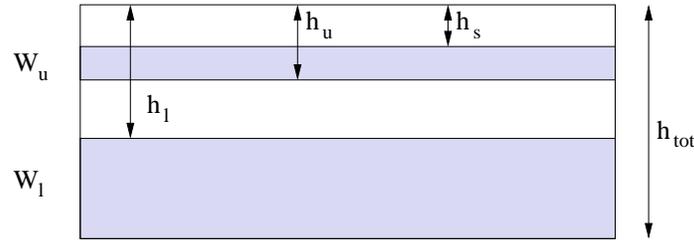


FIG. A.1 – Schéma du sol et de ses deux couches. Définition des différentes variables : W_u est le contenu en eau de la couche de surface, W_l le contenu en eau de la couche profonde (en kg/m^2), h_{tot} la profondeur totale du sol, h_u la profondeur de la couche de surface, h_l la profondeur de la couche profonde et h_s la hauteur de sol sec (en m).

P , E et D représentent respectivement les précipitations, l'évaporation et le drainage entre les deux couches.

1. Si le sol est plein : $W_u + W_d \geq W_{max}$ ($W_{max} = ruu_{max} h_{tot}$)
le surplus d'eau ruisselle et la couche de surface disparaît.
 $R = W_u + W_l - W_{max}$, $W_u = 0$, $W_l = W_{max}$
2. Sinon, si le sol ne se remplit pas complètement et si $W_u + W_l \geq 0$
 - (a) si $W_u \geq h_u ruu_{max}$, la couche de surface s'agrandit et le sol sec disparaît en surface.
 $h_u = W_u / ruu_{max}$, $h_s = 0$
 - (b) si $W_u \leq h_u ruu_{max}$ et $W_u \geq 0$, seule la hauteur de sol sec est modifiée.
 $h_s = (h_u ruu_{max} - W_u) / ruu_{max}$
 - (c) si enfin $W_u \leq 0$, on assèche le réservoir de surface et l'eau est prélevée dans la couche profonde.
 $W_l = W_l + W_u$, $h_l = h_{tot} - W_l / ruu_{max}$, $W_u = 0$, $h_u = h_s = 0$
3. Le sol peut aussi se vider complètement, mais cela provoque ensuite l'annulation de tous les flux.

Le drainage entre les deux couches de sol

Cette paramétrisation du drainage s'applique entre les deux couches de sol. La quantité drainée au fond dans cette version de SECHIBA est prélevée directement sur le ruissellement total. La paramétrisation du drainage (ou diffusion) entre les deux couches a été mise au point par Ducharne et al. (Ducharne et al. 1998).

Deux régimes sont distingués selon la disponibilité en eau dans la couche de surface. On définit une valeur limite du contenu en eau dans la couche de surface par : $W_{lim} = 0.75 h_u ruu_{max} = 0.75 W_{u_{max}}$ où h_u est la hauteur de la couche de surface et ruu_{max} le contenu maximum en eau par unité de volume.

1. Si $W_u < W_{lim}$ alors

$$D = D_{min} \frac{W_u}{W_{u_{max}}}$$

2. Sinon, on a :

$$D = D_{min} \frac{W_u}{W_{umax}} + (D_{max} - D_{min}) \left(\frac{W_u - W_{lim}}{W_{umax} - W_{lim}} \right)^b$$

$D_{min} = 2 \cdot 10^{-3}$ mm/h, $D_{max} = 0.2$ mm/h et $b = 1.5$ sont des constantes.

La capacité des racines à extraire de l'eau du sol

1. Quand il n'y a pas de réservoir de surface,

On a :

$$U_s = \exp\left(-c h_{tot} \frac{h_l}{h_{tot}}\right)$$

où c est le coefficient du profil racinaire et $h_{tot} = 2$ m la profondeur totale du sol.

Cette capacité s'annule si le point de flétrissement ("wilting point") est dépassé ($W_{wilt} = 5$ kg/m³).

2. Quand le réservoir de surface est présent

Dans ce cas, le calcul de U_s se fait comme suit :

$$\begin{aligned} U_l &= \exp\left(-c h_{tot} \frac{h_l}{h_{tot}}\right) \\ U_u &= \exp\left(-c h_{tot} \frac{h_s}{h_u}\right) \\ U_s &= \max(U_l, U_u) \end{aligned} \tag{A.7}$$

où h_u et h_l sont les hauteurs des réservoirs de surface et profond.

A.2.3 La nouvelle modélisation de l'eau dans le sol

Cette représentation très simple du sol a été remplacée dans la version ultérieure de SECHIBA par une autre représentation plus réaliste, basée sur le modèle hydrologique du Center for Water Resources Research de Dublin. Ce modèle a été adapté aux besoins de représentation de l'interaction entre le sol, les plantes et l'atmosphère, et aux contraintes liées à la modélisation à grande échelle et au couplage avec un MCG (de Rosnay 1999).

Le sol, d'une profondeur totale de 2 m, est cette fois discrétisé sur onze couches, le pas doublant à chaque niveau de profondeur (la résolution est plus fine à la surface, grossière au fond). SECHIBA résout l'équation de Darcy pour la teneur en eau dans le cas non saturé (A.8), et l'équation de continuité pour calculer les mouvements verticaux de l'eau dans le sol (A.9) :

$$q = -D \frac{\partial \theta}{\partial z} + K \tag{A.8}$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - S \tag{A.9}$$

où θ est la teneur en eau, q la densité de flux, S un terme puits représentant l'extraction de l'eau du sol par les plantes, K la conductivité et D la diffusivité hydrauliques.

1. S est un terme puits qui correspond à la transpiration de la végétation. La transpiration provient de l'ensemble de la colonne de sol, la contribution de chaque couche étant fonction de la fraction de longueur racine lui correspondant et de son degré de saturation en eau.

La valeur intégrée de la transpiration est calculée lors de la résolution implicite du bilan d'énergie (calcul simultané de la température de surface et des flux de chaleur latente et sensible), effectuée avant le calcul du profil d'humidité du sol et du ruissellement.

2. Les paramètres hydrauliques K et D sont des fonctions empiriques. Dans cette nouvelle version de SECHIBA, ils sont linéarisés par morceaux, à partir de la formulation de van Gunechten des relations de dépendance entre la conductivité hydraulique, la teneur en eau et le potentiel matriciel. Ces paramètres sont fonction de la texture du sol. Une variabilité sous-maille de la texture du sol a été introduite, comparable à celle de la végétation : chaque maille peut comporter simultanément trois grands types de sol occupant chacun une fraction de la maille.

SECHIBA utilise donc un modèle physique d'hydrologie des sols adapté à la représentation de l'interaction sol-plantes-atmosphère dans un MCG. Le sol est discrétisé sur la verticale sur un grand nombre de couches, et les mouvements de l'eau sont gouvernés par les équations de Fokker-Planck (équations A.8 et A.9). Une discrétisation plus fine en surface permet de mieux représenter l'interaction sol-atmosphère et les processus rapides. Mais la prise en compte des mouvements latéraux de l'eau n'est pas encore implémentée. Ce travail est en cours.

A.3 Le schéma de routage

Un schéma de routage est implémenté dans ORCHIDEE. Il permet de calculer directement les débits à l'exutoire des principaux fleuves. Il utilise pour cela une carte globale des bassins versants construite en combinant la carte de l'Université du New Hampshire, établie par l'équipe de Charles Vörösmarty (Vörösmarty et al. 2000), et celle construite par Taikan Oki pour le schéma de routage TRIP (Oki et al. 1999).

A chaque pas de temps, les flux de ruissellement et de "drainage" sont temporairement stockés dans des réservoirs aux constantes de temps différentes. L'eau est progressivement acheminée vers les océans, en suivant les lignes de plus grande pente et en prenant en compte le caractère tortueux des rivières, à travers une cascade de réservoirs linéaires. Le flux de "drainage" correspond à une fraction arbitraire du ruissellement calculé.

A.4 Prise en compte de la neige

Nous avons vu que SECHIBA fait partie des modèles "à couche composite" comme cela est décrit dans Slater et al. (Slater et al. 2001). Quand il neige, une ou plusieurs couches de neige ne sont pas superposées au sol existant, mais celui-ci est simplement remplacé en partie par la neige. Une fois tombée, la neige subit des processus de vieillissement, de sublimation et de fonte. Son comportement est différent selon qu'on se situe sur un couvert végétal ou

sur la glace. Dans ce cas, on ne peut pas négliger l'effet des températures froides sur le métamorphisme de la neige.

Dans SECHIBA, la neige intervient dans le calcul de la capacité et de la conductivité thermiques du sol (elle isole le sol), dans le calcul de l'albédo (cf. paragraphe A.5), et dans le bilan hydrologique.

A.4.1 Calcul de l'âge de la neige et de la fraction de maille recouverte de neige

Sur un couvert végétal

La masse de neige sur la végétation, m_v , augmente suite à une chute de neige, P_n (en kg/m^2). Son âge, a_v (en jours), et la fraction de la végétation qui est recouverte de neige, f_v , évoluent en conséquence. On a :

$$m_v = m_v + f P_n \quad (\text{A.10})$$

$$a_v = (a_v + (1 - \frac{a_v}{50}) \Delta t) \exp[-\frac{P_n}{0.3}] \quad (\text{A.11})$$

$$f_v = \max[\min(\frac{m_v}{1.5}, 1), 0] \quad (\text{A.12})$$

où f est la fraction de la maille recouverte de végétation, 50 jours la période maximale de vieillissement de la neige, $0.3 \text{ kg}/\text{m}^2$ une constante de temps de transformation de la neige, Δt le pas de temps du modèle exprimé en jours et $1.5 \text{ kg}/\text{m}^2$ la masse critique de neige.

Sur la glace

La masse de neige sur la glace, m_g , augmente suite à une chute de neige, P_n et/ou de pluie, P_p (on suppose que la pluie qui tombe sur la glace se transforme en neige). Son âge, a_g (en jours) et la fraction de glace qui est recouverte de neige, f_g , évoluent en conséquence. On a :

$$m_g = m_g + (1 - f) P_n + (1 - f) P_p \quad (\text{A.13})$$

$$f_g = \max[\min(\frac{m_g}{1.5}, 1), 0] \quad (\text{A.14})$$

où f est la fraction de la maille recouverte de végétation et $1.5 \text{ kg}/\text{m}^2$ la masse critique de neige.

Le calcul de l'âge de la neige est un peu plus compliqué que dans le cas précédent. On définit un coefficient de pondération, xx , qui représente la limitation du vieillissement de la neige due à la présence de glace :

$$xx = [\frac{\max(273.15 - T_s, 0)}{7}]^4$$

où T_s est la température à la surface du sol.

On a :

$$\delta = (a_g + (1 - \frac{a_g}{50})\Delta t) \exp[-\frac{P_n}{0.3}] - a_g$$

Si $\delta > 0$, alors

$$\delta = \frac{\delta}{1 + \delta}$$

Finalement :

$$a_g = \max(a_g + \delta, 0)$$

A.4.2 Sublimation de la neige

La quantité totale d'eau évaporée à partir du manteau neigeux est calculée lors du bilan d'énergie. Si la végétation n'a pas de neige, toute l'énergie est fournie par sublimation de la neige sur glace. Sinon, la fraction f de l'évaporation est fournie par la sublimation de la neige sur le couvert végétal et la fraction $(1 - f)$ par la sublimation de la neige sur glace.

Dans le cas de la végétation, si la sublimation dépasse la quantité totale de neige, ce qui n'a pas pu être sublimé se transforme en évaporation du sol nu. Dans le cas de la glace, la sublimation n'est pas limitée par la quantité de neige présente (sublimation de la glace si besoin est).

A.4.3 Fonte de la neige

Sur la végétation

Sur le couvert végétal, si la quantité de neige est inférieure à $1.5 \cdot 10^{-3} \text{ kg/m}^3$, toute la neige accumulée fond.

Sinon, si la quantité de neige dépasse la valeur critique et si la température du sol, T_s , est positive, la quantité de neige fondue est :

$$melt_v = f(T_s - 273.15) \frac{c_p}{L_f}$$

où T_s est la température à la surface du sol, c_p la capacité calorifique de la couche de surface et $L_f = 0.3337 \text{ J/kg}$ la chaleur latente de fusion de la neige.

Si $melt_v$ dépasse la quantité de neige sur la canopée, elle est réduite à cette dernière.

Sur la glace

La fusion se produit si la température du sol est positive. La quantité de neige fondue est égale à :

$$melt_g = (1 - f)(T_s - 273.15) \frac{c_p}{L_f}$$

La fonte de neige sur glace est elle aussi limitée par la quantité de neige présente. Par contre, si la quantité de neige dépasse une valeur fixée (10^6 kg/m^2), on fait fondre

la glace (fonte causée par une accumulation de neige) pour ne pas dépasser cette valeur maximum.

Finalement, la somme de ces deux quantités est ajoutée à la pluie qui atteint directement le sol. Si le sol est uniquement couvert de glace, cette eau fondue est ruisselée.

A.5 Le calcul de l'albédo

Le calcul de l'albédo pour une maille fixée se fait en trois étapes. Ce calcul utilise les résultats établis par Chalita et al. (Chalita and Treut 1994).

1. **Etape 1** : Calcul de l'albédo du sol nu.

Les couleurs du sol sont classées en 9 catégories. Pour chacune de ces catégories, on connaît l'albédo du sol sec et celle du sol saturé en eau. On calcule alors l'albédo du sol nu pour une humidité donnée.

2. **Etape 2** : Calcul de l'albédo avec végétation.

On fait évoluer l'albédo en introduisant les feuilles mortes puis la végétation.

3. **Etape 3** : Calcul de l'albédo avec neige

On fait évoluer l'albédo en incluant la neige, sur végétation ou sur glace, et en faisant évoluer l'albédo en fonction de l'âge de celle-ci.

A.5.1 Définition

L'albédo en un point est la fraction du rayonnement solaire incident qui est réfléchi par la surface en ce point. Elle dépend de l'angle solide et des caractéristiques de la surface (humidité, végétation...).

SECHIBA distingue l'albedo visible (repéré par VIS, pour des rayonnements de longueurs d'ondes inférieures à $0.7\mu m$) et dans le proche infrarouge (repéré par NIR, pour des rayonnements de longueurs d'ondes supérieures à $0.7\mu m$). En effet, le comportement de la végétation est différent dans ces deux domaines.

A.5.2 Calcul de l'albédo du sol nu

		Classe de couleur de sol								
		9	8	7	6	5	4	3	2	1
Sol sec	VIS	0.27	0.24	0.22	0.2	0.18	0.16	0.14	0.12	0.10
	NIR	0.55	0.48	0.44	0.4	0.36	0.32	0.28	0.24	0.20
Sol saturé	VIS	0.15	0.12	0.11	0.1	0.09	0.08	0.07	0.06	0.05
	NIR	0.31	0.24	0.22	0.20	0.18	0.16	0.14	0.12	0.1

TAB. A.5 – Albédos sec et humide pour les 9 classes de couleur de sol

Le tableau A.5 montre d'une part que l'albédo du sol sec est plus élevée que l'albédo du sol humide et d'autre part que l'albédo pour le rayonnement proche infrarouge est plus forte que pour le rayonnement visible.

L'albédo du sol nu pour une humidité donnée est calculée comme suit :

$$\alpha_{sol\ nu} = \alpha_1 + \beta(\alpha_0 - \alpha_1) \quad (\text{A.15})$$

avec :

$$\beta = \min[10h_s, 1] \quad (\text{A.16})$$

où α_1 est l'albédo du sol saturé, α_0 l'albédo du sol sec et $\alpha_{sol\ nu}$ l'albédo du sol nu pour une couleur de sol donnée.

β est une fonction qui quantifie l'humidité du sol en fonction de la hauteur de sol sec h_s . Le sol est "sec" quand $h_s \geq 0.1$ m : on a alors $\alpha_{sol\ nu} = \alpha_0$.

A.5.3 Calcul de l'albédo avec végétation

Prise en compte des feuilles mortes

On rajoute d'abord les feuilles mortes. On fixe l'albédo des feuilles mortes, α_{fm} , à 0.12 dans VIS et à 0.35 dans NIR.

Soit f_{fm} la fraction de sol recouverte par les feuilles mortes, L'albédo devient alors :

$$\alpha_{sol\ nu+fm} = (1 - f_{fm})\alpha_{sol\ nu} + f_{fm}\alpha_{fm} \quad (\text{A.17})$$

Albédo avec végétation

On connaît l'albédo pour une feuille correspondant à chacun des types de végétation.

		Type de végétation											
		2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Albédo	VIS	0.04	0.06	0.05	0.04	0.08	0.1	0.08	0.09	0.1	0.08	0.1	0.1
	NIR	0.2	0.22	0.23	0.2	0.28	0.3	0.28	0.29	0.3	0.3	0.3	0.3

TAB. A.6 – Albédos des feuilles pour les 12 types de végétation

Soit $\alpha(k)$ l'albédo d'une feuille du k -ième type de végétation (cf. tableau A.6), L'albédo prenant en compte la végétation s'exprime comme suit :

$$\alpha_{végétation} = f_0\alpha_{sol\ nu+fm} + \sum_k f_k\alpha(k) \quad (\text{A.18})$$

où f_k correspond à la fraction de végétation de type k (le type 0 étant le sol nu) dans la maille considérée.

A.5.4 Calcul de l'albédo avec neige

On distingue la neige sur végétation ou sur glace.

Albédo de la neige sur glace

Il faut tout d'abord calculer l'âge de la neige, a_g , car son albédo en dépend (cf. Annexe A.4).

On fixe la valeur initiale de l'albédo de la neige, $\alpha_i(\text{glace})$, et le taux de décroissance de l'albédo, $\tau_i(\text{glace})$.

L'albédo de la neige sur glace est alors :

$$\alpha_{\text{neige glace}} = \alpha_i(\text{glace}) + \tau_i(\text{glace}) \exp\left(-\frac{a_g}{5}\right) \quad (\text{A.19})$$

Albédo de la neige sur végétation

Là encore, on calcule d'abord l'âge de la neige, a_v .

On fixe selon le type de végétation la valeur initiale de l'albédo de la neige, $\alpha_i(k)$, et le taux de décroissance de l'albédo $\tau(k)$. On a alors :

$$\alpha_{\text{neige végétation}} = \sum_k \frac{f_k}{f} [\alpha_i(k) + \tau(k) \exp\left(-\frac{a_v}{5}\right)] \quad (\text{A.20})$$

où f est la fraction totale de végétation.

ALBEDO

$(1 - f)$ est la fraction de glace. L'albédo de la glace α_{glace} est fixé à 0.6 pour VIS et 0.2 pour NIR.

On a finalement l'expression suivante pour l'albédo de la fraction de la maille recouverte de végétation :

$$\alpha_f = (1 - f_v) \alpha_{\text{végétation}} + f_v \alpha_{\text{neige végétation}} \quad (\text{A.21})$$

où f_v est la fraction de la végétation recouverte de neige.

et pour l'albédo de la fraction de la maille recouverte de glace :

$$\alpha_{1-f} = (1 - f_g) \alpha_{\text{glace}} + f_g \alpha_{\text{neige glace}} \quad (\text{A.22})$$

où f_g est la fraction de glace recouverte de neige.

Finalement, l'albédo s'écrit :

$$\alpha = f \alpha_f + (1 - f) \alpha_{1-f} \quad (\text{A.23})$$

Annexe B

Analyse statistique des trajectoires par Track

Sur la région choisie, le logiciel Track du ESSC – Environmental Systems Science Centre – de l’Université de Reading détermine tout d’abord les trajectoires des dépressions (cf. section 4.3.2). Il analyse ensuite ces trajectoires en faisant une analyse statistique sur le domaine sphérique (Hodges 1996; Hoskins and Hodges 2002), c’est-à-dire sans projection (sauf pour la présentation des résultats). Au lieu de fréquences normalisées par la surface, Track calcule des distributions. Pour éliminer les biais dûs à la normalisation de la surface sur des grilles rectangulaires, des cellules circulaires de même aire sont utilisées.

B.1 Les estimateurs de Kernel

Les **estimateurs de Kernel** non paramétriques, \hat{f} , sont utilisés pour estimer la densité et les régressions éventuelles en chaque point. Pour chaque estimation, tous les points de données sont utilisés et leur influence est pondérée en fonction de la distance. Ils ont un poids qui est une fonction de Kernel, avec un maximum centré sur eux-mêmes.

$$\hat{f}(X) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n K(X, X_i, C_n)$$

où les fonctions de Kernel K sont des distributions de probabilité, X la position du point d’estimation, X_i la position du point de donnée i , n la taille de l’ensemble des données et C_n le paramètre de lissage.

Les fonctions de Kernel peuvent être des distributions de Fisher (exponentielles) ou des distributions “power”, K_p ($m \geq 0$), “quadratic” ou “biweight” introduites par Hodges (Hodges 1996). Trois cas particuliers des distributions “power” sont disponibles lors de l’utilisation de TRACK : $m=0$ (la distribution est constante), $m=1$ (la distribution est linéaire) et $m=2$ (la distribution est quadratique).

$$K_p(X \cdot X_i, C_n) = \begin{cases} \frac{(m+1)C_n}{2\pi(C_n-1)^{m+1}} (C_n X \cdot X_i - 1)^m & \text{si } X \cdot X_i \geq \frac{1}{C_n} \text{ et } C_n > 1 \\ 0 & \text{sinon} \end{cases}$$

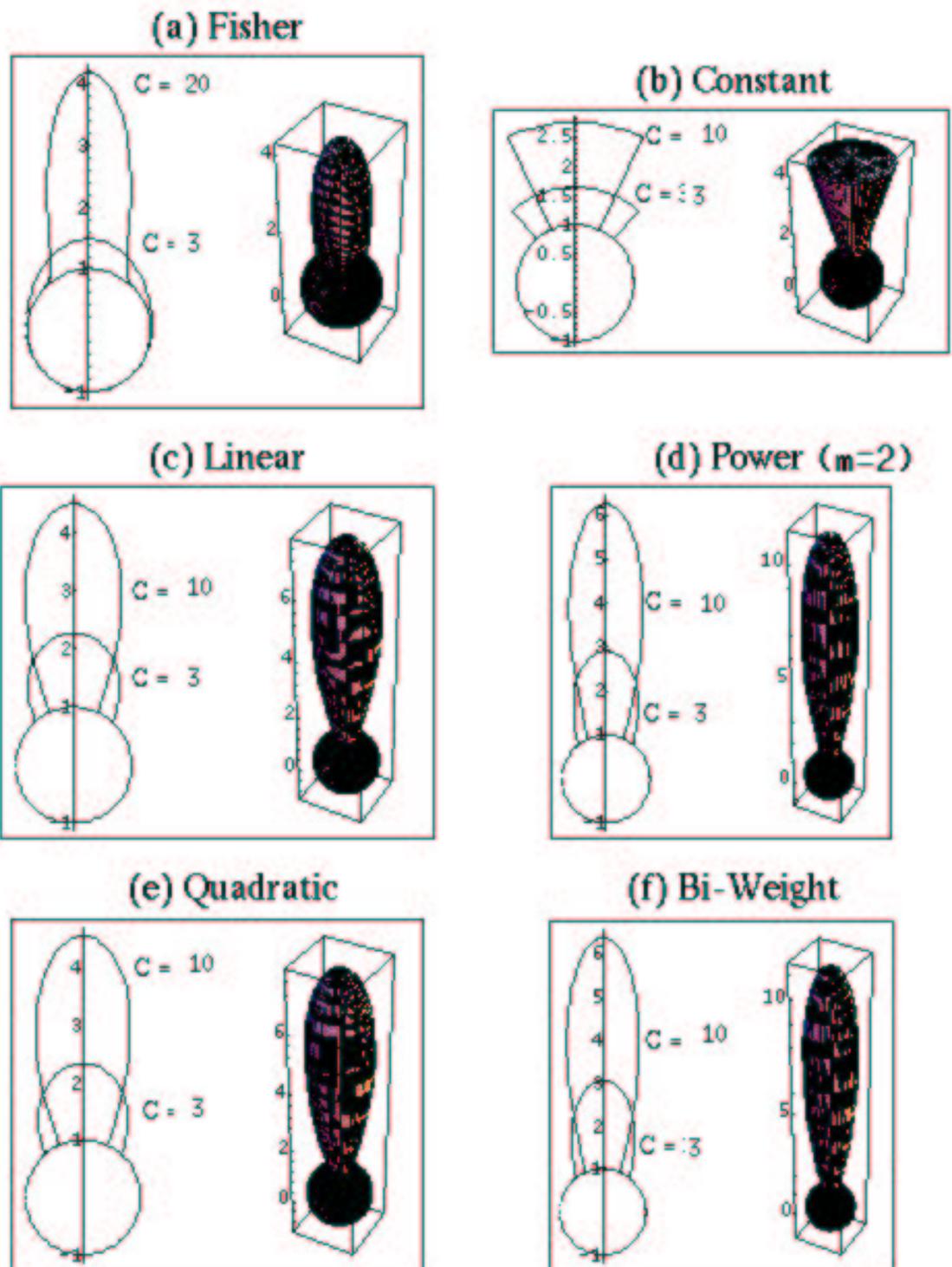


FIG. B.1 – Estimateurs de Kernel

Elles dépendent d'un paramètre de lissage (smoothing parameter, C_n), auquel est lié une mesure de l'extension radiale de la fonction de Kernel sur la sphère (arc bandwidth, r_b). Ce paramètre C_n est calculé soit par validation croisée, soit par "adaptive smoothing". Dans ce dernier cas, il s'adapte à la densité des données, et dépend alors d'un paramètre de sensibilité β .

$$r_b = \arccos\left(\frac{1}{C_n}\right)$$

$$C_n(X_i) = C_n^{(g)} \left[\frac{\hat{f}_p(X_i)}{g} \right]^\beta$$

où $C_n^{(g)}$ est le paramètre global de lissage, \hat{f}_p sont les distributions pilotes, g leur moyenne géométrique et β un paramètre de sensibilité compris entre 0 et 1.

Les distributions pilotes sont calculées en utilisant par exemple une technique de validation croisée.

B.2 Définition des variables statistiques disponibles

1. *Densité de trajectoires* : nombre de trajectoires par unité de surface et par unité de temps. On ne prend en compte qu'un seul point par trajectoire, celui qui est le plus proche du point d'estimation pour calculer cette densité qui n'est donc pas une pdf, car elle est fonction de la distribution des données et de la distribution des points d'estimation.
2. *Densité de centres de dépression* : nombre de centres par unité de surface et par unité de temps. Tous les points le long d'une même trajectoire et contenus dans la surface unité sont pris en compte ; la contribution d'un système qui se déplace lentement sera donc importante à cause d'une forte densité locale de points.
3. *Lieux de génèse ou de disparition* : densité de premiers ou derniers points des trajectoires par unité de surface et par unité de temps.

Les valeurs moyennes calculées pour ces trajectoires de dépressions sont les suivantes :

- *Intensité* : valeur moyenne de l'intensité des dépressions sur la région.
- *Vitesse* : vitesse moyenne de déplacement des centres de dépressions.
- *Taux de croissance ou de décroissance* : valeur moyenne du taux de croissance ou de décroissance des dépressions. Le taux de croissance ou de décroissance d'une dépression d'intensité a qui traverse une région est $a^{-1} \frac{da}{dt}$.

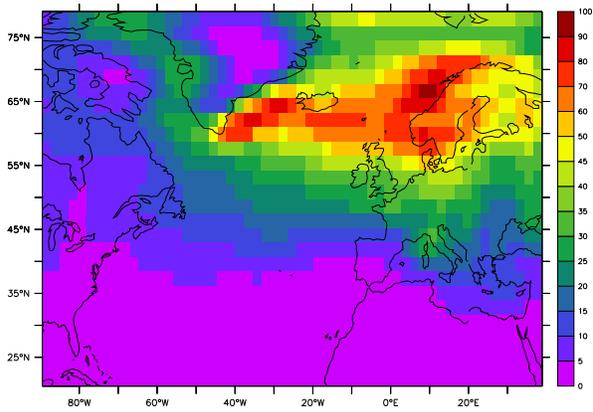
- *Durée de vie* : le temps de vie moyen des trajectoires traversant une région est calculé comme suit. Si un observateur, placé à un point, note tous les systèmes qui passent à une certaine distance de lui, s'il obtient l'historique complet de tous les systèmes observés, il peut calculer le temps de vie moyen de ces systèmes pour ce point d'observation en particulier.

Quand on étudie les variables vitesse, intensité ou taux de croissance des trajectoires, il convient de garder en mémoire la densité des centres de dépression pour estimer la représentativité de ces valeurs. De même, la représentativité de la variable durée de vie des trajectoires dépend de la densité de trajectoires.

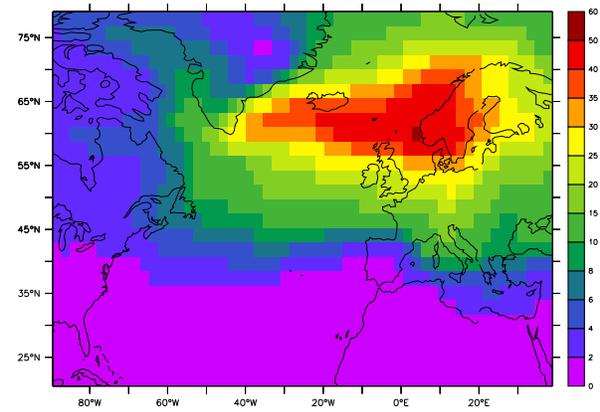
Annexe C

Les dépressions en fonction de l'indice NAO

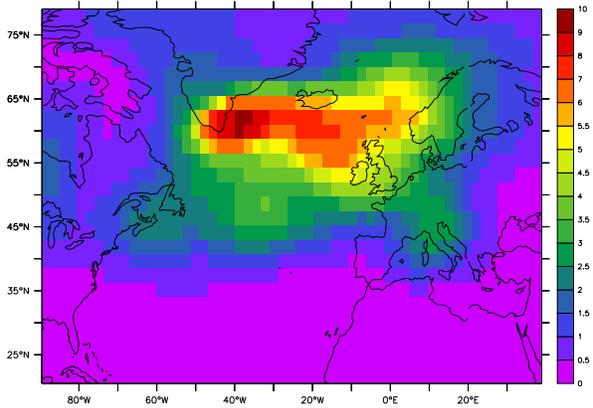
Les figures suivantes présentent l'ensemble des statistiques des dépressions calculées par Track à partir de la vorticité à 850 hPa pour les mois d'indice NAO fort (figures C.1 et C.2) ou faible (figures C.3 et C.4) en climat actuel (simulation DA9).



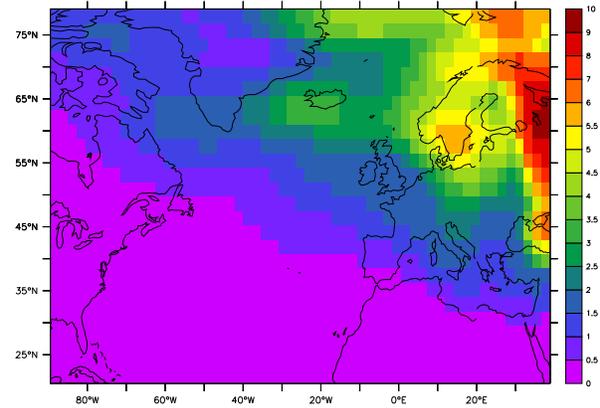
(a) Densité de centres de dépressions



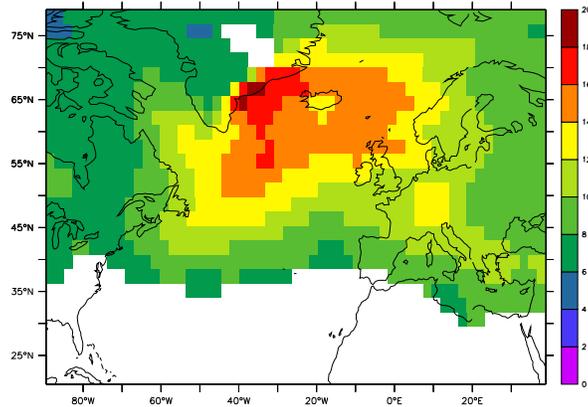
(b) Densité de trajectoires



(c) Naissance des trajectoires

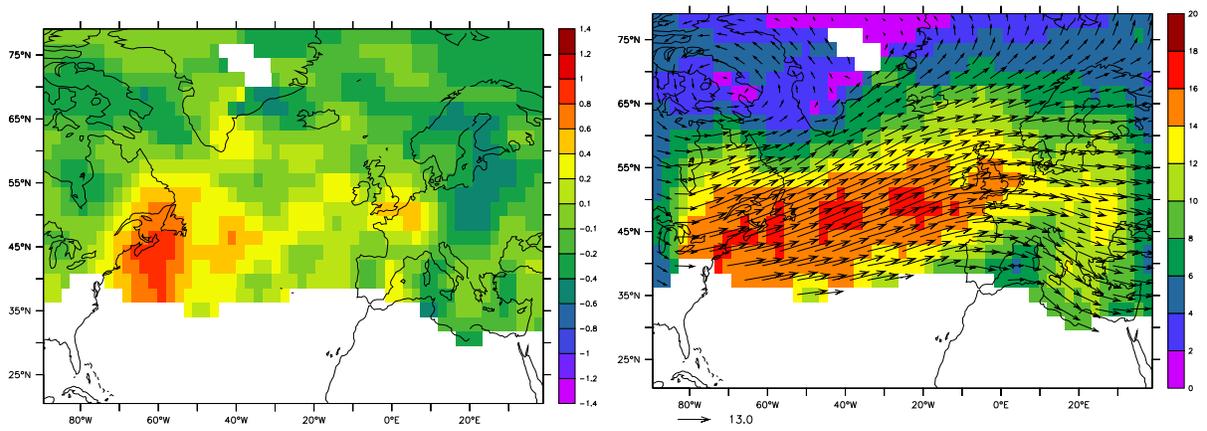


(d) Disparition des trajectoires



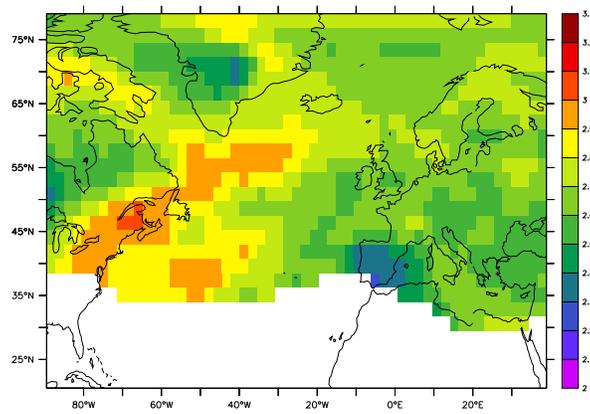
(e) Intensité moyenne

FIG. C.1 – Vorticité à 850 hPa, simulation DA9 (1960-99), pour les mois NAO+ : première partie. L'intensité n'est pas représentée pour une densité de centres de dépression inférieure à 3.



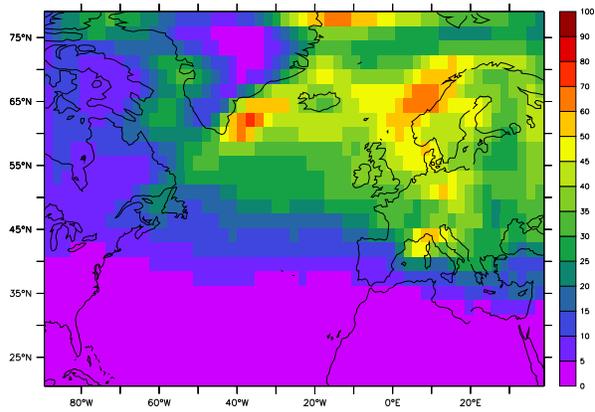
(a) Taux de croissance (jour^{-1})

(b) Vitesse (m/s)

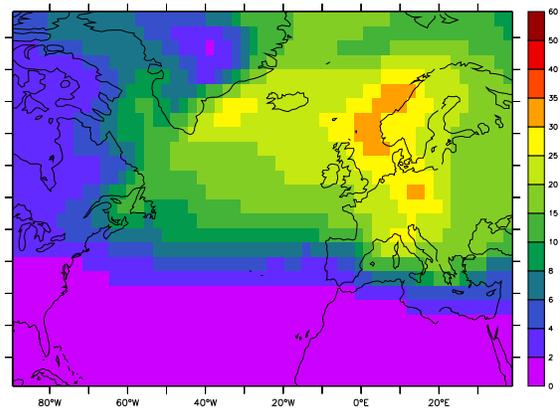


(c) Durée de vie (jours)

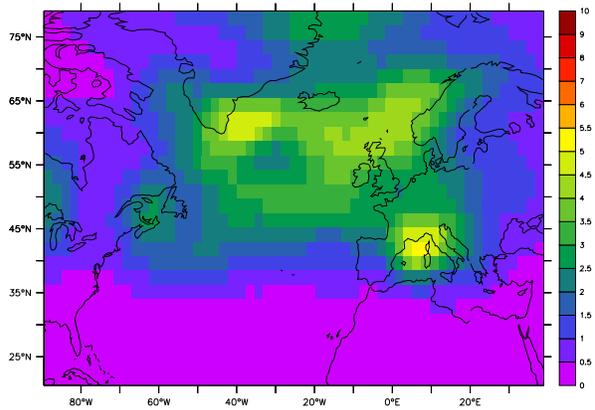
FIG. C.2 – Vorticité à 850 hPa, simulation DA9 (1960-99), pour les mois NAO+ : deuxième partie. La vitesse et le taux de croissancene sont pas représentés pour une densité de centres de dépression inférieure à 3 et la durée de vie n'est pas représentée pour une densité de trajectoires inférieure à 1.



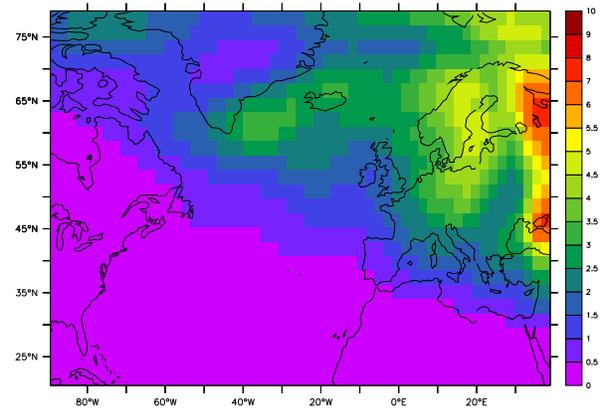
(a) Densité de centres de dépressions



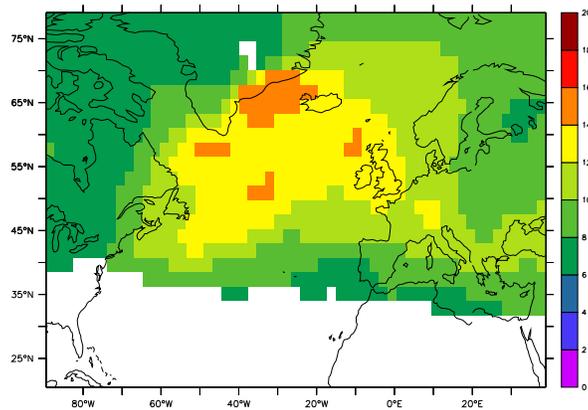
(b) Densité de trajectoires



(c) Naissance des trajectoires

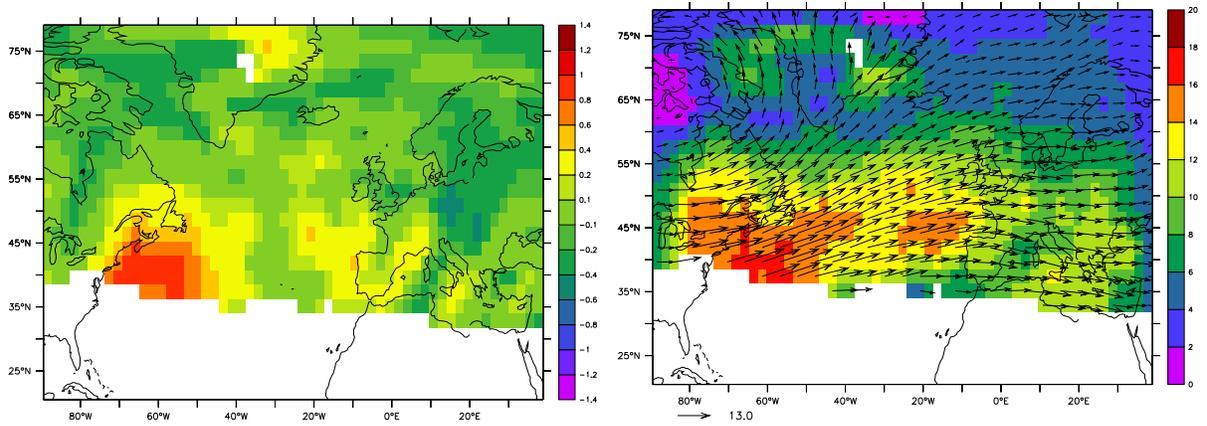


(d) Disparition des trajectoires



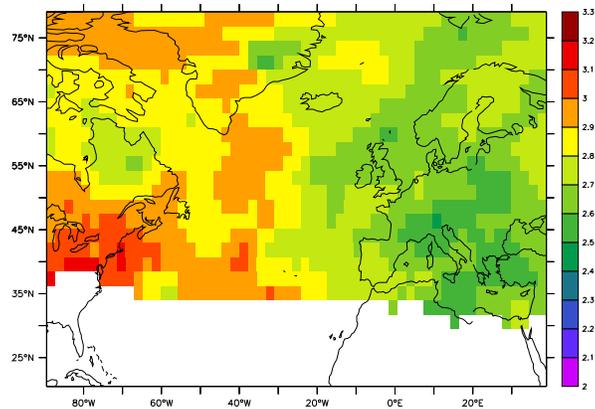
(e) Intensité moyenne

FIG. C.3 – Vorticité à 850 hPa, simulation DA9 (1960-99), NAO- : première partie. Les variables concernées ne seront pas représentées pour une densité de centres de dépression inférieure à 3 (intensité, vitesse et taux de croissance) ou pour une densité de trajectoires inférieure à 1 (durée de vie).



(a) Taux de croissance (jour^{-1})

(b) Vitesse (m/s)



(c) Durée de vie (jours)

FIG. C.4 – Vorticité à 850 hPa, simulation DA9 (1960-99), NAO- : deuxième partie. L'intensité n'est pas représentée pour une densité de centres inférieure à 3.

Annexe D

Le changement climatique (compléments)

D.1 Effets moyens

Les sections suivantes présentent les impacts moyens du changement climatique sur un certain nombre de variables, estimés à partir de deux simulations avec le modèle ARPEGE, une simulation en climat actuel (DA9) et une simulation en climat perturbé selon le scénario IPCC-B2 (DE9B).

D.1.1 Sur l'humidité spécifique

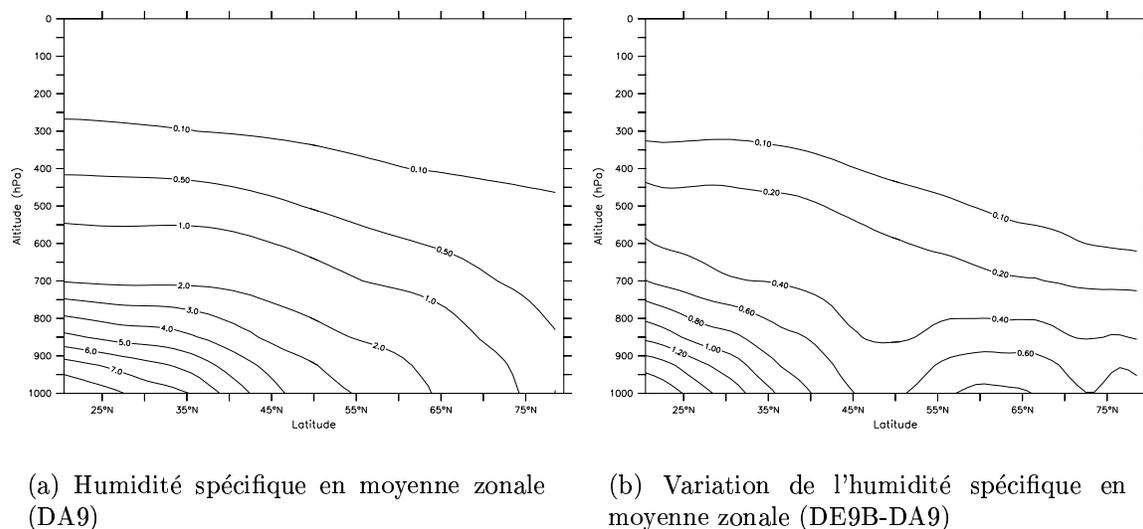


FIG. D.1 – Humidité spécifique (en g/kg) (a) pour la simulation DA9, et (b) différence entre DE9B et DA9, pour les mois d'hiver.

La figures D.1 présente l'humidité spécifique moyenne de la troposphère en climat actuel

(simulation DA9) et en moyenne zonale, et son évolution moyenne lorsque le climat change (simulation DE9B). On constate une augmentation de l'humidité.

D.1.2 Sur la pression et le géopotentiel à différents niveaux de pression

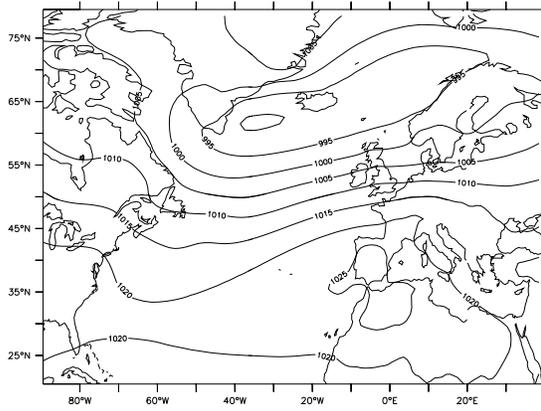
La figure D.2 présente les champs de pression à la surface pour les deux simulations DA9 et DE9B, et leur différence. Elle indique aussi les variations de géopotentiel à différents niveaux de pression (850, 500 et 200 hPa). Les variations de pression à la surface (figure D.2(c)) et de géopotentiel (figure D.2(d)) à 850 hPa sont cohérentes comme attendu. La pression à la surface augmente sur l'Europe et le Groënland. Elle diminue au-delà de 65°N à l'Est du Groënland, et au-delà de 50°N à l'Ouest du Groënland. Sur l'océan Atlantique, la pression à la surface varie peu. Une légère augmentation de pression se produit cependant approximativement à 30°W- 50°N, c'est-à-dire au même endroit que la réduction de température observée (figure 4.39(a)).

D.1.3 Sur le vent

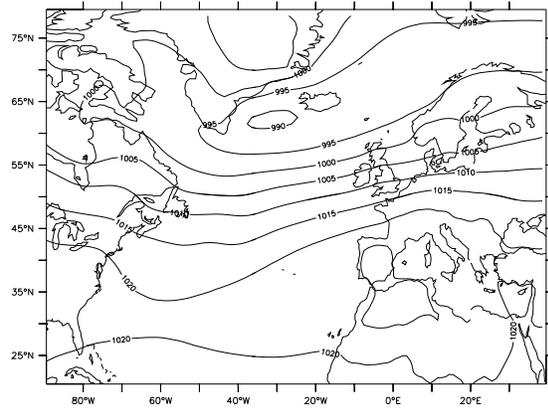
La figure D.3 indique l'évolution moyenne du champ de vent à différents niveaux de pression quand le climat est perturbé. A 850 hPa, en climat actuel, le maximum de vent se situe sur une bande SO-NE de 20° environ de large, entre les Etats-Unis et l'Europe de l'Est. Quand le climat est perturbé, on observe une augmentation de l'intensité du vent vers 65°N au nord de la Norvège, et une réduction de cette intensité sur la Méditerranée. Ces deux modifications sont cohérentes avec l'évolution du champ de pression à la surface (figure 4.41(a)). A 200 hPa, en climat actuel, nous observons deux maxima sur notre région d'étude. Le premier est situé au sud du maximum dans les basses couches, vers 35°N, d'orientation SO-NE également. Le deuxième est localisé entre 20 et 30°N dans la partie Est de la région. Quand le climat évolue, le vent à 200 hPa augmente d'intensité sur l'Atlantique, entre le Mexique et l'Espagne. Il diminue d'intensité au sud de la Méditerranée. Ces variations sont également cohérentes avec les variations du géopotentiel à 200 hPa (figure D.2(f)).

D.1.4 Sur les flux d'humidité liés au courant moyen

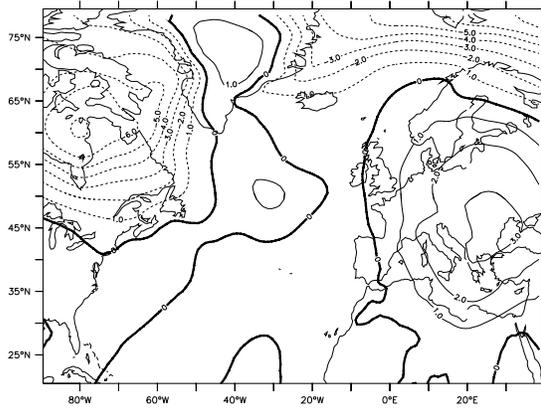
La figure D.4 compare les flux d'humidité liés au courant moyen dans la haute et la basse troposphère, en climats actuel et perturbé. Ces modifications sont discutées dans la section 4.5.1.



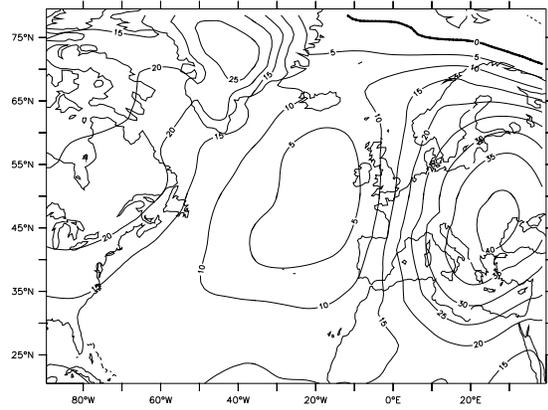
(a) Pression à la surface (DA9)



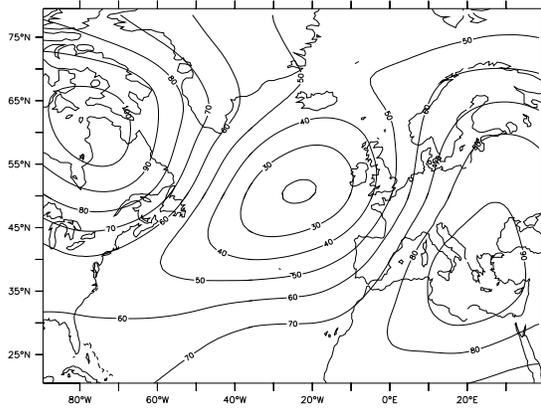
(b) Pression à la surface (DE9B)



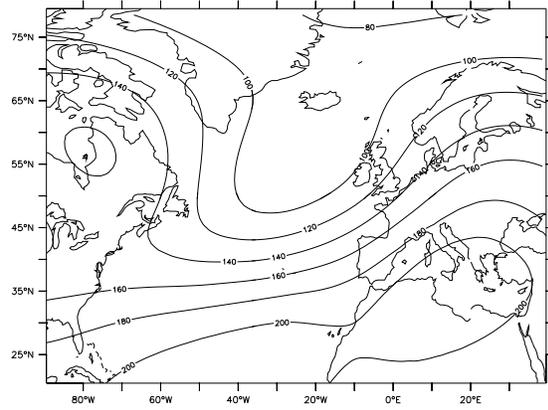
(c) Variation de pression à la surface



(d) Variation de géopotiel à 850 hPa

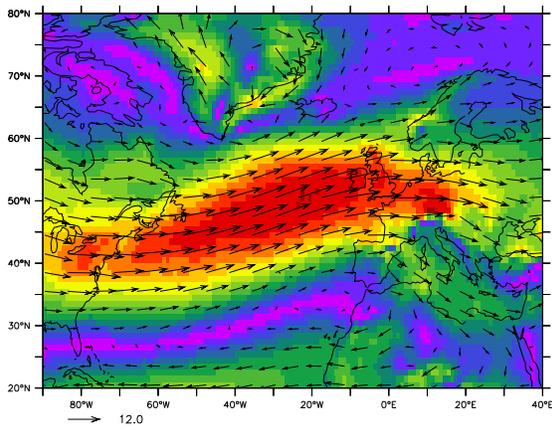


(e) Variation de géopotiel à 500 hPa

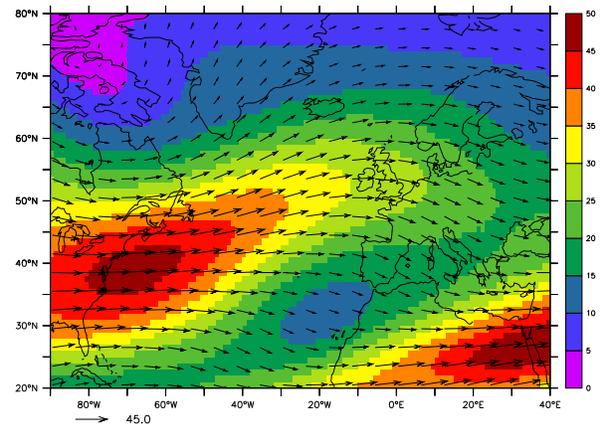


(f) Variation de géopotiel à 200 hPa

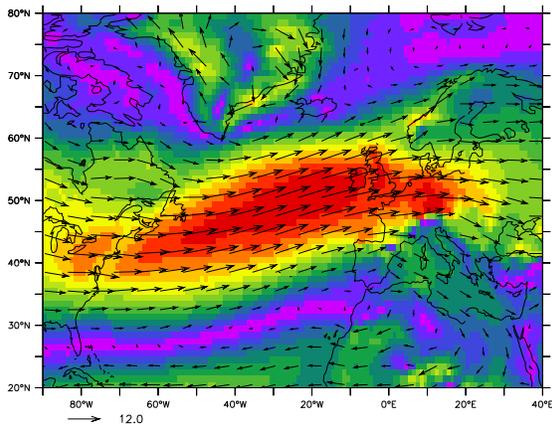
FIG. D.2 – Effets sur la pression à la surface (hPa) et sur le géopotiel (m) à différents niveaux de pressions du changement climatique (comparaison des simulations DA9 et DE9B).



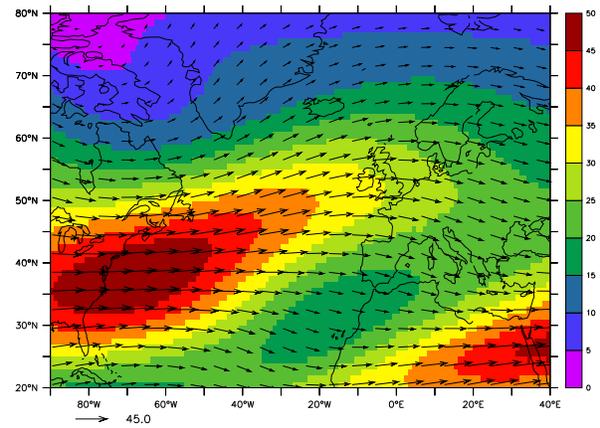
(a) à 850 hPa, DA9



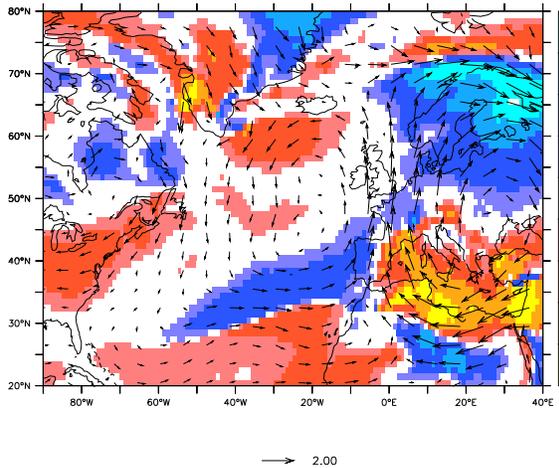
(b) à 200 hPa, DA9



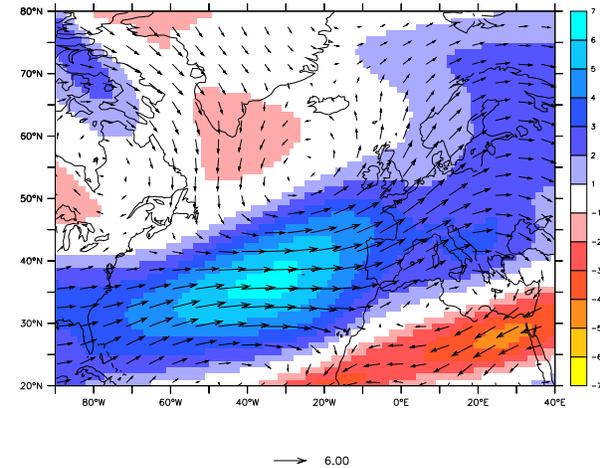
(c) à 850 hPa, DE9B



(d) à 200 hPa, DE9B

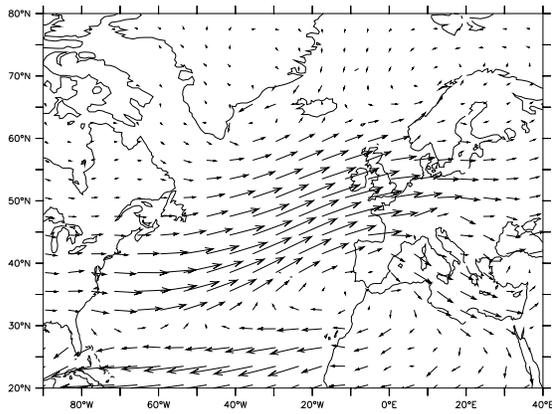


(e) à 850 hPa, DE9B-DA9

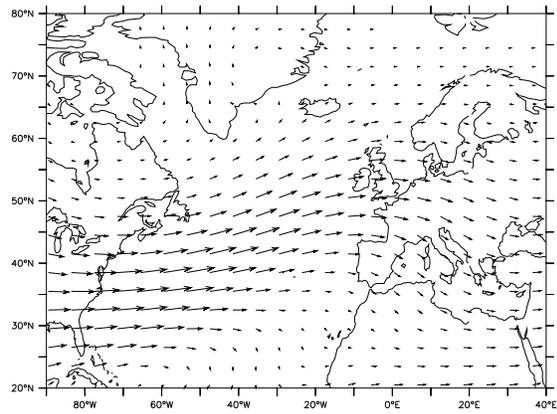


(f) à 200 hPa, DE9B-DA9

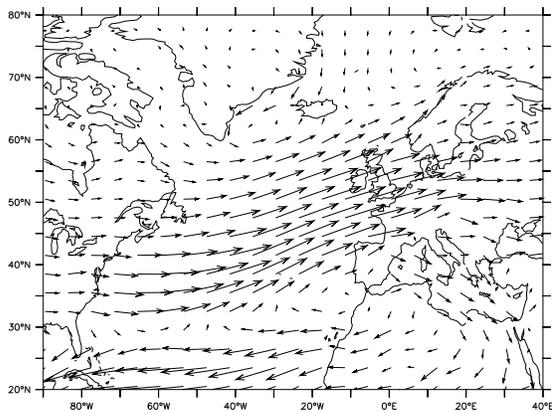
FIG. D.3 – Effets sur le vent (m/s) du changement climatique, comparaison des simulations DA9 et DE9B. Quand les différences entre DA9 et DE9B sont représentées, les vecteurs représentent la différence entre les deux vecteurs vent, les couleurs indiquent les changements d'intensité du vent.



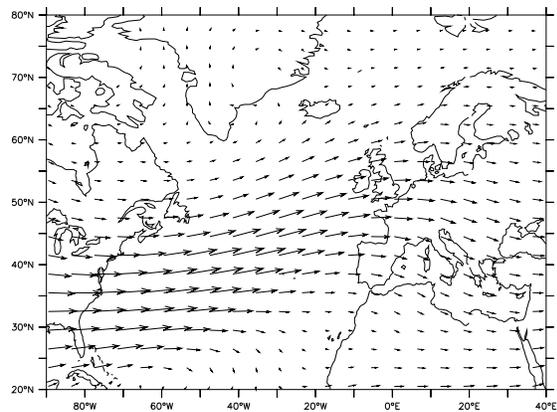
(a) Flux d'humidité dans les basses couches (DA9)



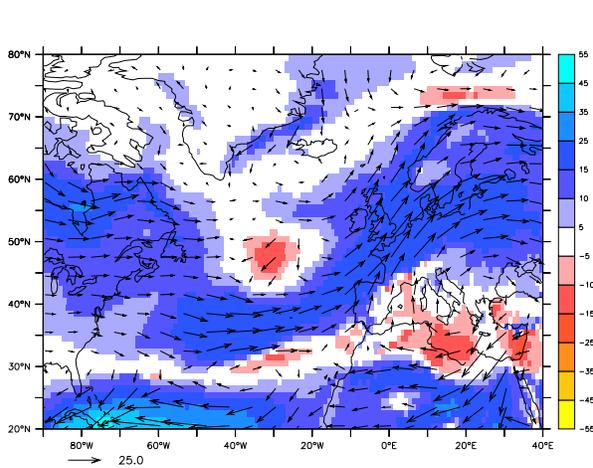
(b) Flux d'humidité dans les hautes couches (DA9)



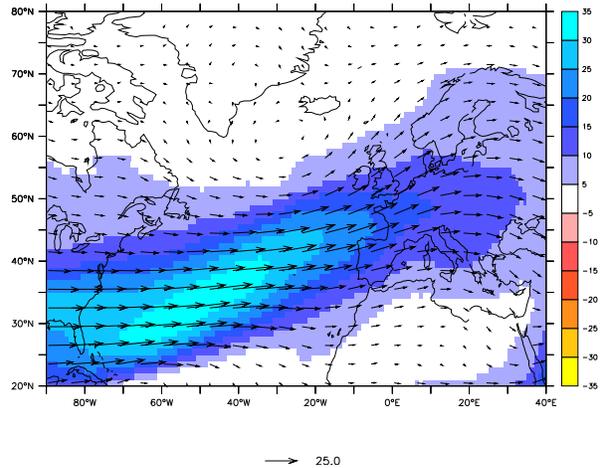
(c) Flux d'humidité dans les basses couches (DE9B)



(d) Flux d'humidité dans les hautes couches (DE9B)



(e) Variation du flux d'humidité dans les basses couches (DE9B-DA9)

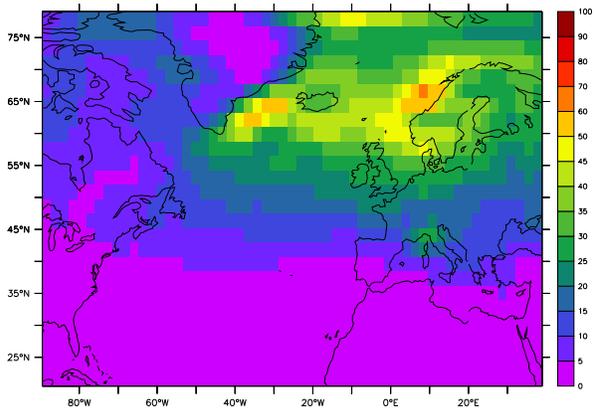


(f) Variation du flux d'humidité dans les hautes couches (DE9B-DA9)

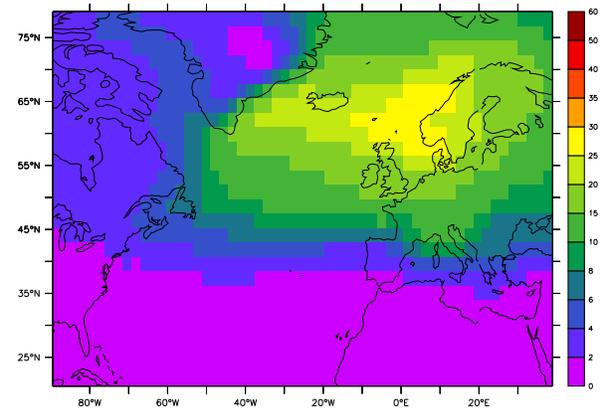
FIG. D.4 – Effets sur le flux d'humidité (kg/m/s) dans les basses couches (1000 à 700 hPa) et dans les hautes couches (700 à 300 hPa) du changement climatique (comparaison des simulations DA9 et DE9B).

D.2 Les dépressions simulées par Track en climat perturbé (simulation DE9B)

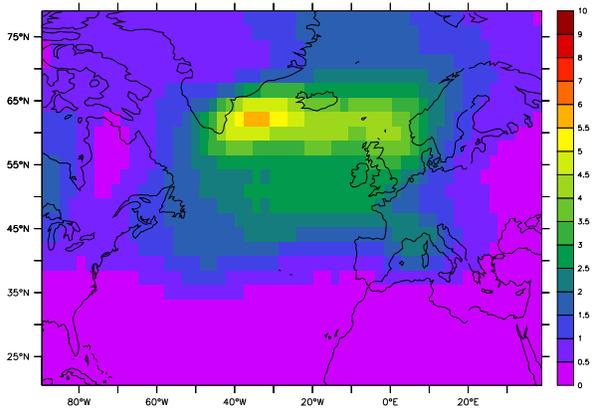
Nous présentons dans cette partie les simulations des dépressions, effectuées à partir des champs de vortacité à 850 et 200 hPa, sur la période 2070-99 (simulation DE9B), par Track. Les figures D.5 et D.7 présentent les densités de centres de dépressions et de trajectoires, les lieux de génèse et de disparition des trajectoires, et l'intensité moyenne des dépressions pour les simulations effectuées avec Track, à partir de la simulation DE9B, dans la basse et la haute troposphère. Les figures D.6 et D.8 présentent le taux de croissance, la vitesse et la durée de vie moyens des dépressions dans la basse et la haute troposphère pour ces mêmes simulations.



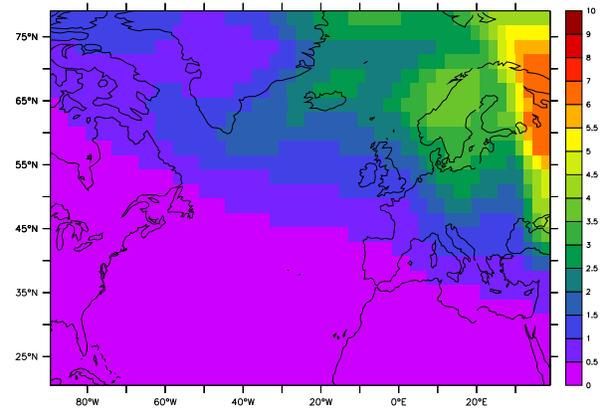
(a) Densité de centres de dépressions (nombre de centres par mois et par 10^6 km^2)



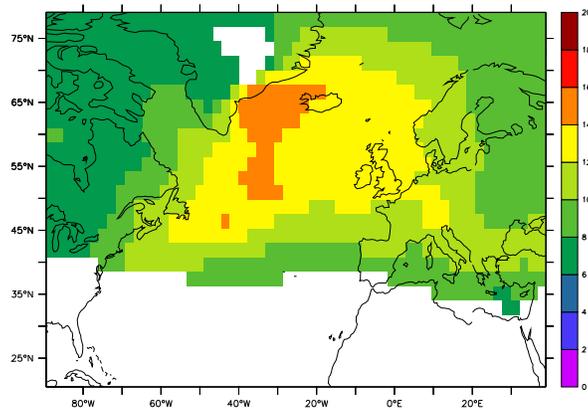
(b) Densité de trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)



(c) Naissance des trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)

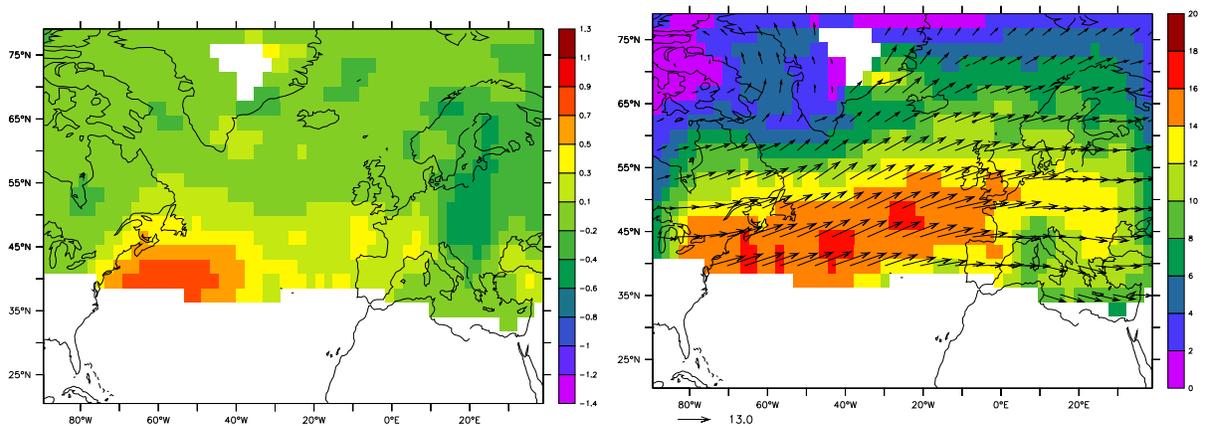


(d) Disparition des trajectoires



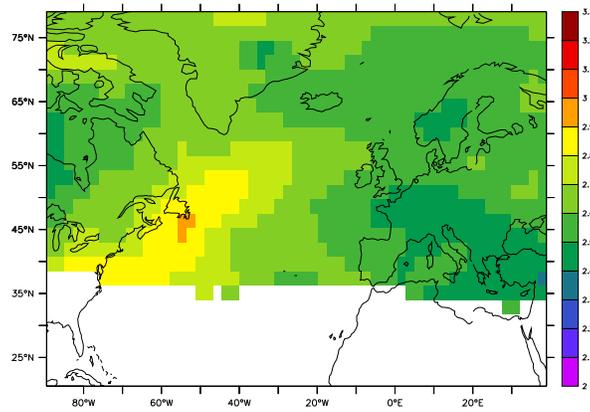
(e) Intensité moyenne (10^{-5} s^{-1})

FIG. D.5 – Vorticité à 850 hPa, simulation DE9B (2070-99) : première partie. L'intensité n'est pas représentée pour une densité de centres de dépression inférieure à 3.



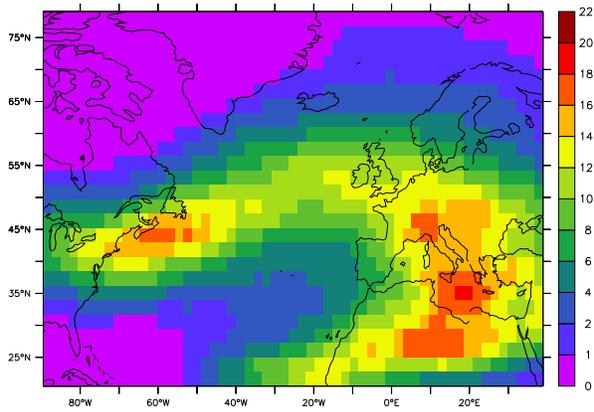
(a) Taux de croissance (jour^{-1})

(b) Vitesse (m/s)

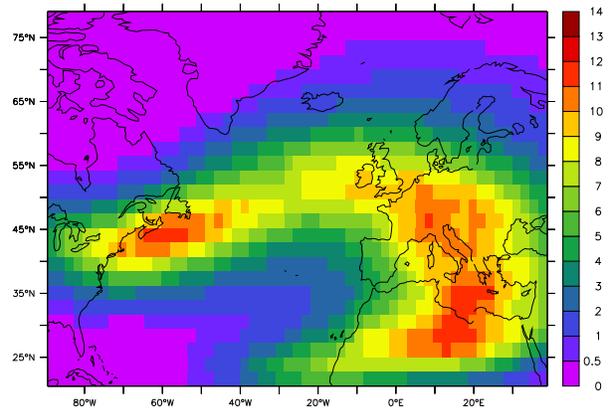


(c) Durée de vie (jours)

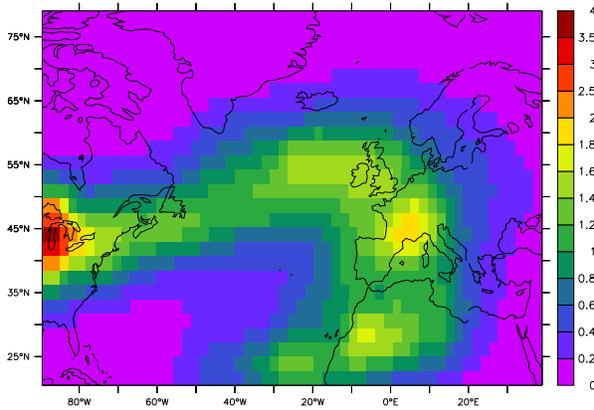
FIG. D.6 – Vorticité à 850 hPa, simulation DE9B (2070-99) : deuxième partie. La vitesse et le taux de croissance ne sont pas représentés pour une densité de centres de dépression inférieure à 3 et la durée de vie des trajectoires n'est pas représentée pour une densité de trajectoires inférieure à 1.



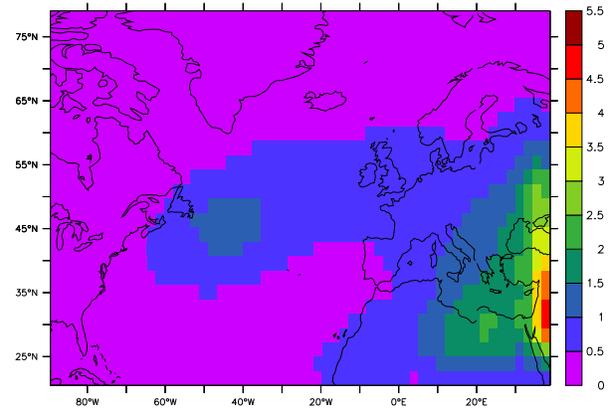
(a) Densité de centres de dépressions (nombre de centres par mois et par 10^6 km^2)



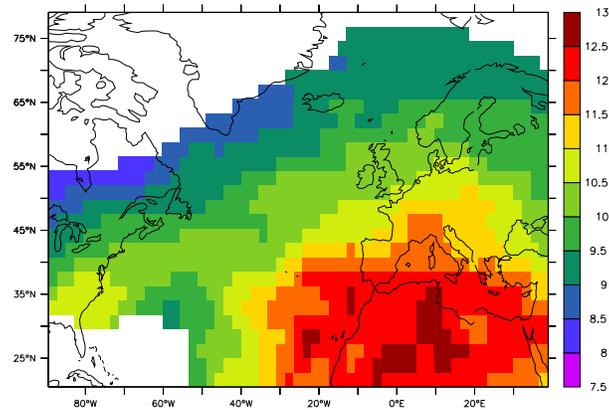
(b) Densité de trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)



(c) Naissance des trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)

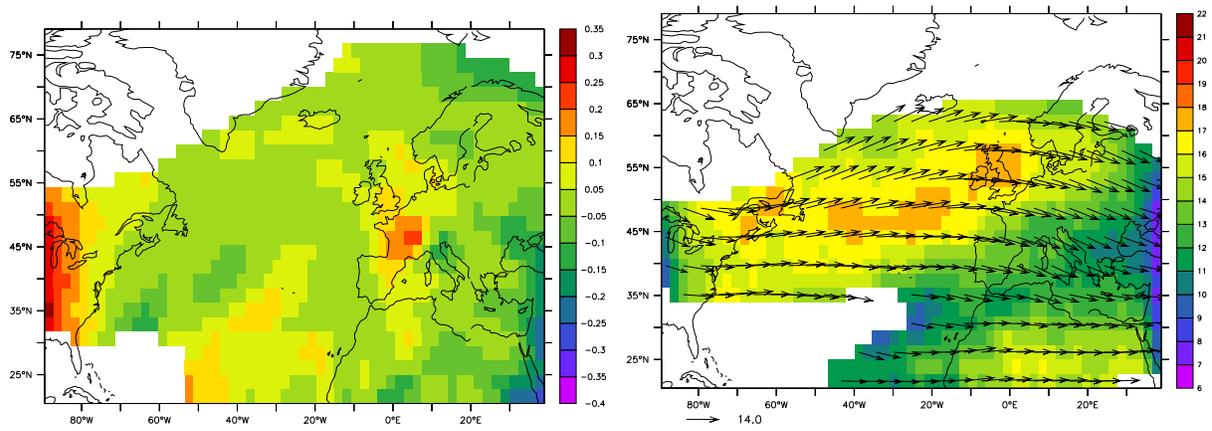


(d) Disparition des trajectoires (nombre de trajectoires par mois et par 10^6 km^2)



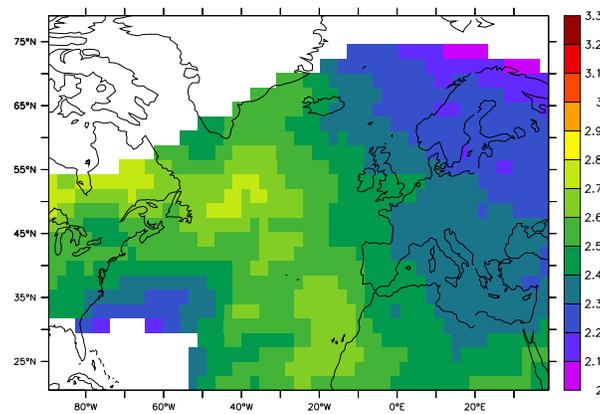
(e) Intensité moyenne (10^{-5} s^{-1})

FIG. D.7 – Vorticité à 200 hPa, simulation DE9B (2070-99) : première partie. L'intensité n'est pas représentée pour une densité de centres de dépression inférieure à 1.



(a) Taux de croissance (jour^{-1})

(b) Vitesse (m/s)



(c) Durée de vie (jours)

FIG. D.8 – Vorticité à 200 hPa, simulation DE9B (2070-99) : deuxième partie. La vitesse et le taux de croissance ne sont pas représentés pour une densité de centres de dépression inférieure à 1 et la durée de vie des trajectoires n'est pas représentée pour une densité de trajectoires inférieure à 0.5.

D.3 Etude NAO en climat perturbé

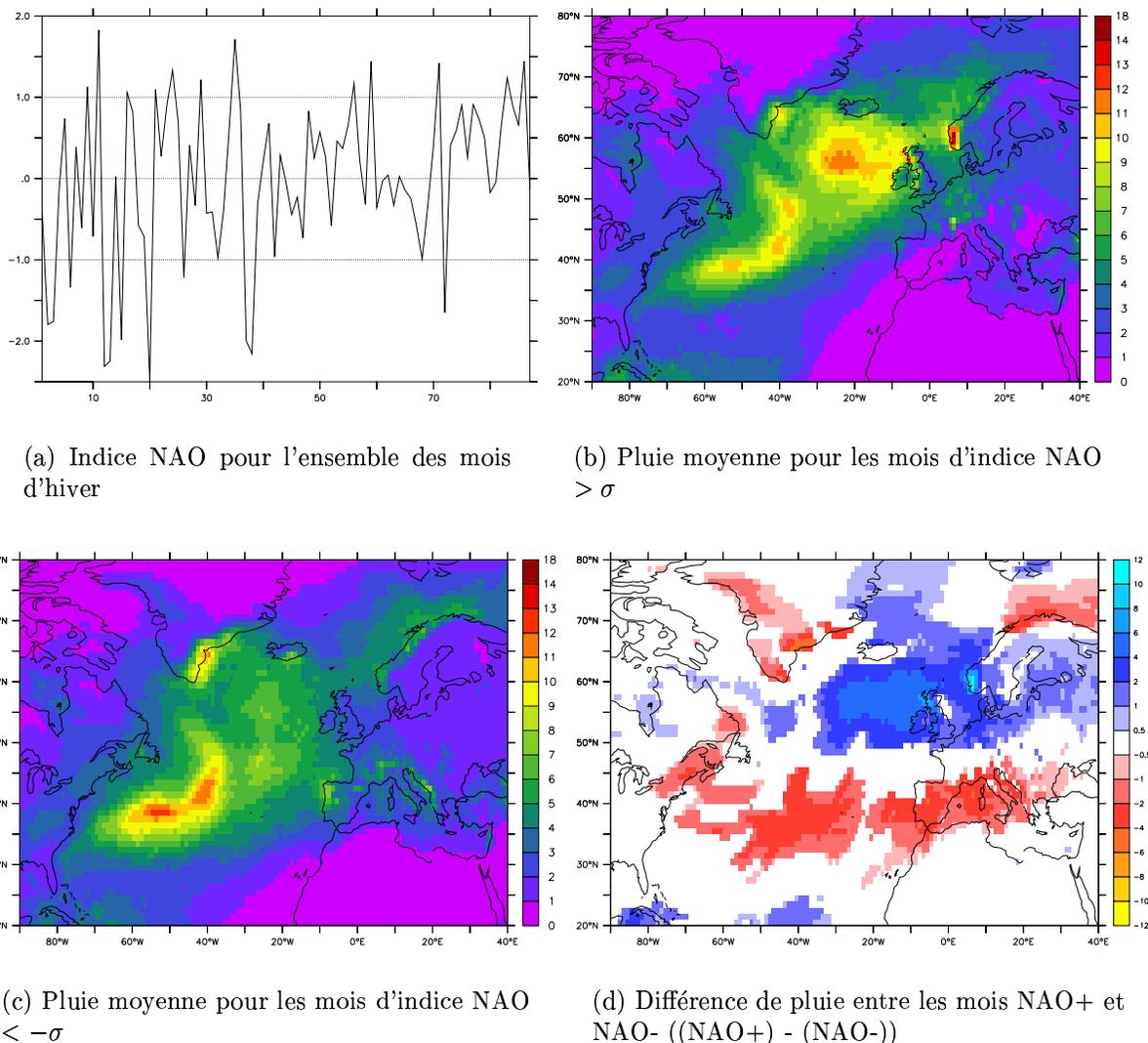
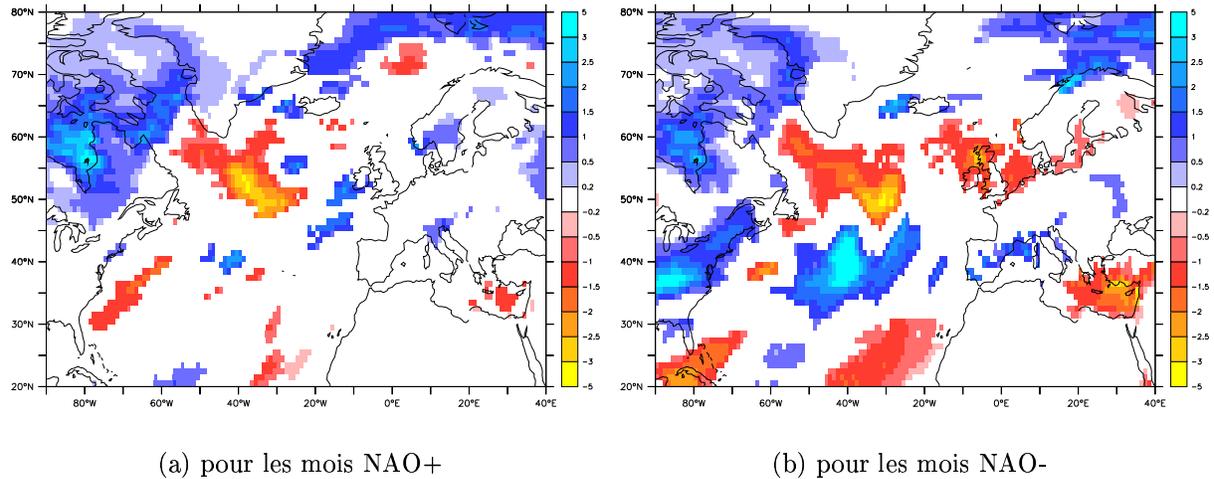


FIG. D.9 – Lien entre l'indice NAO et les pluies sur la zone, simulation DE9B. Pour la carte de différences, seules les valeurs significativement différentes de 0 selon un test de Student au niveau $\alpha = 0.05$ sont indiquées.

La figure D.9(a) représente l'indice NAO calculé, comme indiqué au paragraphe 4.4.5, sur l'ensemble des mois d'hiver (décembre à février) de la simulation DE9B. Afin de permettre la comparaison avec la simulation DA9, nous utilisons l'écart-type des variations de pression du climat actuel dans le calcul de l'indice en climat modifié (cet écart-type est très peu différent, 9.8 hPa au lieu de 9.5 hPa, de celui obtenu à partir de la simulation DE9B). D'après le mode de calcul de l'indice, sa moyenne est nulle et son écart-type vaut $\sigma = 0.97$. Nous repérons sur la figure D.9(a) les mois où l'indice NAO dépasse σ (mois NAO+) et les mois où l'indice NAO est en-dessous de $(-\sigma)$ (mois NAO-). Les figures D.9(b) et D.9(c) représentent les précipitations moyennées respectivement sur les mois NAO+ et sur les mois NAO- de la

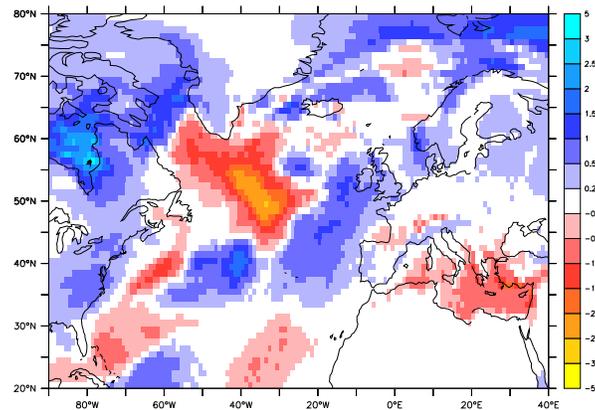
simulation DE9B. La figure D.9(d) représente la différence entre ces deux précipitations moyennes, soit l'écart entre les mois NAO- et les mois NAO+.

On obtient des résultats très semblables à ceux obtenus en climat actuel (cf. figures D.9(d) et 4.33(e)). La différence entre les précipitations des mois NAO- et NAO+ est un dipôle d'axe Nord-Sud centré entre 45 et 50°N. Pendant les mois NAO-, il pleut davantage sur l'Europe du Sud, la Méditerranée et l'Atlantique Sud et moins sur l'Europe du Nord. Au contraire, pendant les mois NAO+, les précipitations sont plus fortes sur l'Europe du Nord et la moitié Nord de l'Atlantique. Le dipôle en climat perturbé est simplement légèrement renforcé par rapport au dipôle obtenu en climat actuel.



(a) pour les mois NAO+

(b) pour les mois NAO-



(c) moyenne sur l'ensemble des mois

FIG. D.10 – Différence de pluie entre les simulations DA9 et DE9B. Seules les valeurs significativement différentes de 0 selon un test de Student au niveau $\alpha = 0.05$ sont indiquées.

Les figures D.10(a) et D.10(b) présentent les variations de précipitations entre climat actuel et climat modifié pour les mois d'indices NAO fort et faible. On compare ces variations aux variations moyennes de précipitations (figure D.10(c)). A la fois pour les mois d'indices NAO fort et faible, la diminution de précipitations sur l'Atlantique central (30-50°W, 45-

60°N) est présente. Pendant les mois d'indice NAO fort, l'augmentation des précipitations est plus marquée sur le bord Ouest de l'Europe et sur la Norvège. Pendant les mois d'indice NAO faible, les précipitations diminuent sur l'Europe du Nord et elles augmentent sur l'Atlantique et l'Europe du Sud de façon plus marquée qu'en moyenne. La diminution des précipitations sur la Méditerranée est également plus marquée pour les mois d'indices NAO faibles.

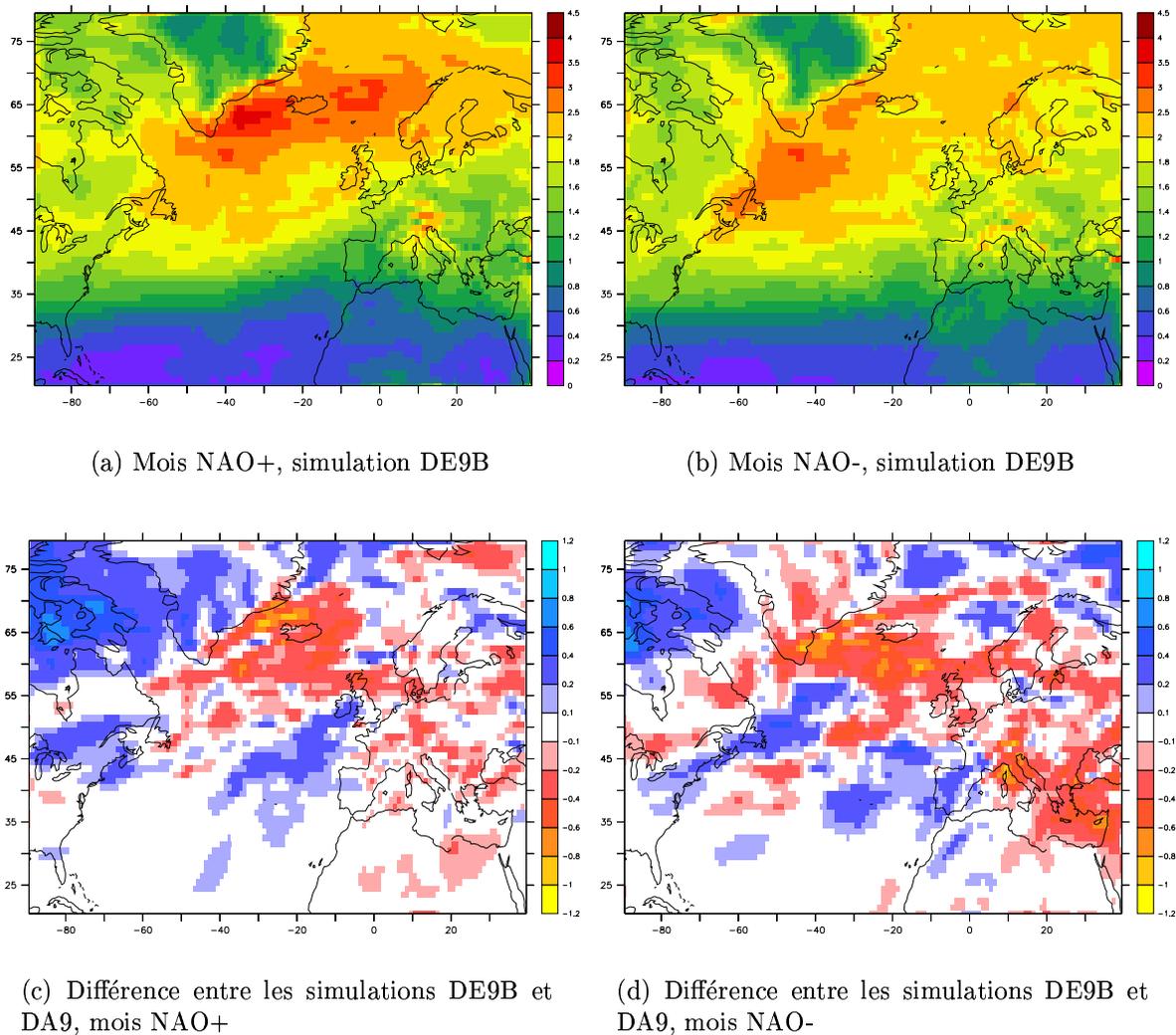
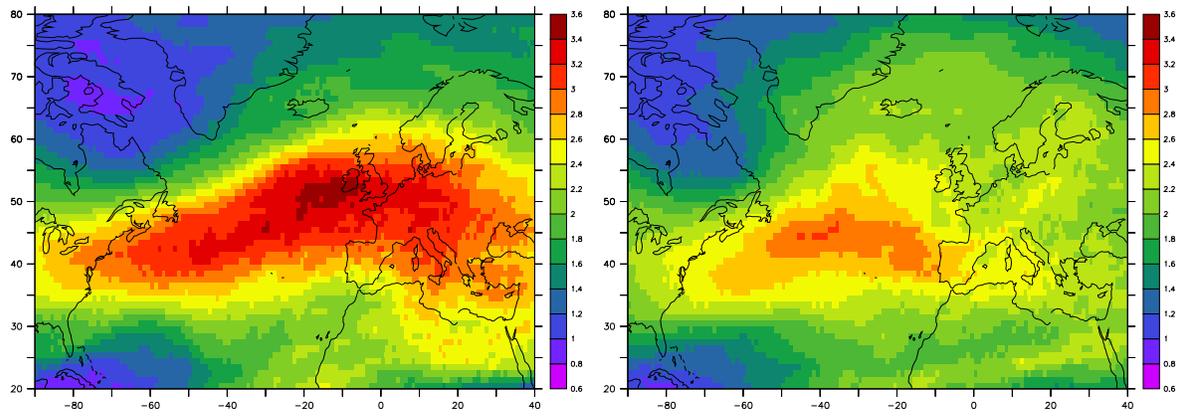


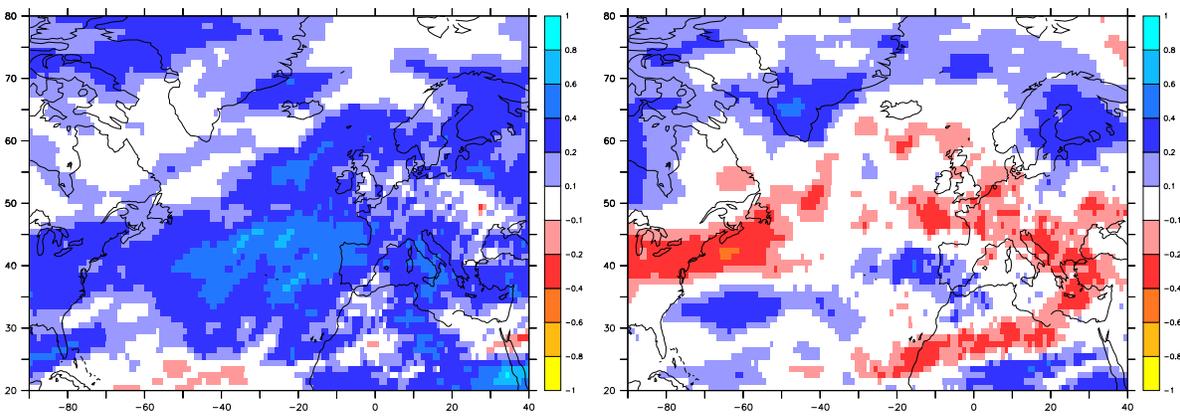
FIG. D.11 – Variance filtrée sur 2-6 jours de la vorticité à 850 hPa, convertie en écart-type (10^5 s^{-1}), pour les mois d'indices NAO fort et faible. Comparaison des simulations DA9 et DE9B.

Les figures D.11 et D.12 comparent les variances filtrées sur 2-6 jours entre les simulations DA9 et DE9B, dans la haute et la basse troposphère, pour les mois d'indice NAO fort ou faible. Nous ne sommes pas parvenu à extraire une cohérence significative entre ces figures et les figures correspondantes pour les variations de précipitations. De la même façon, les figures D.13 et D.14 qui présentent les modifications de densités de centres de dépressions quand le climat change, si on se place dans les conditions d'indice NAO soit fort, soit faible,



(a) Mois NAO+, simulation DE9B

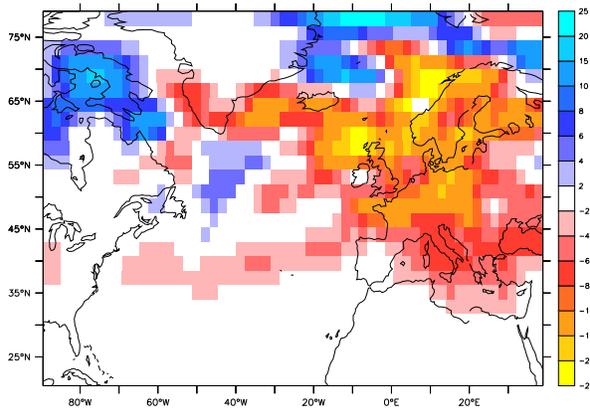
(b) Mois NAO-, simulation DE9B



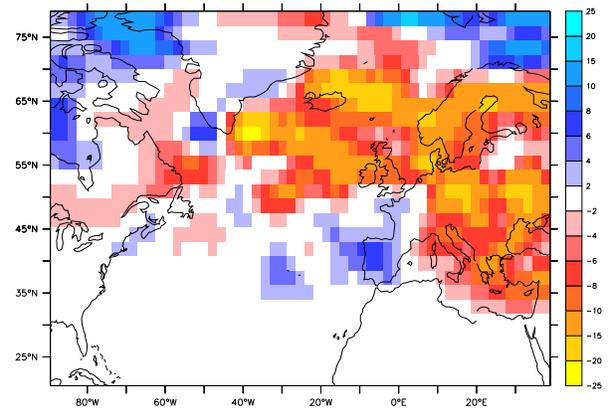
(c) Différence entre les simulations DE9B et DA9, mois NAO+

(d) Différence entre les simulations DE9B et DA9, mois NAO-

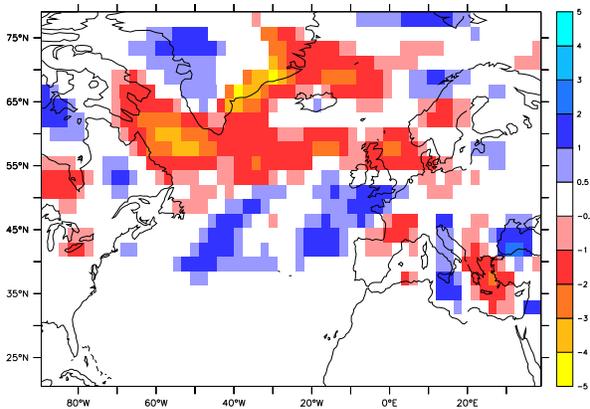
FIG. D.12 – Variance filtrée sur 2-6 jours de la vorticité à 200 hPa, convertie en écart-type (10^5 s^{-1}), pour les mois d'indices NAO fort et faible. Comparaison des simulations DA9 et DE9B.



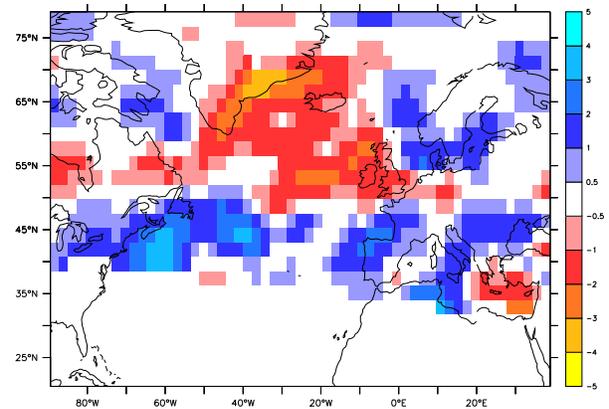
(a) Densité de centres de dépressions (nombre de centres par mois et par 10^6 km^2) pour les mois NAO+



(b) Densité de centres de dépressions (nombre de centres par mois et par 10^6 km^2) pour les mois NAO-

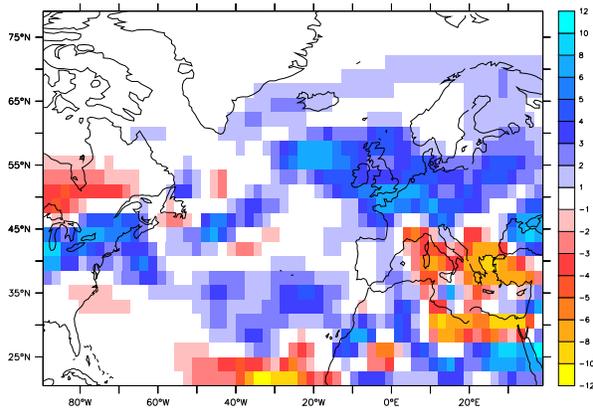


(c) Intensité moyenne (10^{-5} s^{-1}) pour les mois NAO+

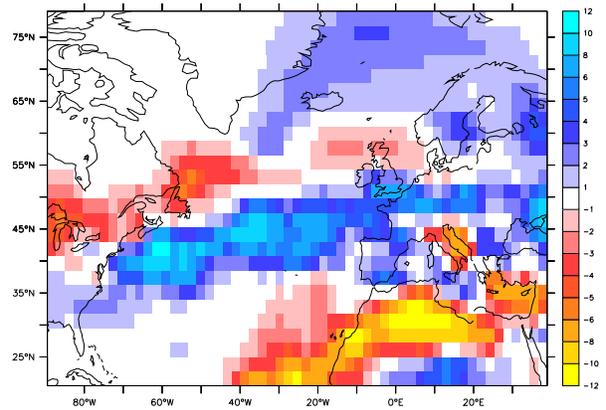


(d) Intensité moyenne (10^{-5} s^{-1}) pour les mois NAO-

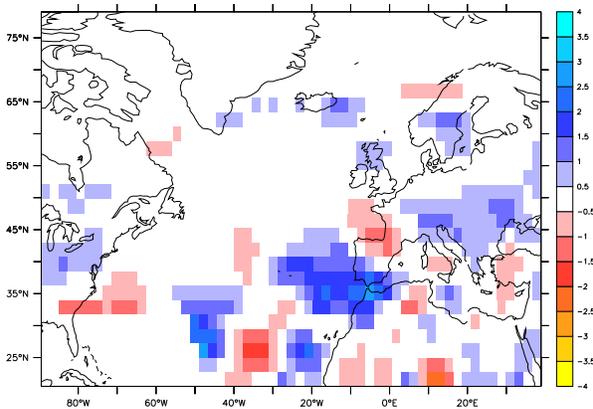
FIG. D.13 – Densités de centres de dépression et intensité moyenne des trajectoires calculées à partir de la vorticité à 850 hPa, différence entre les simulations DA9 et DE9B pour les mois NAO+ et NAO-. L'intensité n'est pas représentée pour une densité de centres de dépression inférieure à 3 pour l'une ou l'autre des simulations (DA9 ou DE9B).



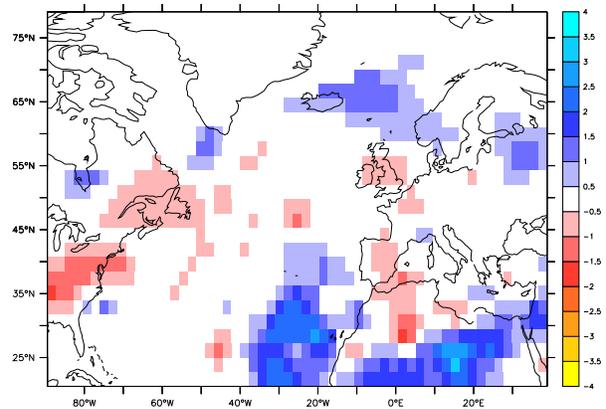
(a) Densité de centres de dépressions (nombre de centres par mois et par 10^6 km^2) pour les mois NAO+



(b) Densité de centres de dépressions (nombre de centres par mois et par 10^6 km^2) pour les mois NAO-



(c) Intensité moyenne (10^{-5} s^{-1}) pour les mois NAO+



(d) Intensité moyenne (10^{-5} s^{-1}) pour les mois NAO-

FIG. D.14 – Densités de centres de dépression et intensité moyenne des trajectoires calculées à partir de la vorticité à 200 hPa, différence entre les simulations DA9 et DE9B pour les mois NAO+ et NAO-. L'intensité n'est pas représentée pour une densité de centres de dépression inférieure à 3 pour l'une ou l'autre des simulations (DA9 ou DE9B).

n'ont pas fait montré de lien clair avec les modifications de précipitations. L'utilisation de l'indice NAO lorsque le climat change n'a pas à ce stade de l'étude encore abouti.

Annexe E

Les scénarios SRES

En 2000, l'IPCC a publié un rapport spécial sur les scénarios d'émissions (SRES). Ce rapport décrit les nouveaux scénarios d'émissions utilisés. Ces scénarios ont été construits pour prendre en compte les développements futurs dans l'environnement global, en particulier la production de gaz à effet de serre et les émissions d'aérosols. Ces scénarios ne prennent pas en compte les possibles efforts de réductions des émissions.

La terminologie suivante est utilisée :

- Histoire (ou “storyline”) : description d'un scénario (ou d'une famille de scénarios) soulignant les caractéristiques et dynamiques principales du scénario et les relations entre ses éléments essentiels et déterminants.
- Scénario : projections d'un futur possible, basées sur une logique claire et une histoire quantifiée.
- Famille de scénarios : un ou plusieurs scénarios qui ont la même histoire démographique, socio-politique, économique et technologique.

Quatre familles de scénarios ont été développées. L'histoire de chacune de ces familles décrit un futur possible (démographique, socio-politique, économique et technologique). A l'intérieur de chaque famille, un ou plusieurs scénarios explorent les développements possibles, en particulier de l'industrie et de la consommation d'énergie, et leurs conséquences sur les émissions de gaz à effet de serre et d'autres polluants. Ces familles ont été définies en envisageant un ensemble de réponses possibles aux questions :

- Est-ce que la mise en place d'un mode de gouvernement adapté peut résoudre les problèmes globaux ?
- Est-ce que les sociétés vont avoir pour objectif unique l'amélioration du confort matériel ou est-ce que la qualité de l'environnement et le bien-être de la société seront pris en compte ?

Chaque scénario quantifie les indicateurs principaux reliés à la croissance de la population et à l'économie, les caractéristiques du système énergétique et les émissions de gaz à effet de serre.

Dans les sections suivantes, les scénarios A1, A2, B1 et B2 sont présentés. Les figures E.1 et E.2 illustrent qualitativement la description de ces scénarios. Et la figure E.3 permet de comparer les émissions de CO₂ et de SO₂ dans les différents scénarios. On pourra se reporter au troisième rapport de l'IPCC pour davantage de précisions (Houghton et al. 2001).

Scenario	Population	Economy	Environment	Equity	Technology	Globalisation	Climate
A1FI							
A1B							
A1T							
B1							
A2							
B2							

FIG. E.1 – Description qualitative des scénarios SRES par la présentation des évolutions qualitatives de la population, de l'économie, de l'environnement, de l'équité, de la technologie, de la globalisation et de climat. Cette figure est reproduite à partir du site web "The IPCC Data Distribution Centre" (<http://www.ipcc.ch/>).



FIG. E.2 – Comparaison des scénarios SRES. Cette figure est reproduite à partir du site web "The IPCC Data Distribution Centre" (<http://www.ipcc.ch/>).

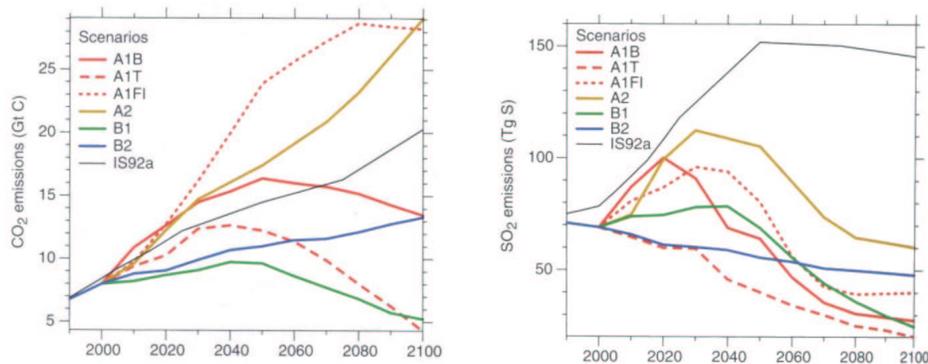


FIG. E.3 – Les émissions de CO₂ et SO₂ pour les différents scénarios. Cette figure est reproduite à partir du site web "The IPCC Data Distribution Centre" (<http://www.ipcc.ch/>).

E.1 Scénario A1

Ce scénario décrit un monde dans lequel la croissance économique est très rapide, celle de la population faible et l'introduction de technologies nouvelles et plus efficaces rapide. Un élément essentiel de ce scénario est la réduction substantielle des différences de revenu par personne entre les différentes régions. Dans ce monde-là, chacun tente d'améliorer sa richesse personnelle plutôt que la qualité de l'environnement. La famille de scénarios A1 se décompose en trois groupes qui décrivent des directions possibles de changement technologique dans le système énergétique : utilisation intensive des énergies fossiles (A1FI), utilisation de sources d'énergie non-fossiles (A1T) ou mélange de l'ensemble des sources (A1B).

E.2 Scénario A2

Le scénario A2 décrit un monde très hétérogène. Les identités culturelles régionales se renforcent, à travers les valeurs de la famille et les traditions locales. La croissance de la population est importante et un développement économique rapide n'est pas au centre des préoccupations.

E.3 Scénario B1

Le scénario B2 décrit un monde qui converge vers des changements rapides dans les structures économiques, la dématérialisation et l'introduction de technologies propres. Les solutions globales pour un développement durable sur les plans environnemental et social, comprenant des efforts concertés pour un rapide développement technologique, une dématérialisation de l'économie et une amélioration de l'équité, sont mises en avant.

E.4 Scénario B2

Ce quatrième scénario présente un monde dans lequel l'accent est mis sur les solutions locales pour un développement durable sur les plans économique, social et environnemental. Ce monde est hétérogène, les changements technologiques sont moins rapides et plus variés, mais l'accent est mis sur les initiatives communautaires et les innovations sociales pour trouver des solutions locales plutôt que globales.